



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
Instituto de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas

THIAGO NOBRE COSTA

Estudo de espessura sedimentar na  
Bacia do Paraná com função do  
receptor de alta frequência

São Paulo – SP

2006

Thiago Nobre Costa

Estudo de espessura sedimentar na  
bacia do paraná com funo do receptor  
de alta freqencia

Dissertao apresentada ao Instituto de  
Astronomia, Geofísica e Ciências At-  
mosfricas da Universidade de São Paulo  
para a obteno do título de Mestre em  
Ciências em Geofísica.

Orientador: Dr. Marcelo Assumpo

São Paulo  
2006

Costa, Thiago Nobre.

Estudo de espessura sedimentar na bacia do paraná com funo do receptor de alta freqncia. / Thiago Nobre Costa; Orientador: Dr. Marcelo Assumpo. – São Paulo, 2006.

92f.:fig.

Dissertao (Mestrado – Pos-Graduao em Geofísica. rea de concentrao: Sismologia.) — Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.

1.Funo do Receptor 2.Bacia Sedimentar 3.Bacia do Paraná  
4.Deconvoluo no domínio do tempo 5.Inversão Conjunta I. Título.

CDD 551

Dedico esse trabalho primeiro à  
Deus, que sempre me deu  
sustento nas horas difíceis

# Agradecimentos

Ao Prof. Dr. Marcelo Assumpção pela atenção, confiança, orientação e enorme paciência.

Ao José Augusto Miotto pelas informações geológicas dos poços

Ao José Roberto Barbosa, grande Zé, com quem eu tiver o prazer de fazer as viagens de campo. Pelo seu cuidado com as estações e com os dados. Sem esses dados nenhuma pesquisa seria possível.

A compreensiva Cleusa pelos conselhos e conversas nas horas de aperreio. Por bons momentos de risos e por me acolher em sua casa com uma hospitalidade que me fez sentir em casa.

Ao Marcelo Bianchi, conhecido como slot, torto, pimpão e tantos outros apelidos carinhosos para essa pessoa simpática e prestativa. Agradeço pela paciência de dividir sala comigo, um menino perguntador, e que só de vez em quando me mandava ler os manuais (RTFM)!

Ao Afonso, também companheiro de sala, sobre as discussões filosóficas e mesmo sem querer me fazer compreender como as opiniões contrárias podem ser valiosas.

Aos amigos Franklin Bispo, futuro do paleomagnetismo, e Marcos Vasconcelos, primeiro músico geólogo que conheci. A esses dois companheiros que tenho em alta estima, me terão como amigo pra qualquer momento. Agradeço por esses dois anos de convivência agradável e divertida, transformando a distância de casa mais suportável. Amigos que não se encontram todos os dias e que sempre deixam saudades.

Aos todos os amigos do IAG que sempre terei boas lembranças de um tempo importante no meu crescimento como pessoa.

A minha prima Érika que me acolheu em São Paulo e sempre me apoiou. Aos amigos da Vila que conheci e que estarão sempre na minha memória.

À minha maravilhosa e grande família. Minha mãe, meus avós, minhas tias e meus primos. Sempre estarão em meu coração. Minha família sempre será a parte mais importante da minha vida.

Ao meu amor, minha linda, minha princesa, mesmo com a distância nesses dois anos, sempre se manteve companheira, cuidadosa, carinhosa e ao meu lado em todos os momentos. Você sempre esteve nos meus pensamentos e meu coração sempre esteve com você durante todo esse tempo.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processo 05/51889-1, pelo apoio financeiro.

# Resumo

COSTA, T. N. **Estudo de espessura sedimentar na bacia do paraná com funo do receptor de alta freqncia.** 2006. 92 f. Dissertao – Instituto de Astro-nomia, Geofísica e C. Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

O método de Funo de Receptor tem sido largamente empregado para deter-minar interfaces importantes da crosta e manto superior. Neste trabalho, esse método  utilizado para determinar a espessura sedimentar da Bacia do Paraná, interface se-dimento/embasamento e discriminar a mudança de sua topografia para estudo de um graben, previamente indicado por anomalias gravimétricas. Para a obteno dos mo-delos de velocidades a partir das Funes do Receptor utilizou-se a abordagem da inversão conjunta, onde curvas de dispersão de ondas de superfície foram utilizadas para reduzir os efeito ambíguos nos tempos de chegada das conversões e múltiplas Ps devido a compensao velocidade e profundidade. Nos modelos obtidos  possível in-terpretar a espessura da bacia, bem como um aumento de sua profundidade na região de um baixo gravimétrico. A espessura do pacote sedimentar estimado com a FR  consistente com dados de poços profundos próximo às estaes. Os perfis de velo-cidade sísmica são também consistentes com a amplitude da anomalia gravimétrica. Esses resultados demonstram a potencialidade do método de FR de alta freqncia para estudo de bacias. Na parte norte da Bacia do Paraná, foi confirmada a existência de um graben, por desnível de aproximadamente 2 km.

**Palavras-chave:** Funo do Receptor, Inversão conjunta, Bacia Sedimentar, Ba-cia do Paraná.

# Abstract

COSTA, T. N. **Sedimentary thickness study of the Paraná Basin using high frequency receiver function.** 2006. 92 f. Dissertação – Instituto de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

The Receiver Function method has been already widely to determine important interfaces of the crust and upper mantle. In this study, this method is used to determine the Paraná basin sedimentar thickness, sediment/basement interface, and to discriminate its topography change for study of one graben, previously indicated by gravimetrical anomalies. To obtain the velocity models from the Receiver Functions, a joint inversion approach was used, where surface waves dispersion curves were used to reduce the ambiguous effects in the arrival time of the conversion and Ps multiples due the velocity and depth trade-off. In the gotten models it is possible to interpret the thickness of the basin, as well as an increase of its depth in the gravimetric low region. The estimated sedimentary package thickness with RF is consistent with deep wells data next to the stations. The seismic velocity profile are also consistent with the amplitude of the gravimetrical anomaly. These results demonstrate the potentiality of the high frequency RF method for basins study. In the northern part of the Parana basin, the graben existence was confirmed for unevenness of approximately 2 km.

**Keywords:** Receiver Function, Joint Inversion, Sedimentary basin, Paraná basin.



# Lista de Tabelas

3.1	Operating period for the stations used in the study as shown in figures 3.3 and 3.4. Frequency Band. SP=Short-period; BB=Broadband; $T_0$ =seismometer free period . . . . .	p.35
-----	--	------

# Lista de Figuras

1.1	Parana basin simplified geological map, with the structural contour (depth) of the crystalline basement (MILANI; RAMOS, 1998). Red rectangle delimits the study region . . . . .	p. 17
1.2	Chrono-stratigraphical chart of the Paraná Basin, (MILANI; RAMOS, 1998).	p. 18
1.3	Geologic map of the study region (CPRM 2000), used stations (red triangles) and wells of the Paulipetro (white circles) . . . . .	p. 21
1.4	Wells profile of the study region . . . . .	p. 22
2.1	Rotation axes and particle motion. In the left diagram the example of the radial and transversal components rotation. In the right, schematic diagram showing the direction of the particle motion of P wave in an almost vertical incidence, in the radial plan the converted SV wave	p. 24
2.2	Homogeneous layer where a P wave arrive and generates SV phase conversions and its reverberations and the Receiver Function for this model . . . . .	p. 24
2.3	Plane wave incident on a horizontal surface. The ray angle from vertical is called incidence angle $\theta$ . . . . .	p. 26
2.4	A plane wave crossing a horizontal interface between two homogeneous half-spaces . . . . .	p. 26
3.1	Processing flow . . . . .	p. 33

3.2	Gravity measurement points(black dots). Blue lines are the interpolated Bouguer gravity (mGal), Red line is the isoline of -90 mGal correlated inthe Figure 3.4 . . . . .	p. 34
3.3	Stations (triangles) and wells (circles) used in this study. Colors are topografy . . . . .	p. 36
3.4	Bouguer anomaly map, northern part of the Paraná basin. Stations deployed in an approximately E-W profile . . . . .	p. 36
3.5	Vertical component from an event with distance 57 degrees, depth 10 km and magnitude 5.9. . . . .	p. 38
3.6	Amplitude espectrum from vertical component in Figure 3.5. Black line=signal; Red line=noise. . . . .	p. 38
3.7	Vertical component from an event with distance 13.5 degrees, depth 608 km and magnitude 4.8 . . . . .	p. 39
3.8	Amplitude espectrum from vertical component in Figure 3.7. Black line=signal; Red line=noise. . . . .	p. 39
3.9	Events used . . . . .	p. 40
3.10	Recorded event at station CDSB, Red line is the IASP91 travel time and the blue line is the manually picked arrival time . . . . .	p. 41
3.11	Receiver functions with different Gaussian width . . . . .	p. 43
3.12	Deconvolution steps. a) Observed traces (vertical, radial, transversal) and the Gaussian filter. b) RF for the first, second, third and last iteration. c)Convolved (predicted) radial component for the iteration in (b). d)Residual trace (observed-predicted) radial component. e) Comparison of observed and predicted radial component seismogram. This deconvolution has fit of 98% . . . . .	p. 44

3.13 Initial models used . . . . .	p. 46
3.14 Inversion results using the PREM initial model . . . . .	p. 48
3.15 Inversion results using the low velocity initial model . . . . .	p. 48
3.16 Inversion results using the gradient initial model . . . . .	p. 49
3.17 Inversion results using the steps initial model . . . . .	p. 49
3.18 Inversion results using the mixed initial model . . . . .	p. 50
4.1 Receiver functions from CMPA station sorted by backazimuth . . . . .	p. 53
4.2 Receiver functions from CMPA station sorted by ray parameter . . . . .	p. 54
4.3 Receiver functions from CDSB station sorted by backazimuth . . . . .	p. 56
4.4 Receiver functions from CDSB station sorted by ray parameter . . . . .	p. 57
4.5 Receiver functions from APOB station sorted by backazimuth . . . . .	p. 58
4.6 Receiver functions from APOB station sorted by ray parameter . . . . .	p. 59
4.7 Receiver functions from JATB station sorted by backazimuth . . . . .	p. 61
4.8 Receiver functions from JATB station sorted by ray parameter . . . . .	p. 62
4.9 Receiver functions from CCUB station sorted by backazimuth . . . . .	p. 63
4.10 Receiver functions from CCUB station sorted by ray parameter . . . . .	p. 64
4.11 Receiver Function inversion results. Black line is observed RF, red lines are calculated RFs . . . . .	p. 66
4.12 Dispersion curves inversion results. Black lines are observed disper- sion, red lines are modeled curves . . . . .	p. 67
4.13 Inversion models for CMPA station. Blue curve is initial model, red curve are inverted models . . . . .	p. 68

4.14 Receiver Function inversion results. Black line is observed RF, red lines are calculated RFs . . . . .	p.69
4.15 Dispersion curves inversion results. Black lines are observed dispersion, red lines are modeled curves . . . . .	p.70
4.16 Inversion models for CDSB station. Blue curve is initial model, red curve are inverted models . . . . .	p.71
4.17 Receiver Function inversion results. Black line is observed RF, red lines are calculated RFs . . . . .	p.72
4.18 Dispersion curves inversion results. Black lines are observed dispersion, red lines are modeled curves . . . . .	p.73
4.19 Inversion models for APOB station. Blue curve is initial model, red curve are inverted models . . . . .	p.74
4.20 Receiver Function inversion results. Black line is observed RF, red lines are calculated RFs . . . . .	p.76
4.21 Dispersion curves inversion results. Black lines are observed dispersion, red lines are modeled curves . . . . .	p.77
4.22 Inversion models for JATB station. Blue curve is initial model, red curve are inverted models . . . . .	p.78
4.23 Receiver Function inversion results. Black line is observed RF, red lines are calculated RFs . . . . .	p.79
4.24 Dispersion curves inversion results. Black lines are observed dispersion, red lines are modeled curves . . . . .	p.80
4.25 Inversion models for CCUB station. Blue curve is initial model, red curve are inverted models . . . . .	p.81

4.26 Stacked RF section. Green and Blue lines are the Ps conversion time from interfaces marked in Figure 4.27 . . . . .	p. 82
4.27 Structure models section. Blue and red lines are the interfaces that have Ps travel times marked in Figure 4.26. Red lines are the S-wave velocity profiles (numbers at the top in km/s) from the RF inversions for each station. Sedimentary velocities are typically less than 3 km/s. Rock types in the wells are: yellow = sediments, brown = diabase sills, gray = crystalline basement. Basement depths are indicated by S velocities higher than about 3.3-3.5 km/s. Note good correlation of the basement depth in well 2-RA-1-MS with the station APOB, both located in the gravity high between the two grabens. The basement topography is tentatively indicated by the dashed black line . . . . .	p. 83
4.28 Bouguer anomaly map. Black line is the profile position shown in Figure 4.29 . . . . .	p. 85
4.29 Bouguer anomaly curve along the black line shown in Figure 4.28. Red squares are the bouguer anomaly calculated for the first 6 km depth, and Blue squares are for 10 km depth. At CMPA the values are almost the same . . . . .	p. 85

# Sumário

**Agradecimentos**

**Resumo**

**Abstract**

<b>1 INTRODUÇÃO</b>	p. 16
<b>2 METODOLOGIA</b>	p. 23
2.1 Introdução . . . . .	p. 23
2.2 Velocidade Aparente e Parâmetro de Raio . . . . .	p. 25
2.3 Função do Receptor . . . . .	p. 26
2.4 Deconvolução no domínio do tempo . . . . .	p. 28
2.5 Inversão Conjunta . . . . .	p. 31
<b>3 DADOS E PROCESSAMENTO</b>	p. 33
3.1 Dados Gravimétricos . . . . .	p. 34
3.2 Dados Sismológicos . . . . .	p. 34
3.3 Seleção de Eventos . . . . .	p. 37
3.4 Cálculo das Funções do Receptor . . . . .	p. 40
3.4.1 Preparação dos dados . . . . .	p. 40

3.4.2	Filtro Gaussiano . . . . .	p. 42
3.4.3	Deconvolução . . . . .	p. 42
3.5	Inversão Conjunta . . . . .	p. 45
3.5.1	Modelo Inicial . . . . .	p. 45
3.5.2	Suavidade . . . . .	p. 47
3.5.3	Fator de Influência . . . . .	p. 50
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	<b>p. 52</b>
4.1	Função do Receptor . . . . .	p. 52
4.2	Inversão Conjunta . . . . .	p. 60
4.3	Resultados gravimétricos . . . . .	p. 84
4.4	Conclusões . . . . .	p. 86
4.5	Recomendações . . . . .	p. 86
	<b>Referências</b>	<b>p. 87</b>
	<b>Apêndice A – Lista de Eventos</b>	<b>p. 89</b>



# 1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Paraná constitui uma imensa região sedimentar da América do Sul, abrigando uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo. Geograficamente, a bacia inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, numa área total que ultrapassa 1.500.000 quilômetros quadrados (Figura 1.1). A bacia exibe forma ovalada com eixo maior em posição submeridiana, e é plena representante do conceito de bacia intracratônica: encontra-se inteiramente contida na placa sulamericana e não apresenta relacionamento direto com as margens desta placa.

O flanco leste da bacia foi esculpido pela erosão em função do soerguimento marginal ao rifte sul-atlântico, expondo profundamente o embasamento cristalino. Para oeste, a Bacia do Paraná é limitada pelo Arco de Assunção, uma feição positiva originada possivelmente pela sobrecarga litosférica imposta ao continente pelo cinturão andino, e que aparta a Bacia do Paraná de áreas outrora a ela contíguas, no Chaco paraguaio-boliviano. Como unidade autônoma de subsidência e sedimentação-magmatismo, a Bacia do Paraná perdurou do Neo-Ordoviciano até o final do Mesozóico, interrompida pelos movimentos da “Reativação Wealdeniana” e abertura do Atlântico Sul. A Bacia do Paraná é preenchida com seqüências sedimentares e vulcânicas classificadas segundo Milani e Ramos (1998) (Figura 1.2): Superseqüência Rio Ivaí (Caradociano ao Llandoveriano), Superseqüência Paraná (Lochkoviano ao Frasniano), Superseqüência Gondwana I (Westphaliano ao Scythiano), Superseqüência Gondwana II (Neoanisiano ao Eonoriano), Superseqüência Gondwana III (Neojurássico).

co ao Berriasiano) e Superseqüência Bauru (Senoniano). Nossa área de estudo mais detalhado, encontra-se na divisa entre MS e GO (Figura 1.3) onde temos dados de poços caracterizando as superseqüências presentes

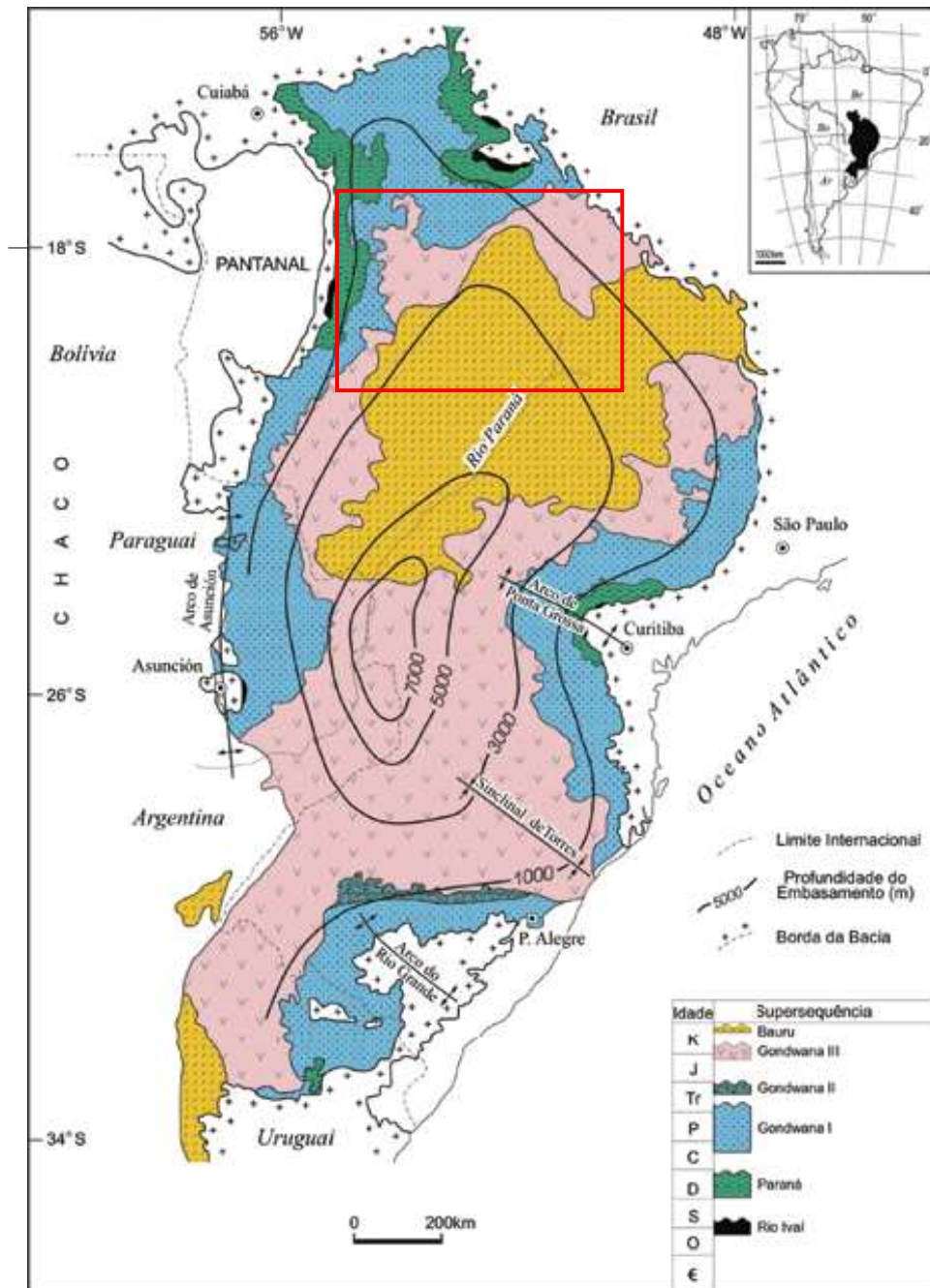


Figura 1.1: Parana basin simplified geological map, with the structural contour (depth) of the crystalline basement (MILANI; RAMOS, 1998). Red rectangle delimits the study region

Na divisão em Seqüências apresentadas por Milani e Ramos (1998), o perfis dos poços perfurados na região (Figura 1.4) comportam as Superseqüências Paraná,

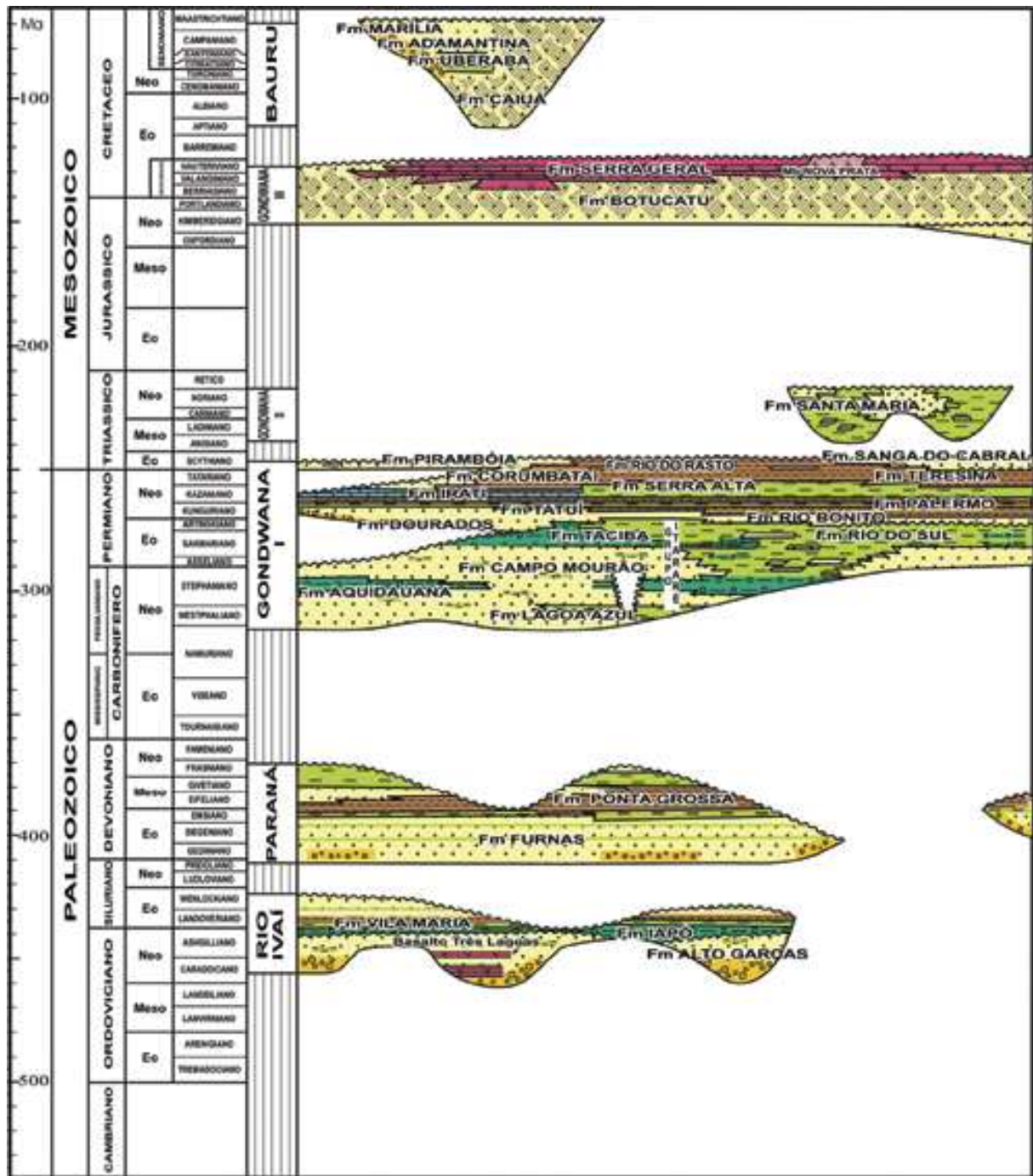


Figura 1.2: Chrono-stratigraphical chart of the Paraná Basin, (MILANI; RAMOS, 1998).

Gondwana I e Gondwana III.

A Superseqüência Paraná é dividida em um pacote arenoso inferior-Formação Furnas, sobreposto por uma unidade eminentemente pelítica-Formação Ponta Grossa. A deposição da Formação Furnas inicia-se com fácies conglomeráticas que não ultrapassam 1 metro de espessura sobrepostas por arenito branco ou cinza claro. Estes

são de granulometria média a grossa, transitam de mais feldspáticos a mais quartzosos em direção ao topo, além de apresentarem uma gama de estratificações cruzadas. É comum o truncamento das estratificações por marcas de onda próximas ao contato com a Formação Ponta Grossa. A transição gradacional para a Formação Ponta Grossa marca o contato entre ambas, iniciando com folhelhos intercalados por espessas camadas arenosas ora estratificadas e retrabalhadas por ondas, totalizando 600 metros de espessura.

A Superseqüência Gondwana I engloba o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná, com espessura máxima da ordem de 2.500 metros composta pelas formações subseqüentes. A Formação Aquidauana marca sua porção inferior com diamictitos, conglomerados e arenitos vermelhos que gradam para siltitos e argilitos. Desta forma, estas rochas são representantes dos depósitos relacionados à fase de degelo da grande glaciação gonwânica assumindo no topo um caráter fracamente marinho. A Formação Tatuí dá continuidade à seqüência estratigráfica na região norte da bacia, caracterizada por siltitos, arenitos finos em parte concrecionados, calcários e sílex, discordantes sobre o pacote anterior glacial. A Formação Irati é constituída por litotipos carbonáticos contrastantes com um empilhamento terrígeno de siltitos, argilitos e folhelhos sílticos. Podem ocorrer conglomerados e arenitos conglomeráticos nesta posição estratigráfica. A Formação Corumbataí é composta por argilitos, folhelhos e siltitos com intercalações de bancos carbonáticos, sílexíticos e camadas de arenitos finos.

A Superseqüência Gondwana III agrupa os sedimentos eólicos da Formação Botucatu e as efusivas da Formação Serra Geral. A Formação Botucatu constitui-se por arenitos esféricos, médios a finos com tonalidade rósea. Exibem estratificação cruzada e no topo podem se apresentar intercalados aos derrames basais do Serra Geral. A Formação Serra Geral marca o vulcanismo fissural Mesozóico relacionado à desagregação do Pangea.

O embasamento da Bacia do Paraná é pouco conhecido, principalmente na parte

norte da bacia. Amostras do embasamento do poço 2-RA-1-MS foram datadas por Cordani et al. (1984) como 2,1 Ga e sendo interpretada como parte de um núcleo cratônico anterior à orogênese Brasileira (CORDANI et al., 1984).

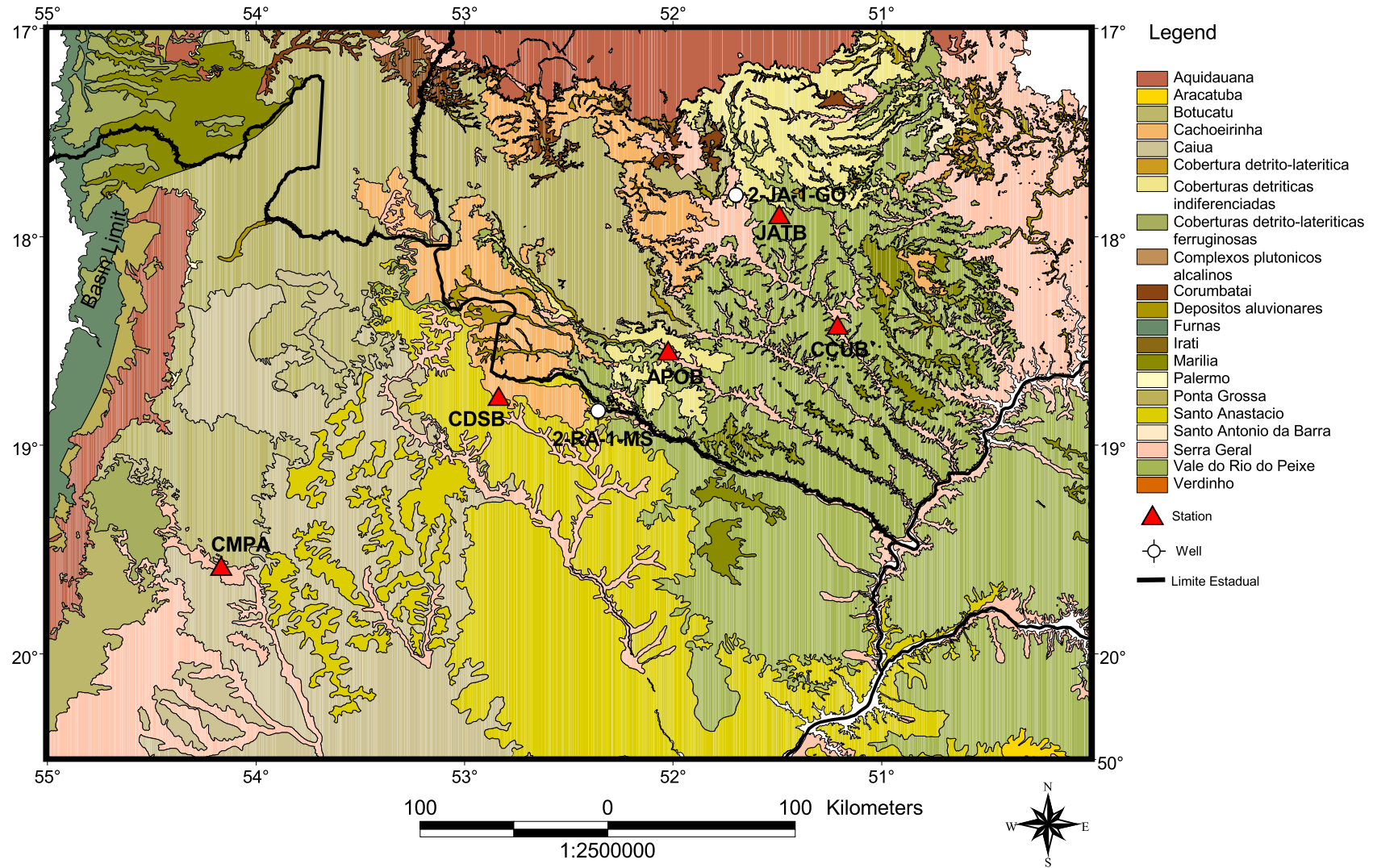


Figura 1.3: Geologic map of the study region (CPRM 2000), used stations (red triangles) and wells of the Paulipetro (white circles)

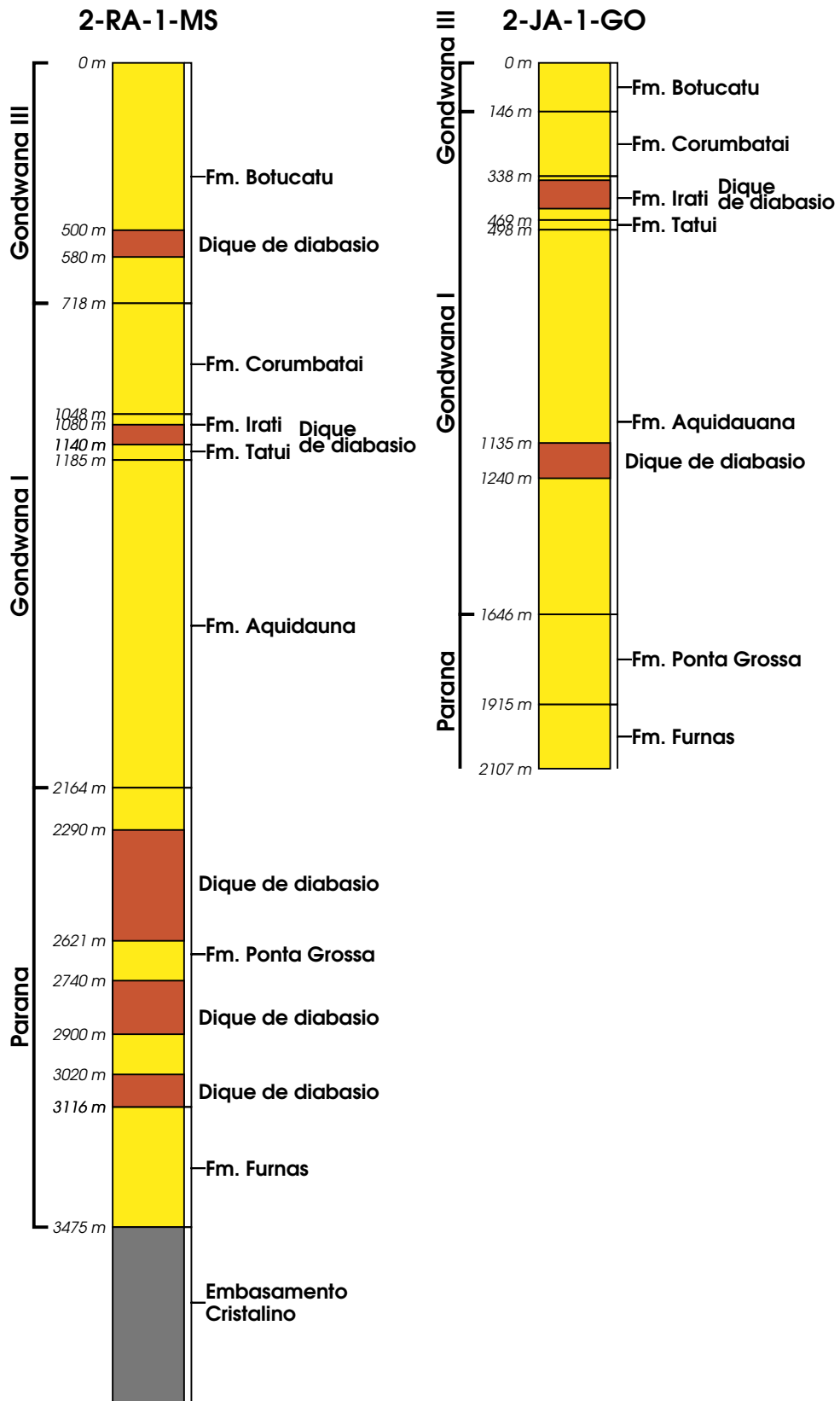


Figura 1.4: Wells profile of the study region

## 2 METODOLOGIA

### 2.1 Introdução

O sismograma de um evento telessísmico contém informações relacionadas ao mecanismo da fonte, estruturas próximas à fonte, efeitos de propagação pelo manto e das estruturas próximas ao local de registro.

Usando o método desenvolvido por Langston (1979), largamente utilizado para estudos da crosta e do manto superior (OWENS; ZANDT; TAYLOR, 1984; OWENS; TAYLOR; ZANDT, 1987; MANGINO; ZANDT; AMMON, 1993; ZANDT; MYERS; WALLACE, 1995; FRANÇA, 2003), pode-se isolar as informações das estruturas próximas do receptor. Recentemente esse método tem sido empregado para o estudo de bacias sedimentares (JULIÀ et al., 2004; AN; ASSUMPÇÃO, 2004; ABARCA, 2004). Sua vantagem é que com apenas uma estação com três componentes é possível estimar um modelo de velocidade 1D para a estrutura abaixo da estação.

Na propagação de uma onda P de um evento sísmico o ângulo de incidência nas interfaces depende do seu parâmetro de raio, ou seja, depende da velocidade aparente. Próximo à estação, para determinados parâmetros de raio, o ângulo de incidência é pequeno, e essa incidência quase vertical através das camadas adjacentes praticamente não altera a forma da onda P. Neste caso, o registro da componente vertical pode ser considerado uma aproximação da onda P incidente na base das camadas. Na passagem dessa onda P por contrastes de impedância significativos, geram-se ondas SV convertidas. Usando os sismogramas rotacionados nas direções



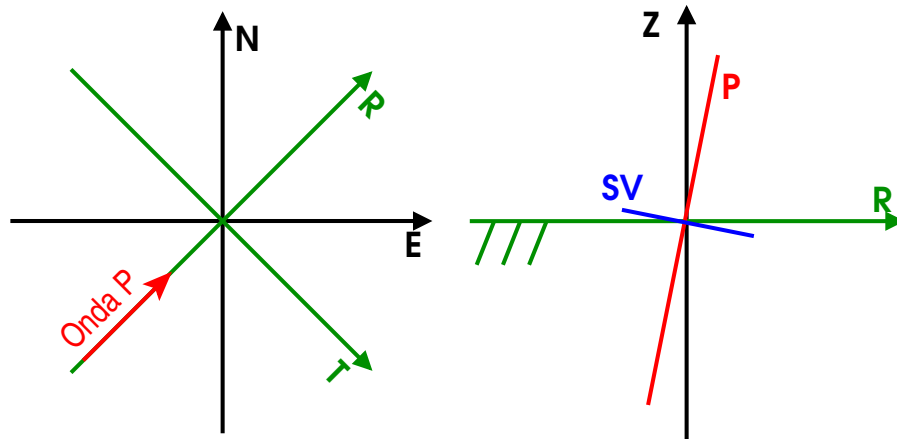


Figura 2.1: Rotation axes and particle motion. In the left diagram the example of the radial and transversal components rotation. In the right, schematical diagram showing the direction of the particle motion of P wave in an almost vertical incidence, in the radial plan the converted SV wave

radial e tangencial, vemos que as ondas SV convertidas são registradas principalmente na componente radial (Figura 2.1). Na componente vertical, a onda P, e na componente radial, o registro das conversões geradas por esses contrastes. A função do receptor é a função temporal que, quando convolvida com a onda P incidente, resulta na componente radial. Sendo assim a função do receptor pode ser pensada como a função de transferência para as conversões SV e suas reverberações e, portanto depende da estrutura de velocidades (Figura 2.2).

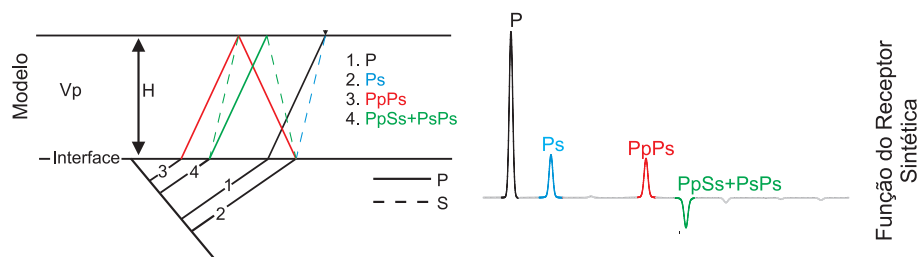


Figura 2.2: Homogeneous layer where a P wave arrive and generates SV phase conversions and its reverberations and the Receiver Function for this model

Observe que na passagem de uma onda P por uma interface abaixo da estação, gera-se a fase convertida P-para-S (Ps) e suas reverberações (PpPs, PpSs e PsPs) e também as reverberações da P (PpPp). Mas, como mostrado por Ammon (1991) a energia de todas as chegadas de onda P são reduzidas a uma única chegada no

tempo zero pelo processo de deconvolução. A nomenclatura das fases é definida de tal forma que o percurso da onda para cima seja minúsculo e para baixo maiúsculo, com exceção da primeira letra P, que denota a chegada da onda P direta na superfície.

## 2.2 Velocidade Aparente e Parâmetro de Raio

Considerando uma onda plana, propagando-se em um meio uniforme com velocidade  $v$ , ou vagaresa  $u = 1/v$ , que intercepta uma interface horizontal (Figura 2.3). As frentes de onda nos tempos  $t$  e  $t + \Delta t$  são separadas por uma distância  $\Delta s$  ao longo do percurso da onda. O ângulo do percurso com a vertical é  $\theta$ , denominado ângulo de incidência. Esse ângulo relaciona a separação das frentes de onda no percurso do raio  $\Delta s$ , com a separação na superfície  $\Delta x$  por:

$$\Delta s = \Delta x \sin \theta$$

Como a velocidade de propagação da onda ao longo do percurso é  $v = \Delta s / \Delta t$  temos que:

$$\Delta x \sin \theta = v \Delta t$$

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{v}{\sin \theta}$$

$$V_{ap} = \frac{v}{\sin \theta} \quad \text{ou} \quad \frac{1}{V_{ap}} = \frac{\sin \theta}{v} = p = u \sin \theta$$

aonde  $u$  é a vagaresa ( $u = 1/v$  onde  $v$  é a velocidade) e  $p$  é denominado *parâmetro de raio* ou *vagaresa horizontal*.  $\Delta x / \Delta t$  é a velocidade com que a onda varre a interface horizontal denominada de *velocidade aparente*. Consideramos agora uma onda plana que atravessa uma interface que separa dois meios homogêneos com velocidades  $v_1$  e  $v_2$  e suas correspondentes vagaresas  $u_1$  e  $u_2$  (Figura 2.4). Se desenharmos as frentes de onda em espaços de tempo iguais ao longo do percurso, as frentes de onda serão separadas por distâncias diferentes em cada camada. Então vemos que o ângulo de incidência na interface deve mudar para preservar os tempos das

frentes de onda atravessando a interface. No caso ilustrado (Figura 2.4) a camada

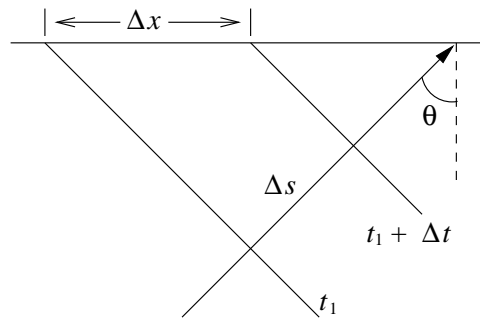


Figura 2.3: Plane wave incident on a horizontal surface. The ray angle from vertical is called incidence angle  $\theta$

superior tem velocidade menor que a camada inferior ( $v_1 < v_2$ ) e uma vaguesa maior correspondente ( $u_1 > u_2$ ). O parâmetro de raio pode ser expresso em termos da vaguesa de cada camada e de seu ângulo de incidência:

$$p = u_1 \sin \theta_1 = u_2 \sin \theta_2$$

então vemos que o parâmetro de raio é o mesmo para as duas camadas. Se existir outra camada com vaguesa  $u_3$  o parâmetro de raio dela será igual ao da camada 2 e conseqüentemente ao da camada 1. Assim o parâmetro de raio será o mesmo para todo o percurso da onda.

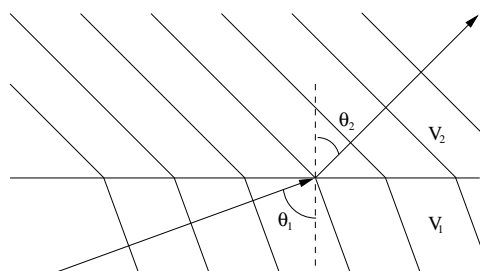


Figura 2.4: A plane wave crossing a horizontal interface between two homogeneous half-spaces

## 2.3 Função do Receptor

Para se estimar a estrutura da crosta diretamente abaixo de uma estação sísmográfica é preciso isolar a resposta dessa estrutura dos outros fatores que interagem

para formar o sismograma observado. O método de equalização da fonte (LANGSTON, 1979) assume que as três componentes do deslocamento do solo, em resposta a uma onda plana P incidindo em várias camadas horizontais, pode ser teoricamente representada no domínio do tempo por:

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t) * S(t) * E_V(t) \\ D_R(t) &= I(t) * S(t) * E_R(t) \\ D_T(t) &= I(t) * S(t) * E_T(t) \end{aligned} \quad (2.1)$$

aonde  $I(t)$  é a função resposta do instrumento,  $S(t)$  é a função que representa a fonte,  $E_V, E_R, E_T$  é a resposta da estrutura próxima da estação nas componentes vertical, radial e transversal respectivamente. Os asteriscos denotam convoluções, e cada componente do sismograma é formada por efeitos ao longo de todo o percurso. A estrutura abaixo da estação irá produzir fases convertidas P-para-S e suas reverberações. Para as incidências próximas à vertical as chegadas das fases P e S serão registradas predominantemente nas componentes vertical e horizontais respectivamente, como mostra a Figura 2.1

Para uma incidência próxima à vertical de uma onda P na estação, a resposta da estrutura gera na componente vertical um pico no tempo de chegada de cada fase P e outros picos menores nas suas reverberações. Então até o tempo da próxima fase P depois da direta podemos considerar  $E_V(t) = \delta(t)$ . E a partir desse ponto teremos outros picos de amplitudes bem menores. Como demonstrado por Langston (1979) essas amplitudes são inferiores a da P direta e até mesmo das fases convertidas P-para-S. Assim a aproximação  $E_V(t) \approx \delta(t)$  é válida também para as chegadas posteriores.

Sabendo que o  $\delta(t)$  é o elemento neutro da convolução, temos que:

$$D_V(t) \approx I(t) * S(t) \quad (2.2)$$

Então no domínio da frequência pode-se escrever a equação (2.1), já substituindo

$E_V(t)$  por  $\delta(t)$ , como:

$$\begin{aligned} D_V(\omega) &\simeq I(\omega)S(\omega) \\ D_R(\omega) &= I(\omega)S(\omega)E_R(\omega) \\ D_T(\omega) &= I(\omega)S(\omega)E_T(\omega) \end{aligned} \quad (2.3)$$

Onde no domínio da freqüência as convoluções são representadas por multiplicações espectrais. Dessa forma, o sismograma da componente vertical representa a fonte e todos os efeitos ao longo do percurso menos a estrutura próxima à estação. A partir daí podemos facilmente isolar a resposta da estrutura nas componentes horizontais. Ainda no domínio da freqüência:

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \approx \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)} \quad (2.4)$$

$$E_T(\omega) = \frac{D_T(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \approx \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)} \quad (2.5)$$

Então  $E_R$  e  $E_T$  são as deconvoluções das componentes horizontais pela vertical, que no domínio da freqüência são definidos por divisões espectrais. A transformada de Fourier das equações (2.4) e (2.5) é a Função do Receptor radial e tangencial respectivamente. Assim a série temporal resultante é muito similar a um sismograma, onde estarão registrados os tempos de chegada da conversão da onda P para S e suas reverberações.

## 2.4 Deconvolução no domínio do tempo

O calculo da função do receptor é um problema de deconvolução, e como tal, pode ser abordado de várias formas. Oldenburg (1981) faz uma revisão sobre os métodos de deconvolução. O mais usado (LANGSTON, 1979; OWENS; ZANDT; TAYLOR, 1984; MANGINO; ZANDT; AMMON, 1993; FRANÇA, 2003) é o método da deconvolução no domínio da freqüência, onde a divisão espectral é estabilizada pelo nível d'água, que é um valor mínimo do denominador da divisão para evitar a geração de ruído numérico

por causa de uma divisão por valores muito pequenos. Abordagens no domínio do tempo baseados na teoria de inversão linear também têm sido usadas por Gurrola, Baker e Minster (1995) e Sheehan et al. (1995)

As deconvoluções foram feitas usando o método da deconvolução iterativa no domínio do tempo proposto por Ligorria e Ammon (1999). Esse método já era comumente usado para estimar as funções temporais de terremotos de grande amplitude (KIKUCHI; KANAMORI, 1982). Baseia-se na minimização por mínimos quadrados da diferença entre o sismograma da componente horizontal e um sismograma calculado pela convolução de um conjunto de deltas com a componente vertical do sismograma.

$$E_R(\omega)D_V(\omega) = D_R(\omega) \quad (2.6)$$

E retransformando para o domínio do tempo:

$$E_R(t) * D_V(t) = D_R(t) \quad (2.7)$$

Seja  $r(t)$  o sismograma radial observado,  $c(t)$  o sismograma da componente radial calculada pela convolução da função do receptor  $h(t)$ , e  $v(t)$  a componente vertical do sismograma. Podemos redefinir a equação (2.7) como:

$$c(t) = h(t) * v(t) \quad (2.8)$$

A função do receptor será:

$$h(t) = \sum_i a_i \delta(t - t_i) \quad (2.9)$$

onde  $t_i$  são os tempos das chegadas das fases convertidas (Ps) de cada interface abaixo da estação e suas reverberações e  $a_i$  as respectivas amplitudes. Por fim teremos:

$$c(t) = h(t) * v(t) = \sum_i a_i \delta(t - t_i) * v(t) = \sum_i a_i v(t - t_i) \quad (2.10)$$

Para calcular a forma de  $h(t)$ , primeiro minimiza-se a seguinte expressão:

$$\Delta_1 = \int_0^\infty [r(t) - c_1(t - t_1)]^2 dt = \int_0^\infty [r(t) - a_1 v(t - t_1)]^2 dt \quad (2.11)$$

O índice 1 indica que na expressão (2.10) há somente um delta com amplitude  $a_1$  no tempo  $t_1$  formando a função do receptor que será convolvida com a componente vertical. Abrindo a integral teremos:

$$\begin{aligned}
 \Delta_1 &= \int_0^{\infty} [r(t)^2 - 2a_1 r(t)v(t-t_1) + a_1^2 v(t-t_1)^2] dt \\
 \Delta_1 &= \int_0^{\infty} r(t)^2 dt - 2a_1 \int_0^{\infty} r(t)v(t-t_1) dt + a_1^2 \int_0^{\infty} v(t-t_1)^2 dt \\
 \Delta_1 &= \underbrace{\int_0^{\infty} r(t)r(t+0) dt}_{Q_r(0)} - 2a_1 \underbrace{\int_0^{\infty} r(t)v(t-t_1) dt}_{Q_{rv}(t_1)} + a_1^2 \underbrace{\int_0^{\infty} v(t')v(t'+0) dt'}_{Q_v(0)} \\
 \Delta_1 &= Q_r(0) - 2a_1 Q_{rv}(t_1) + a_1^2 Q_v(0) \tag{2.12}
 \end{aligned}$$

$Q_r$  e  $Q_v$  são as auto-correlações dos sismogramas radial e vertical, e  $Q_{rv}$  é a correlação cruzada dos sismogramas. Vemos que a equação (2.12) tem a forma quadrática com respeito a  $a_1$ . Como  $Q_v(0)$  é positivo,  $\Delta_1$  será mínimo se:

$$\frac{\partial \Delta_1}{\partial a_1} = 0 \quad \text{ou} \quad a_1 = \frac{Q_{rv}(t_1)}{Q_v(0)} \tag{2.13}$$

Substituindo  $a_1$  em (2.12)

$$\Delta_1 = Q_r(0) - Q_v(0)a_1^2 \quad \text{ou} \quad \Delta_1 = Q_r(0) - \frac{Q_{rv}(t_1)^2}{Q_v(0)} \tag{2.14}$$

Da (2.14) vemos que  $\Delta_1$  é mínimo se escolhermos o tempo  $t_1$  de forma que:

$$Q_{rv}(t_1)^2 = \text{máximo} \tag{2.15}$$

Então aplicamos o mesmo procedimento ao sismograma residual

$$r'(t) = r(t) - a_1 v(t-t_1) \tag{2.16}$$

Assim calculamos os valores de  $t_2$  por (2.15) e  $a_2$  por (2.13) e obtemos outro resíduo. Esse procedimento iterativo pode ser repetido até que não haja mais diminuição significativa do erro. Depois de  $N$  iterações podemos montar a função do receptor pela

equação (2.9), o sismograma sintético  $c(t)$  por (2.10) e o erro final por:

$$\Delta_N = \int_0^{\infty} [r(t) - c(t)]^2 dt \quad (2.17)$$

Uma das vantagens desse método na análise da função do receptor é que ele define as grandes amplitudes do sismograma observado e depois os detalhes. O nível de detalhe vai ser definido pelo filtro gaussiano, porque se a função do receptor for somente um delta o método tentará deconvoluir detalhes numa faixa de frequência que não corresponde ao sinal. Assim temos um vínculo *a priori* de estabilidade correspondendo à frequência dos telessismos. Então os sismogramas são filtrados por uma gaussiana de área unitária e os deltas da função do receptor são convolvidos com o mesmo filtro. Portanto a função do receptor formada por somas de gaussianas deslocadas no tempo, convolvida com a componente vertical, será igual ao sismograma da componente radial filtrada com uma gaussiana de mesma largura.

## 2.5 Inversão Conjunta

Para calcular os modelos de velocidade S da subsuperfície usamos o método da inversão conjunta da função do receptor e da dispersão das ondas de superfície proposto por Julià et al. (2000). A função do receptor é sensível principalmente ao contraste da velocidade da onda S e aos tempos de percurso vertical. Assim, uma interpretação desses resultados podem resultar em uma ambiguidade de velocidade e profundidade (AMMON; RANDALL; ZANDT, 1990). Por outro lado, as medidas de dispersão das ondas de superfície são sensíveis às médias verticais das velocidades das ondas de cisalhamento. Então é intuitivo perceber que a inversão conjunta trará melhores vínculos para as velocidades da estrutura abaixo da estação.

Para se realizar uma inversão conjunta alguns fatores devem ser analisados. Um deles é a consistência. Deve-se ter o cuidado para que os dois conjuntos de dados estejam amostrando a mesma região. Outro é a complementaridade, os dois



conjuntos de dados devem se complementar no estabelecimento dos vínculos. Para o caso das curvas de dispersão e da função do receptor, vemos que as ondas de superfície definem uma velocidade de cisalhamento absoluta, ou média, de fundo e a função do receptor vai estabelecer os constrates de velocidades em pequena escala.

Mais um cuidado adicional de se trabalhar com conjuntos de dados distintos é a equalização de ambos. Cada conjunto tem uma unidade física e um número de amostras diferentes. Por isso é necessário a normalização dos conjuntos para sabermos o quanto um conjunto influencia na inversão do modelo. Define-se um erro preditivo conjunto no qual se pode controlar qual conjunto terá maior dominância. Para controlar o peso dos erros preditivos definimos o parâmetro de influência  $p$ . Como um valor de  $p = 1$  os dados das curvas de dispersão de ondas de superfície teriam um peso máximo e as funções do receptor peso zero. Com um valor de  $p = 0$  o modelo ajustaria somente as funções do receptor negligenciando completamente as curvas de dispersão.

### 3 DADOS E PROCESSAMENTO

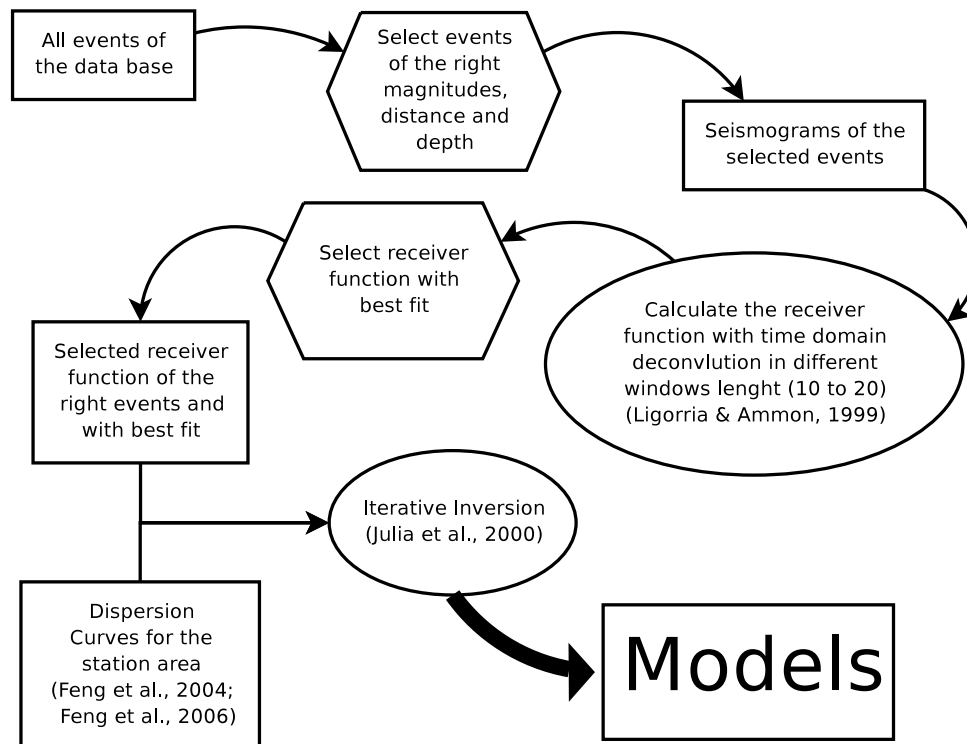


Figura 3.1: Processing flow

Para estudar a possibilidade da existência dos grabens, correlacionados com as anomalias gravimétricas, utilizamos o método da Função do Receptor e da inversão conjunta com as curvas de dispersão das ondas de superfície para determinar os modelos de velocidade S abaixo das estações. O processamento é mostrado pelo fluxograma da Figura 3.1.

## 3.1 Dados Gravimétricos

A cobertura de medidas gravimétricas na parte norte da Bacia, realizadas sobre RNs ao longo de estradas, era razoável para estudos regionais de estrutura crustal profunda. Para estudo de estruturas mais rasas, no entanto, foi necessário densificar as medidas principalmente nas bordas dos supostos grábens. Uma melhor definição dos gradientes das anomalias pode definir melhor o formato da topografia do embaçamento. Para estas medidas gravimétricas adicionais, foi necessário usar estradas secundárias dentro de fazendas com medidas de altitude feitas por GPS diferencial (MORAES; JUNIOR; MARAGONI, 2006). A Figura 3.2 mostra a cobertura usada para as medidas gravimétricas.

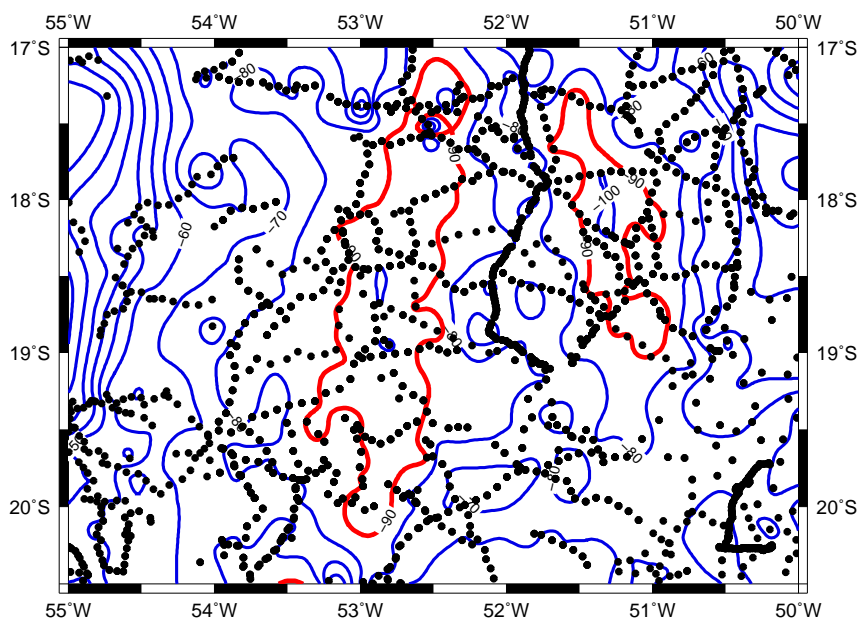


Figura 3.2: Gravity measurement points(black dots). Blue lines are the interpolated Bouguer gravity (mGal), Red line is the isoline of -90 mGal correlated in the Figure 3.4

## 3.2 Dados Sismológicos

Para estudar a estrutura da crosta superior na área das anomalias gravimétricas da região noroeste da bacia do Paraná foi preciso instalar mais três estações sismográficas. Essas estações foram posicionadas visando uma melhor cobertura das

anomalias, complementando as duas estações já presentes na região figuras 3.3 e 3.4. As antigas são CMPA, nas proximidades da cidade de Camapuã no Mato Grosso do Sul, e JATB próximo a cidade de Jataí em Goiás. CMPA é composta por três sismômetros L4C de período curto e um registrador REFTEK-72A. JATB possui um sismômetro STS-2, banda larga, e um registrador REFTEK-72A. CMPA está localizada completamente fora das anomalias e JATB na borda da anomalia mais a leste (Figura 3.4).

Para um estudo da topografia do embassamento esse arranjo com duas estações é insuficiente. As três estações adicionais foram instaladas a partir do segundo semestre de 2005 até o primeiro semestre de 2006, completando um perfil aproximadamente W-E para investigação da variação da espessura sedimentar. A tabela 3.1 mostra o tempo de funcionamento e o tipo do sismômetro.

As estações coletaram dados de eventos sísmicos com pelo menos dois tipos de registro. O registro contínuo, com 10 amostras por segundo, e um registro por gatilho que grava um evento por 3 minutos, sendo 30 antes do gatilho e 2 min e 30 s após, com 50 a.p.s. Para nosso estudo usamos os registros com uma taxa de amostragem maior, pois necessitamos de conteúdo de frequência mais alto.

Locality	Code	Beginning	End	Band	$T_0$
Camapuã, MS	CMPA	26/06/2004	11/09/2006	SP	1,0
Jataí, GO	JATB	01/07/2004	08/09/2006	BB	120
Chapadão do Sul, MS	CDSB	30/07/2005	operating	BB	120
Aporé, GO	APOB	26/10/2005	27/04/2006	BB	120
Caçu, GO	CCUB	20/02/2006	operating	BB	120

Tabela 3.1: Operating period for the stations used in the study as shown in figures 3.3 and 3.4. Frequency Band. SP=Short-period; BB=Broadband;  $T_0$ =seismometer free period

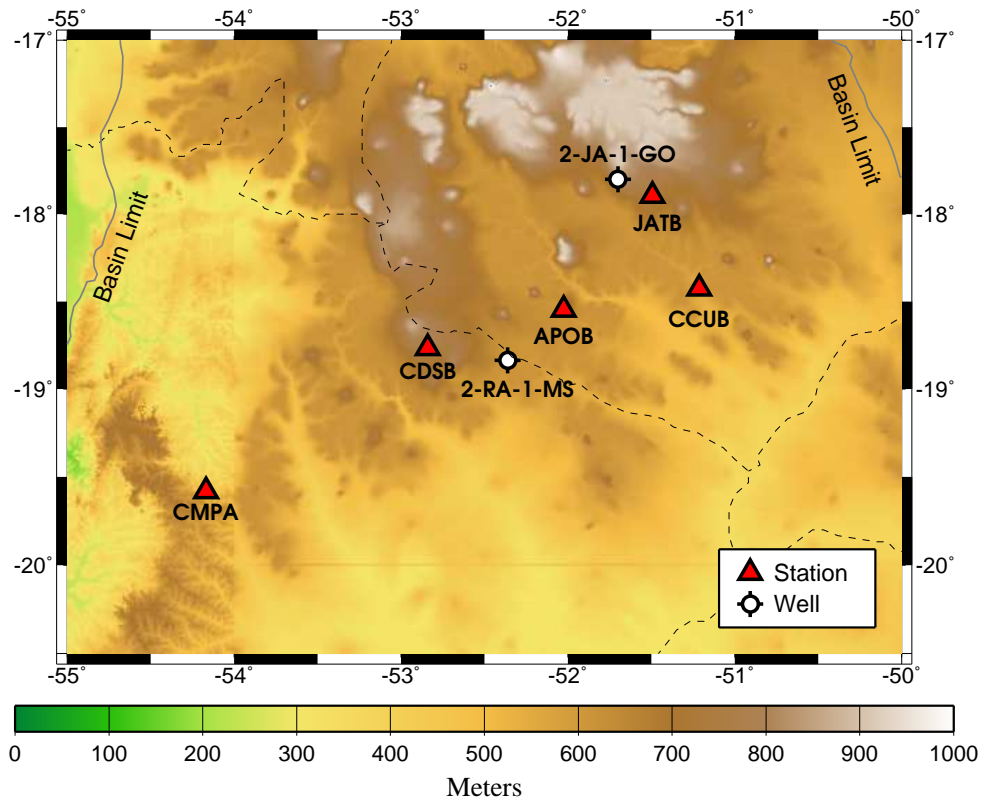


Figura 3.3: Stations (triangles) and wells (circles) used in this study. Colors are topography

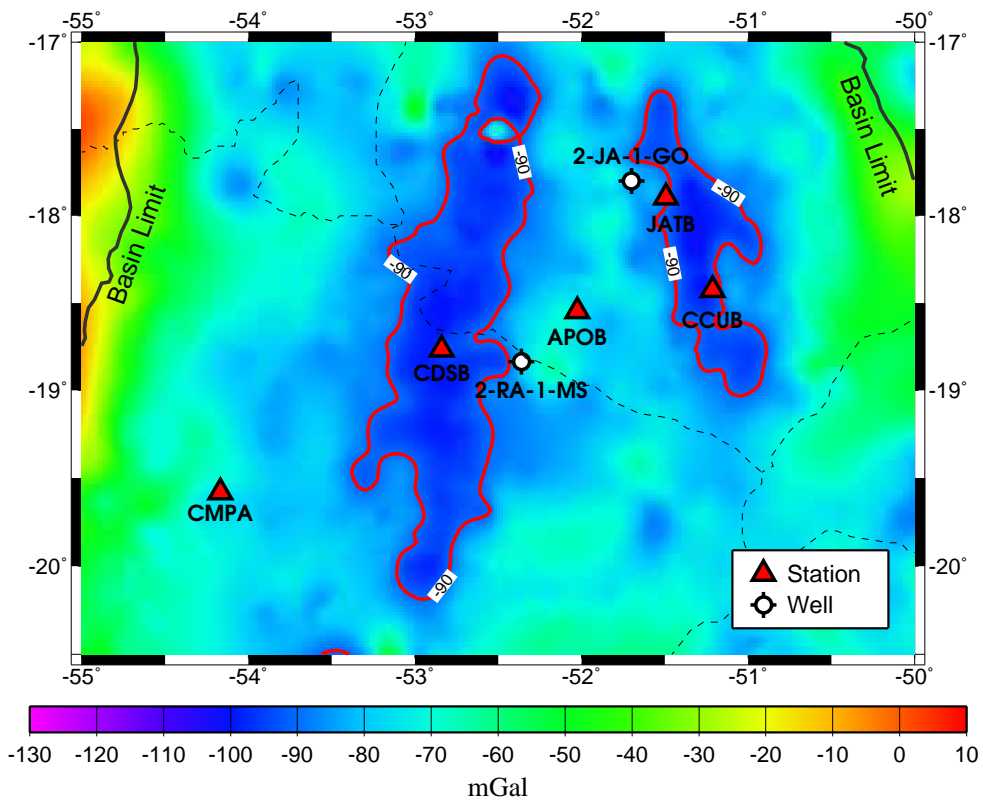


Figura 3.4: Bouguer anomaly map, northern part of the Paraná basin. Stations deployed in an approximately E-W profile

### 3.3 Seleção de Eventos

A exigência de uma incidência próxima da vertical para a utilização do método da função do receptor, normalmente implica na utilização de eventos distantes (entre 30 e 90 graus) e conseqüentemente com um conteúdo de frequência menor ( $\sim 1$  Hz). O estudo de estruturas mais rasas e de menores dimensões trás a necessidade de um conteúdo de frequência maior. Para conseguirmos eventos com maior largura do espectro de frequência necessitamos de eventos mais próximos, onde a atenuação do percurso é menor, mas ainda assim, precisamos da incidência quase vertical requerida pelo método. Para isso nos favorecemos da proximidade da Bacia do Paraná à zona de subducção da placa de Nazca onde ocorrem terremotos próximos e profundos em quantidades significativas. Além de eventos próximos serem menos atenuados pelo percuso, os eventos profundos só atravessam um única vez a atmosfera, camada onde há maior grau de atenuação, e também melhoram a condição de incidência próxima a vertical. Então utilizando eventos com distâncias epicentrais menores que 25 graus, profundidades maiores que 100 km e magnitudes maiores que 4.7 mb, buscamos garantir eventos com conteúdo de frequência suficiente para a caracterização da espessura da Bacia do Paraná.

A Figura 3.5 mostra a componente vertical de um evento distante (57 graus), raso (10 km de profundidade) e magnitude 5.9 registrada pela estação CDSB. Podemos perceber que o primeiro pulso tem um periodo de aproximadamente 3 segundos ( $\sim 0.3$  Hz). Vemos no espectro de amplitude (Figura 3.6) um pico em 0.3 Hz. E o espectro do sinal é maior que o ruído até aproximadamente 2 Hz. Na Figura 3.7 vemos um registro da componente vertical de um evento próximo (13.5 graus), profundo (608 km de profundidade) e magnitude 4.8 também em CDSB. Já no sismograma podemos perceber que o conteúdo de frequência é maior que na Figura 3.5. O período de uma das primeiras chegadas é menor que 1 segundo e na Figura 3.8 o espectro do sinal é maior que o do ruído até um pouco mais de 4 Hz.

Os eventos selecionados para as Funções do Receptor são mostrados na Figura 3.9. Podemos perceber que temos eventos somente a oeste das estações dificultando uma análise de possíveis variações laterais.

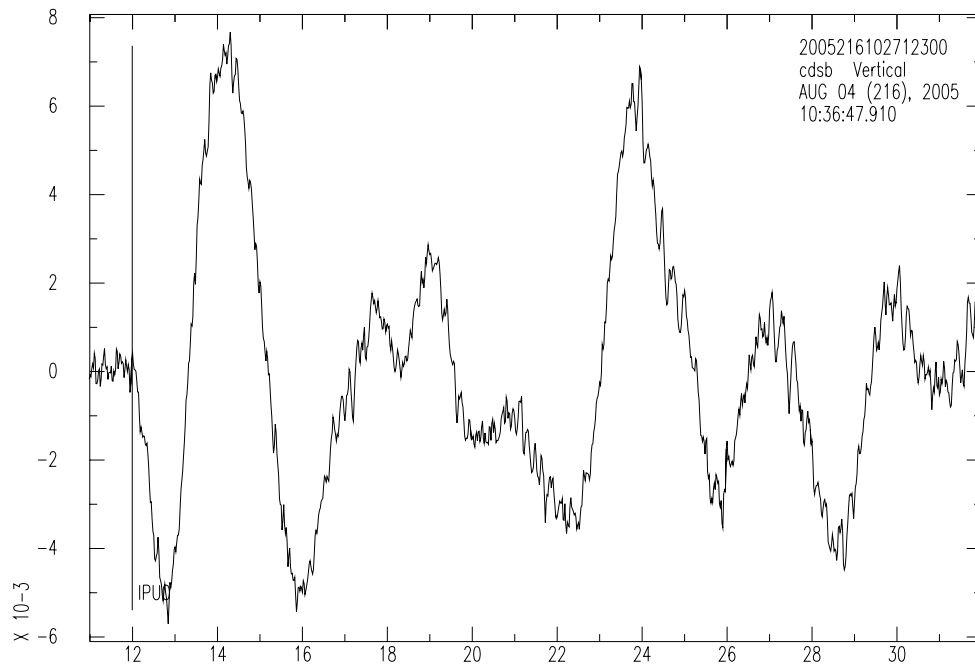


Figura 3.5: Vertical component from an event with distance 57 degrees, depth 10 km and magnitude 5.9.

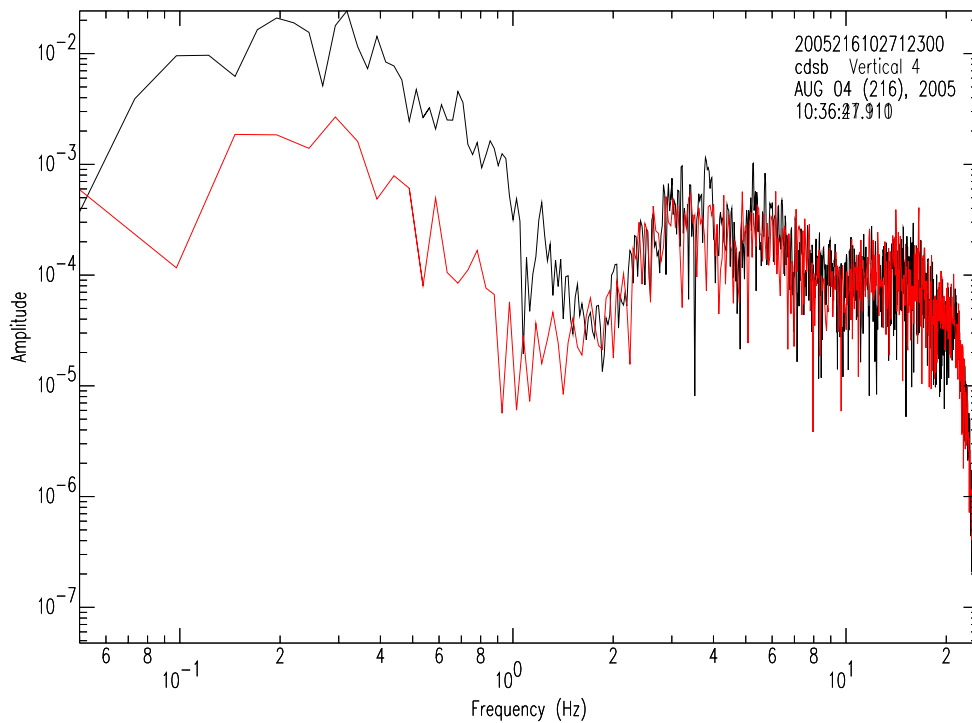


Figura 3.6: Amplitude spectrum from vertical component in Figure 3.5. Black line=signal; Red line=noise.

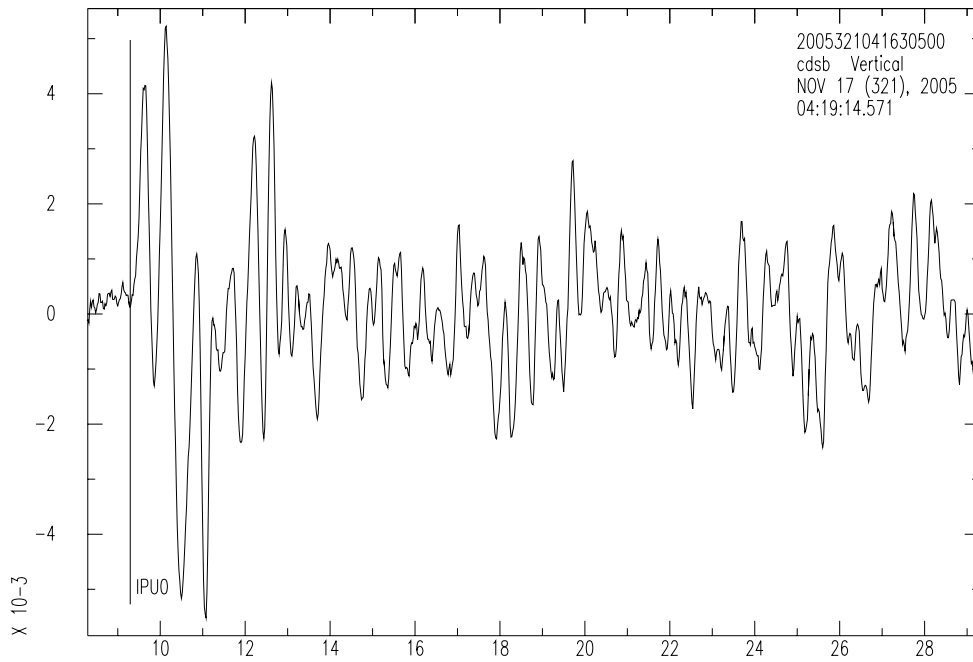


Figura 3.7: Vertical component from an event with distance 13.5 degrees, depth 608 km and magnitude 4.8

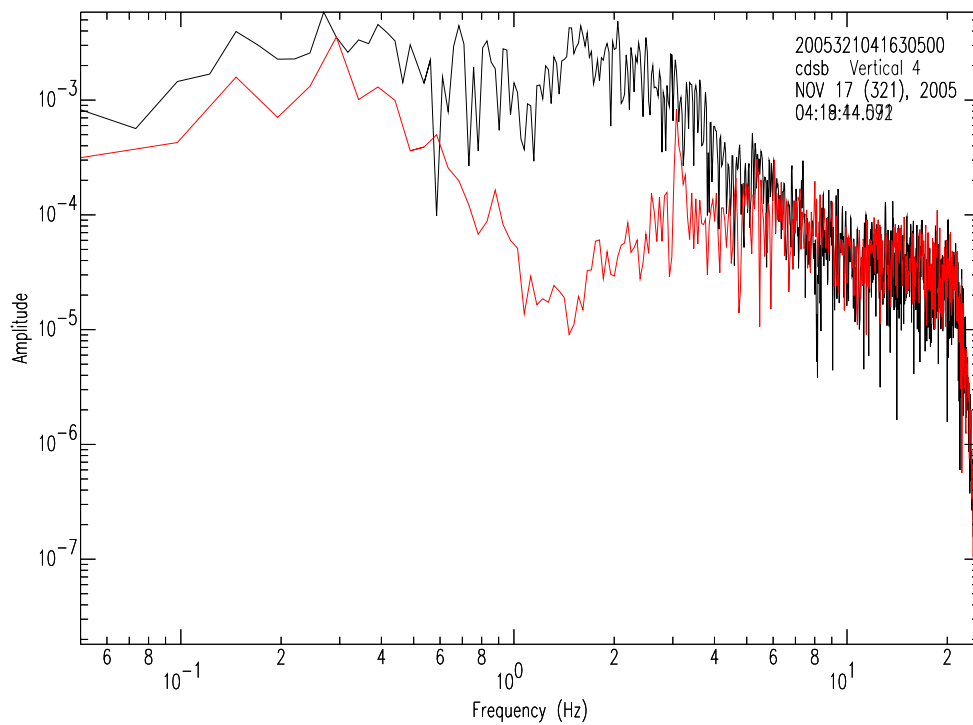


Figura 3.8: Amplitude spectrum from vertical component in Figure 3.7. Black line=signal; Red line=noise.



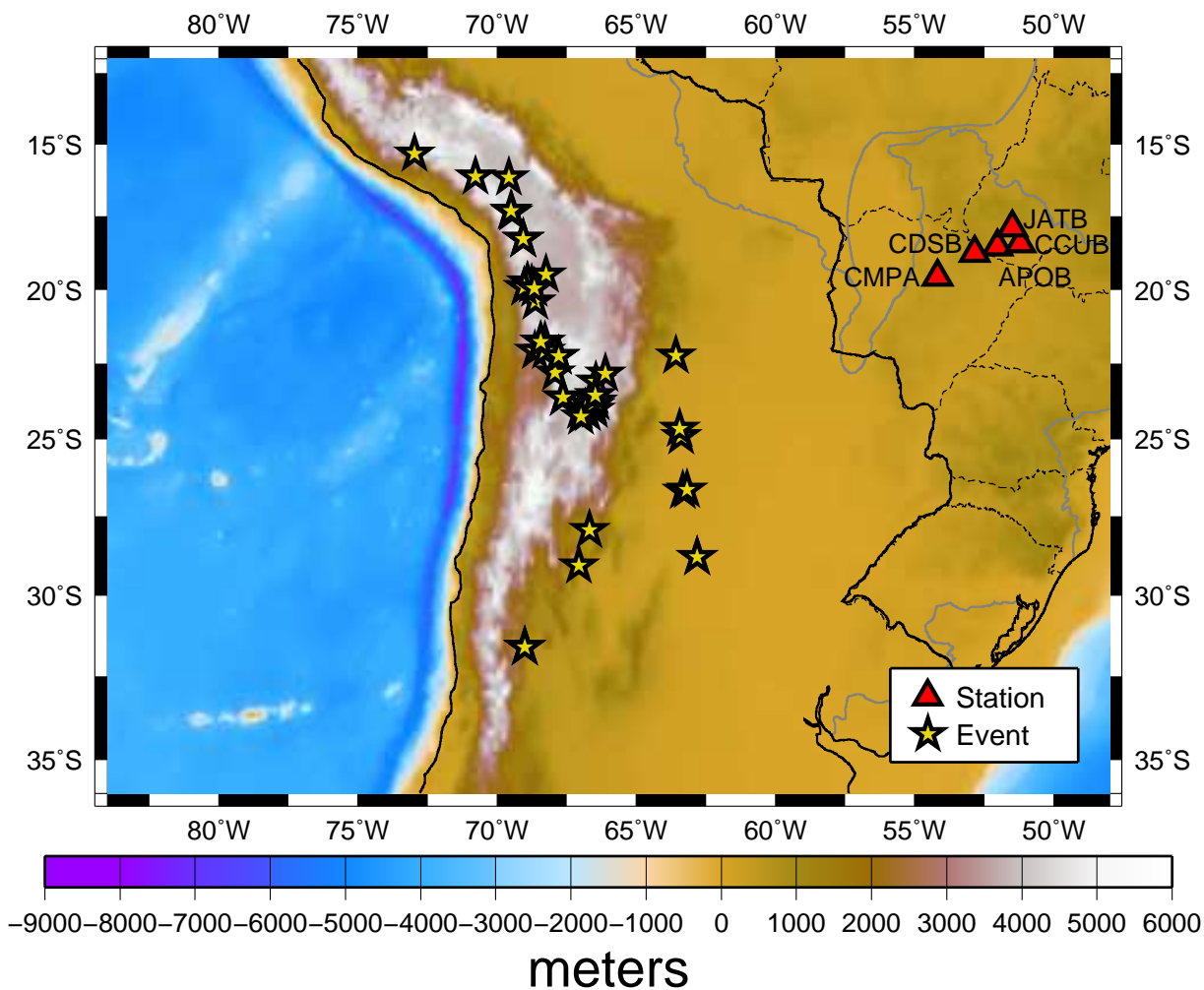


Figura 3.9: Events used

## 3.4 Cálculo das Funções do Receptor

### 3.4.1 Preparação dos dados

Os dados coletados no campo são pré-processados para identificar quais eventos foram registrados pelas estações. Usamos as listas de eventos do USGS para identificar os eventos. Em um processo automático os registros são cortados em 10 segundos antes do tempo de chegada da onda P calculada pelo modelo de velocidades do IASPEI e esse tempo é marcado para referência. Todos os registros identificados são visualizados, selecionando-se apenas os eventos bem registrados e marcado o tempo de chegada da onda P (Figura 3.10).

A seguir foi necessário remover a tendência dos dados, visando remover algum

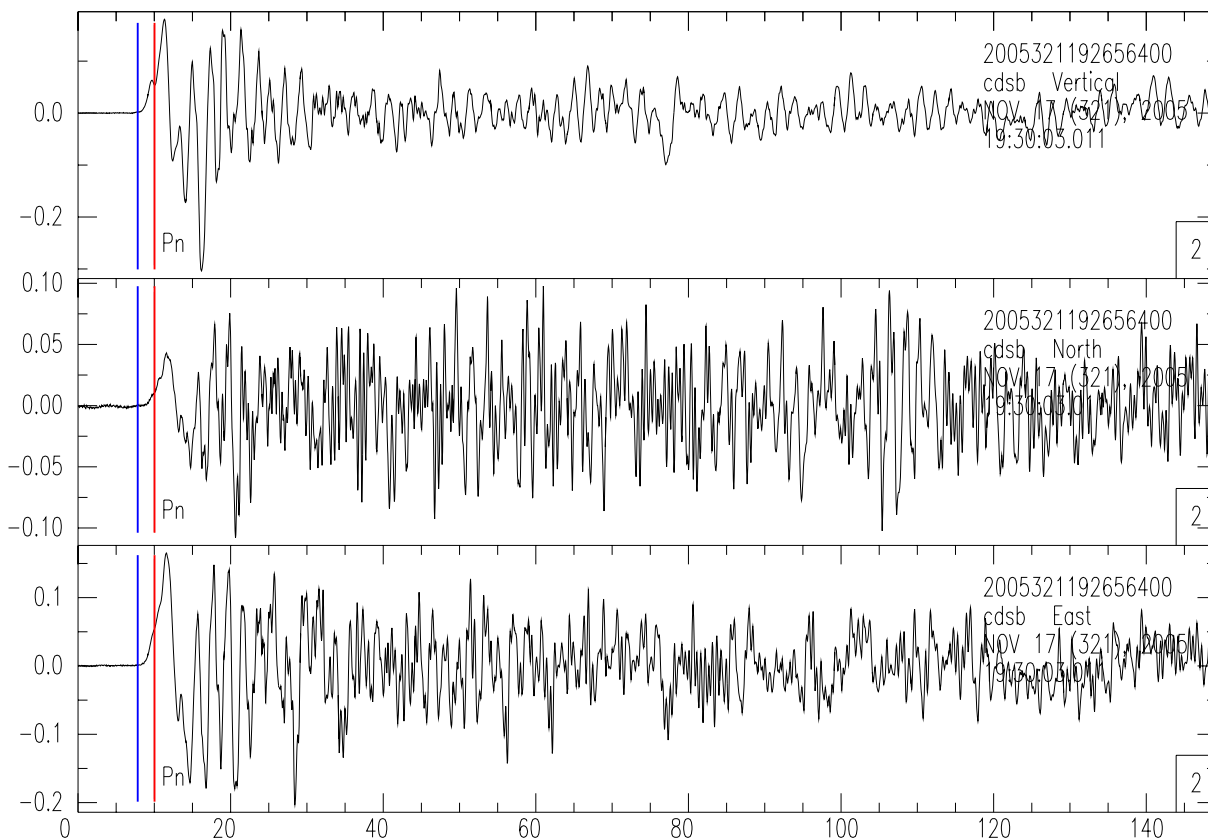


Figura 3.10: Recorded event at station CDSB, Red line is the IASP91 travel time and the blue line is the manually picked arrival time

erro sistemático nas medidas, ou tendência linear devido a ruído instrumental de longo período. Nossos registros horizontais estão orientados nas direções N-S e E-W. Foi preciso rotacionar esse sistema para a orientação radial e transversal, ou seja, na direção evento-estação e transversalmente a evento-estação (Figura 2.1). Antes de rotacionarmos os traços, tivemos que definir uma janela de tempo para a deconvolução. A janela tinha que conter a primeira fase P na componente vertical e as reverberações das conversões Ps na radial. Se a janela fosse pequena demais a deconvolução poderia se tornar instável ou não conter as informações das reflexões múltiplas. E se fosse grande tornaria a deconvolução lenta, poderia misturar mais de uma fase na vertical ou perder resolução nos primeiros segundos onde está a área de interesse. Variaram-se as larguras das janelas utilizando 1 segundo antes da P marcada até 10 segundos e aumentando o tempo de 2 em 2 segundos até uma janela com 1 segundo antes da P e 20 depois. Cada evento foi cortado em cada janela, rotacionado e feita

a deconvolução, a janela que propiciou a melhor deconvolução para cada evento foi a utilizada. A maioria obteve a melhor deconvolução com a janela de 11 segundos, ou seja, 1 segundo antes da P e 10 segundos depois.

### 3.4.2 Filtro Gaussiano

O filtro gaussiano é utilizado no método de deconvolução no domínio do tempo como um vínculo *a priori* da frequência máxima que se acredita possuir uma boa razão sinal ruído. O filtro gaussiano é um filtro passa-baixa, que possui a mesma forma tanto no domínio tempo como no da frequência. Ele afeta diretamente a resolução das nossas funções do receptor. Sabemos que um dos fatores mais importantes para definirmos a resolução de qualquer sinal sísmico é o comprimento de onda, conseqüentemente a frequência. Se alvos de interesse possuírem dimensões muito menores que o comprimento de onda do seu sinal, o objeto não será *visível* para sua onda, ou seja, se o conteúdo de frequência for pequeno não existe a informação necessária para diferenciar corpos com dimensões muito menores que seu comprimento de onda, a sua resolução é baixa (Figura 3.11). Usamos um filtro gaussiano com largura igual a 10, o que representa uma frequência de aproximadamente 5 Hz. Então para a onda P incidente na vertical em um meio com uma velocidade média de 3,4 km/s teremos um comprimento de onda da ordem de 700 metros com 5 Hz. Sendo assim o comprimento de onda é pequeno o suficiente para determinar a espessura da Bacia, que possui uma média 2 km de espessura na região.

### 3.4.3 Deconvolução

Calculamos as funções do receptor para cada estação usando o método de deconvolução iterativa no domínio do tempo (LIGORRIA; AMMON, 1999). Como mostrado no capítulo 2 esse método calcula, a cada iteração, o melhor tempo e amplitude de uma função delta, a qual, convoluida com a vertical e uma gaussiana resultará na radial filtrada pela mesma gaussiana. Determinamos os tempos dos picos pela

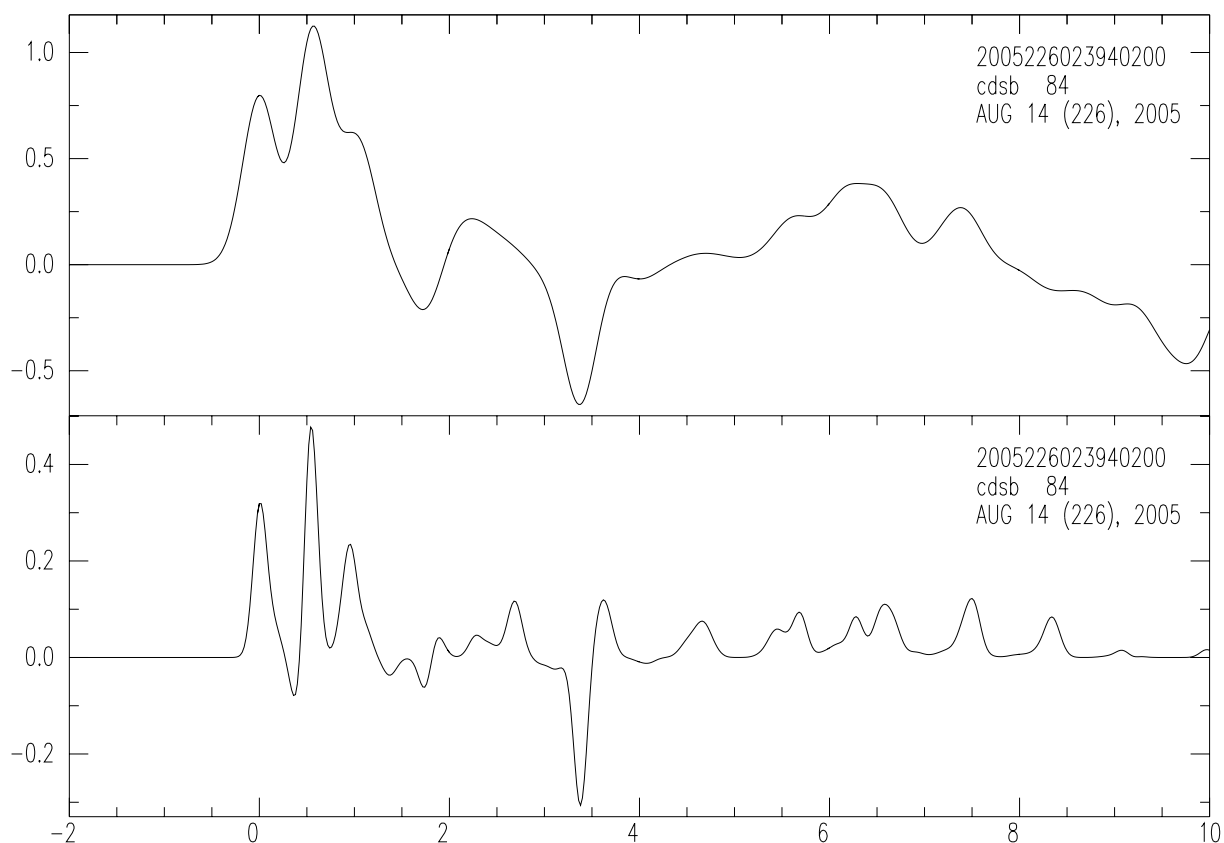


Figura 3.11: Receiver functions with different Gaussian width

máxima correlação entre a componente vertical e a componente radial. E as amplitudes, pela razão da máxima correlação da radial sobre a autocorrelação no tempo zero da vertical (equações 2.13 e 2.15).

Como vemos na Figura 3.12, definimos o primeiro delta e então convoluimos com a componente vertical para obter a primeira radial predita. O primeiro resíduo é a diferença entre a radial observada e a predita e assim termina a primeira iteração. Novamente aplicando as equações 2.13 e 2.15, agora para o primeiro resíduo, obtemos o tempo e a amplitude do segundo pico, que adicionado ao primeiro e convoluido com a vertical resultará na segunda radial predita, e teremos o segundo resíduo e o fim da segunda iteração. Assim, a cada iteração a FR é ajustada visando diminuir o resíduo pela adição de deltas. Essas iterações são realizadas até um máximo pré-estabelecido ou até que a adição de um novo pico não melhore o ajuste da predição em uma porcentagem mínima denominada de parâmetro de convergência. No nosso estudo utilizamos o máximo das iterações, ou seja, cada FR é a soma de 500 picos

em tempos e amplitudes diferentes convoluídas com uma gaussiana.

Para uma medida da qualidade das convoluções definimos o ajuste. Como a norma da diferença do radial predita pela observada menos um. Para o nosso estudo consideramos um valor de 85% de ajuste, o mínimo para as deconvoluções. Esse valor nos oferece um numero maior de funções do receptor para cada estação e não perdemos muito na qualidade das funções.

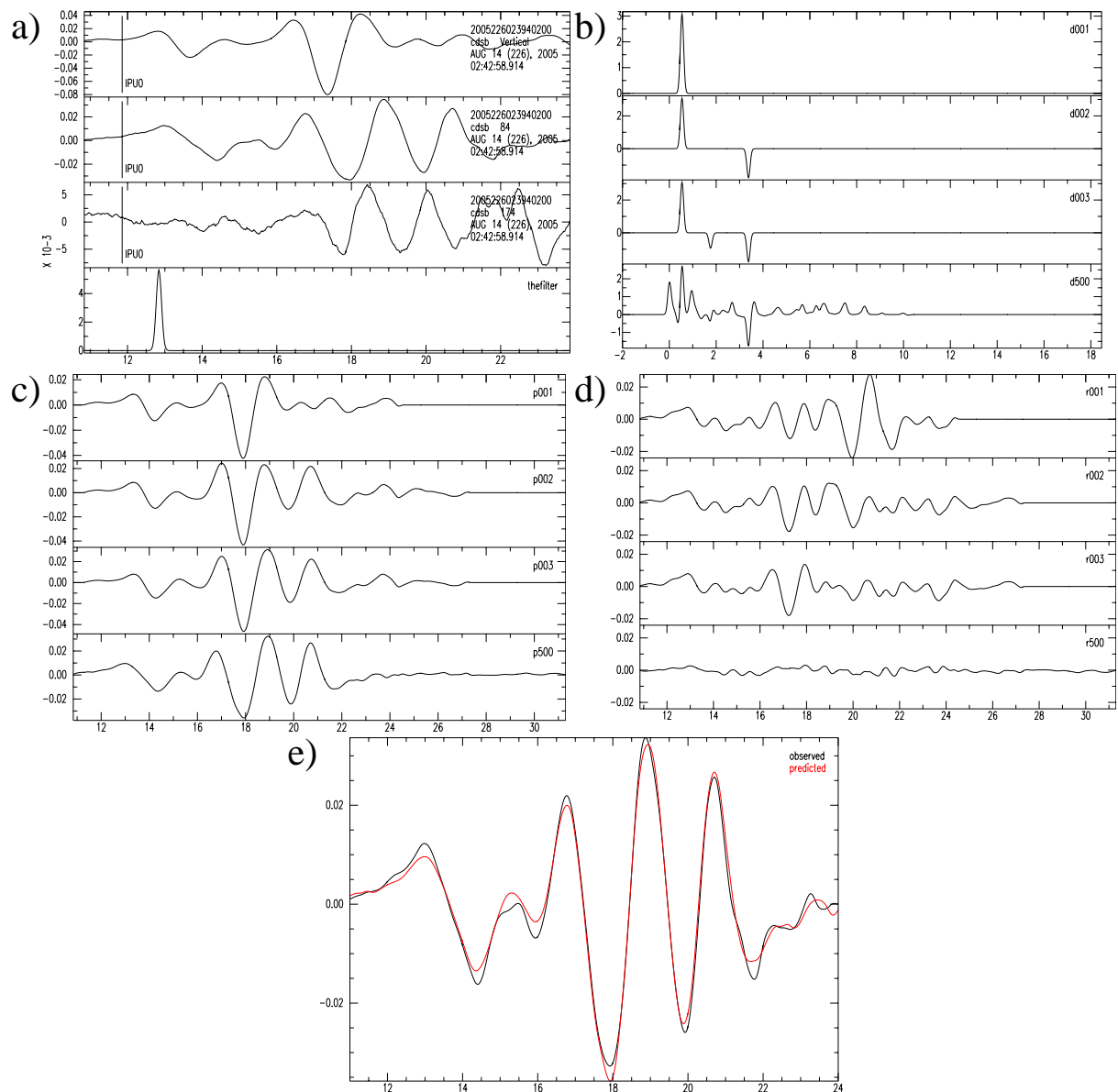


Figura 3.12: Deconvolution steps. a) Observed traces (vertical, radial, transversal) and the Gaussian filter. b) RF for the first, second, third and last iteration. c) Convoluted (predicted) radial component for the iteration in (b). d) Residual trace (observed-predicted) radial component. e) Comparison of observed and predicted radial component seismogram. This deconvolution has fit of 98%

## 3.5 Inversão Conjunta

A inversão conjunta nada mais é do que a inversão de um conjunto de parâmetros a partir de duas bases de dados distintas. Utilizamos as funções do receptor empilhadas para cada estação e curvas de dispersão de ondas de superfície da região das estações (FENG; ASSUMPÇÃO; LEE, 2004; FENG; LEE; ASSUMPÇÃO, 2006) para obter um perfil de velocidade  $S$  abaixo da estação. Alguns cuidados necessitam ser tomados quando se usam dados diferentes (capítulo 2).

A inversão é realizada por iterações: a cada etapa, o modelo inicial é ajustado de forma que as funções do receptor e as curvas de dispersão sintéticas se aproximem das observadas. A quantidade de iterações pode ser determinada por um parâmetro de convergência mínimo, ou o máximo permitido pelo programa. Cada estação terá um modelo de velocidade  $S$  obtido pelo ajuste de um modelo inicial buscando calcular FR e curvas de dispersão sintéticas que se aproximem dos valores observados.

### 3.5.1 Modelo Inicial

Para os modelos iniciais usamos camadas de 100 m de espessura até 2 km e 200 m até 6 km e, a partir daí, 1 km de espessura. A partir de 10 km as espessuras aumentam ainda mais (3.13). Para as velocidades de propagação de P e S utilizamos quatro modelos iniciais diferentes (Figura 3.13). O primeiro é o modelo do PREM continental modificado (DZIEWONSKI; ANDERSON, 1981). As diferenças dos outros modelos são nos dez primeiros quilômetros, nossa região de interesse. Abaixo de 10 km de profundidade todos os modelos são iguais ao PREM. O segundo modelo é uma velocidade baixa ( $V_s = 1$  km/s) até os 10 km de profundidade. O terceiro um gradiente de velocidade  $S$  que aumenta de 1 km/s na superfície a 4,5 km/s a 10 km. E o último um aumento de velocidade em degraus, que aumenta a velocidade em 0,5 km/s a cada quilometro (Figura 3.13). Como essa é uma inversão linearizada a utilização de modelos iniciais diferentes é importante para verificarmos a robustez da inversão, ou

seja, quanto as variações nos modelos iniciais afetam os modelos finais.

## Initial Models

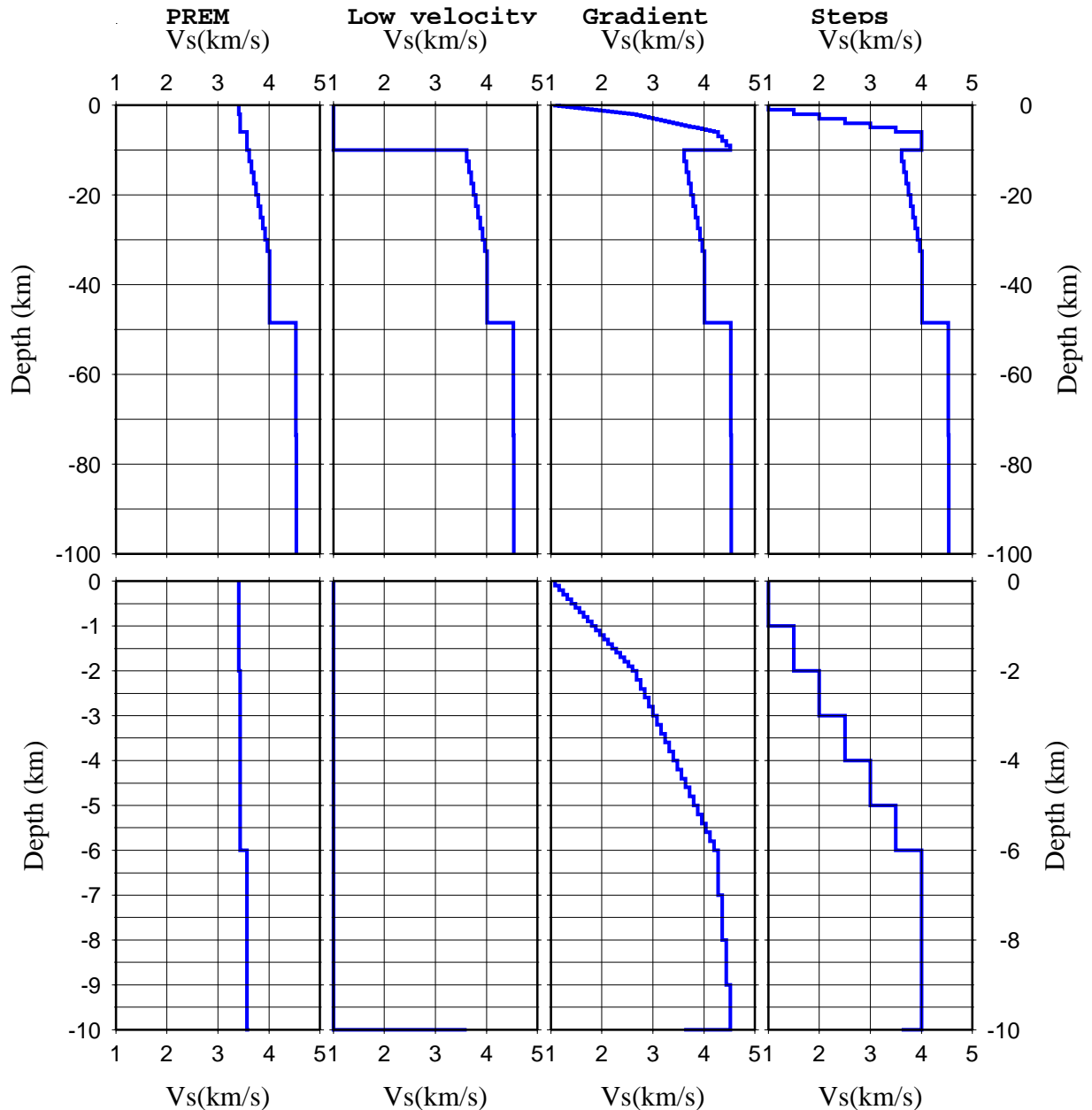


Figura 3.13: Initial models used

Para esses quatro modelos iniciais realizamos as inversões mantendo fixos os outros parâmetros como a suavidade (0.2), o parâmetro de influência (0.1) e o número de iterações (9). As figuras 3.14, 3.15, 3.16 e 3.17 mostram os resultados de cada modelo inicial. Na Figura 3.14 vemos os resultados utilizando o modelo do PREM. Vemos que o ajuste foi bom no primeiro segundo, mas depois a FR sintética não tem

bom ajuste. As curvas de dispersão são bem ajustadas principalmente nos menores períodos, 10 e 20 s.

Com um modelo de baixa velocidade (3.15) a inversão não converge. O modelo inicial é muito longe da realidade e sua posição no espaço dos parâmetros não permite uma convergência para a solução desejada (Figura 3.15). Mesmo usando suavidades diferentes o ajuste não melhora. Utilizando o modelo inicial com um gradiente de velocidade, conseguimos um ajuste melhor (Figura 3.16). O modelo possui uma velocidade mais próxima da real, e a inversão consegue ajustar os contrastes de velocidade do modelo para obter uma FR próxima da observada, mas a parte mais importante, os primeiros segundos não estão bem ajustados. O modelo de degraus também mostrou-se ineficiente (Figura 3.17), não conseguindo ajustar a FR e as curvas de dispersão para os períodos menores.

Percebemos que se o modelo for muito distante da realidade a inversão não é capaz de convergir e ajustar os dados. Analisando os melhores resultados para os modelos iniciais, o modelo do PREM e o gradiente, fizemos um modelo inicial com um gradiente de velocidade mais próximo dos valores do modelo PREM (Figura 3.18). Os ajustes para esse modelo foram os melhores e esse foi o modelo inicial utilizado em todas as inversões finais.

### 3.5.2 Suavidade

A inversão pode obter modelos com contrastes de velocidades fora da realidade, mas que podem resultar em um bom ajuste dos dados. Sabendo que a velocidade sísmica não pode ter variações absurdas utilizamos um parâmetro de suavidade para diminuir essas oscilações. Não é interessante que esta suavidade seja grande, pois o modelo final pode ser mais influenciado por esse parâmetro do que pelos dados. Esse fator é mais crítico para as camadas mais rasas, pois é possível uma variação de velocidade maior na superfície do que em camadas mais profundas. O parâmetro



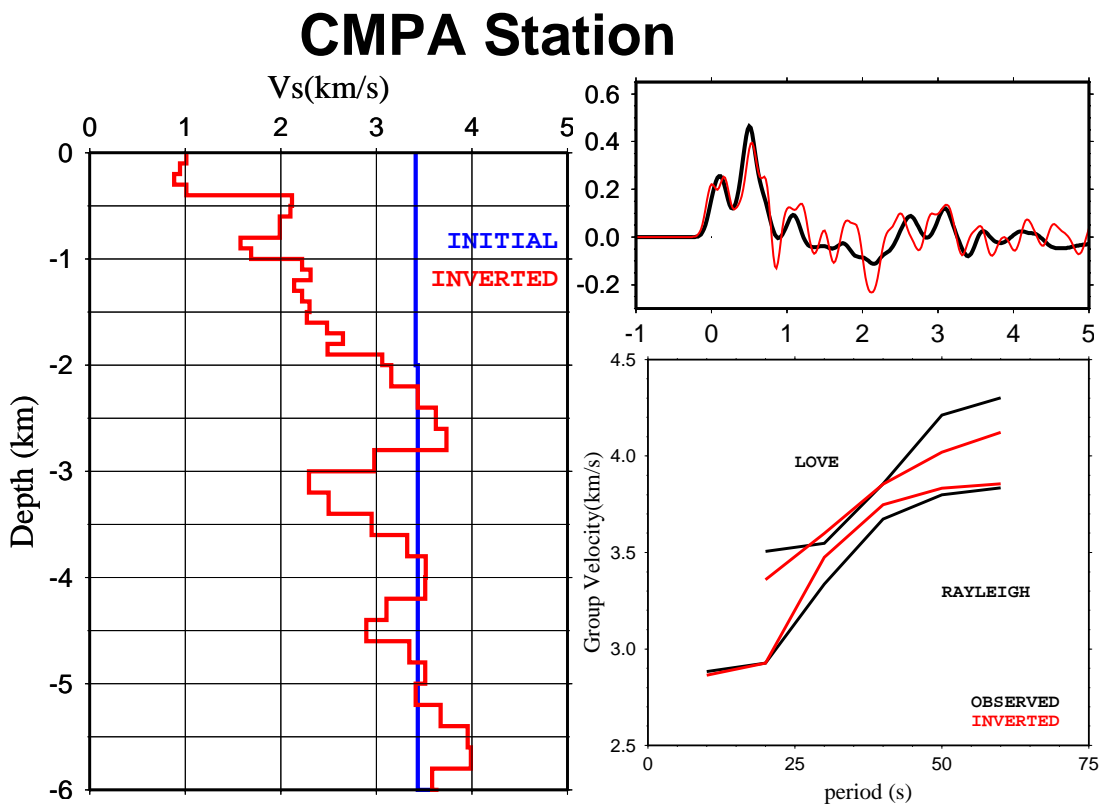


Figura 3.14: Inversion results using the PREM initial model

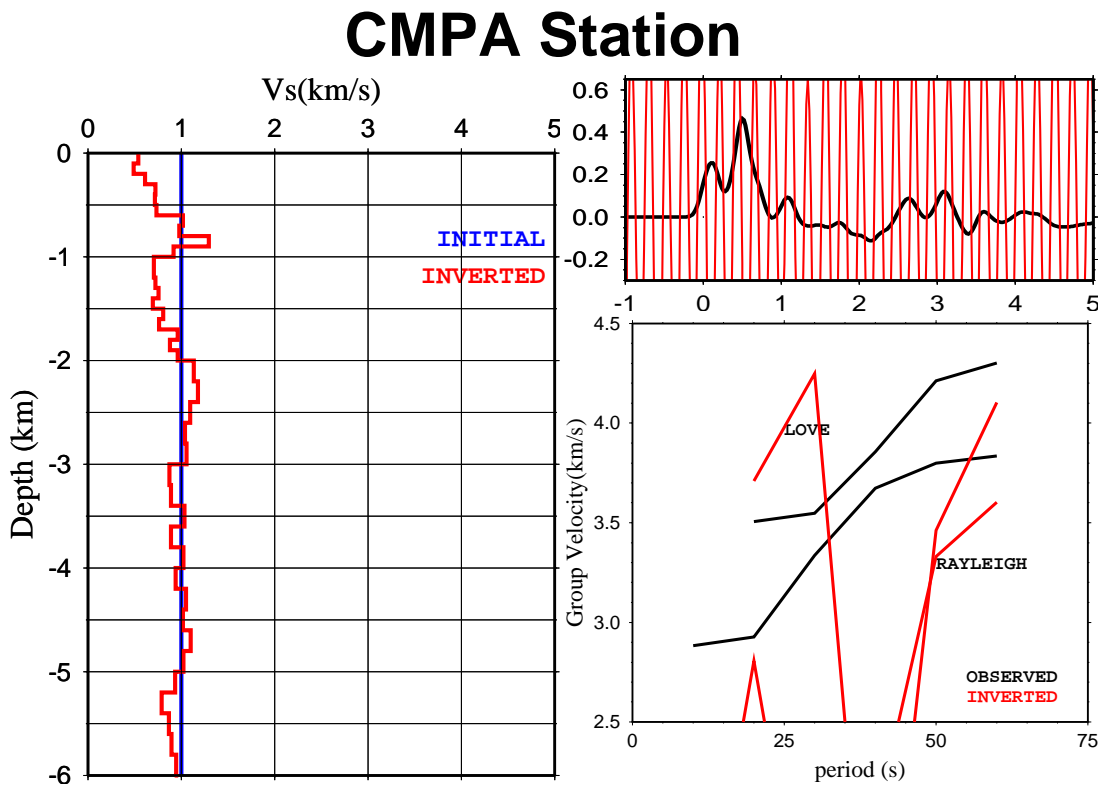


Figura 3.15: Inversion results using the low velocity initial model

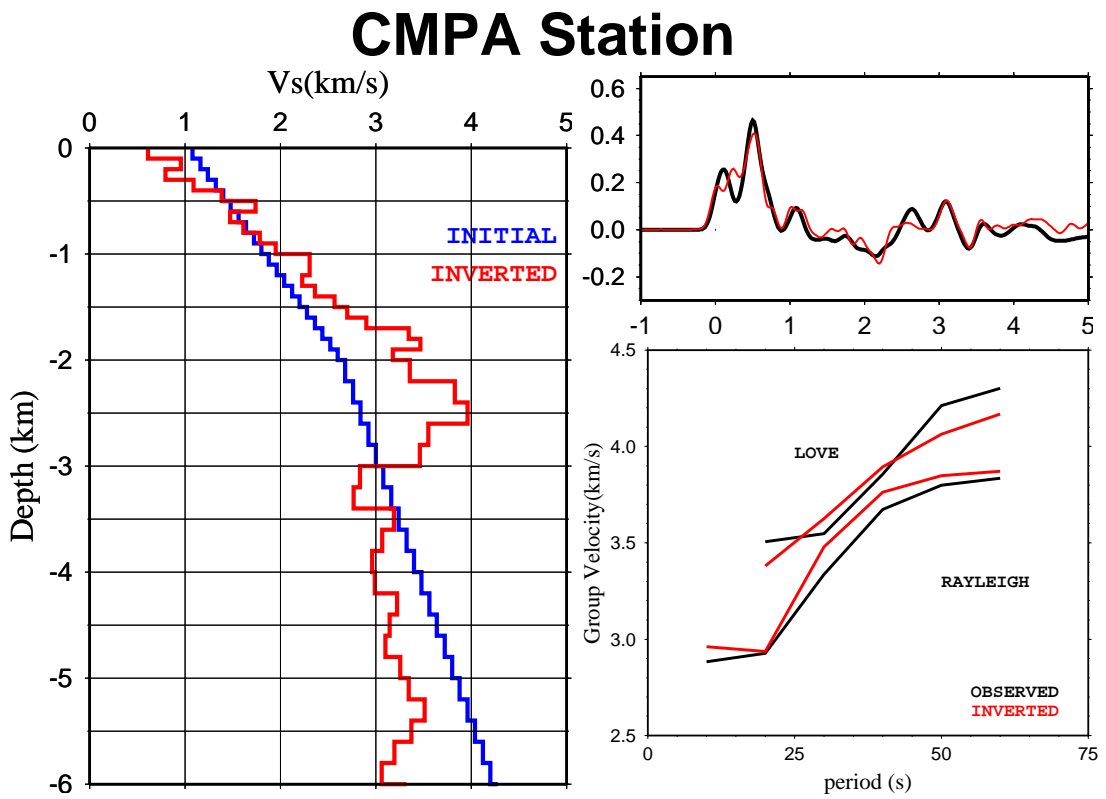


Figura 3.16: Inversion results using the gradient initial model

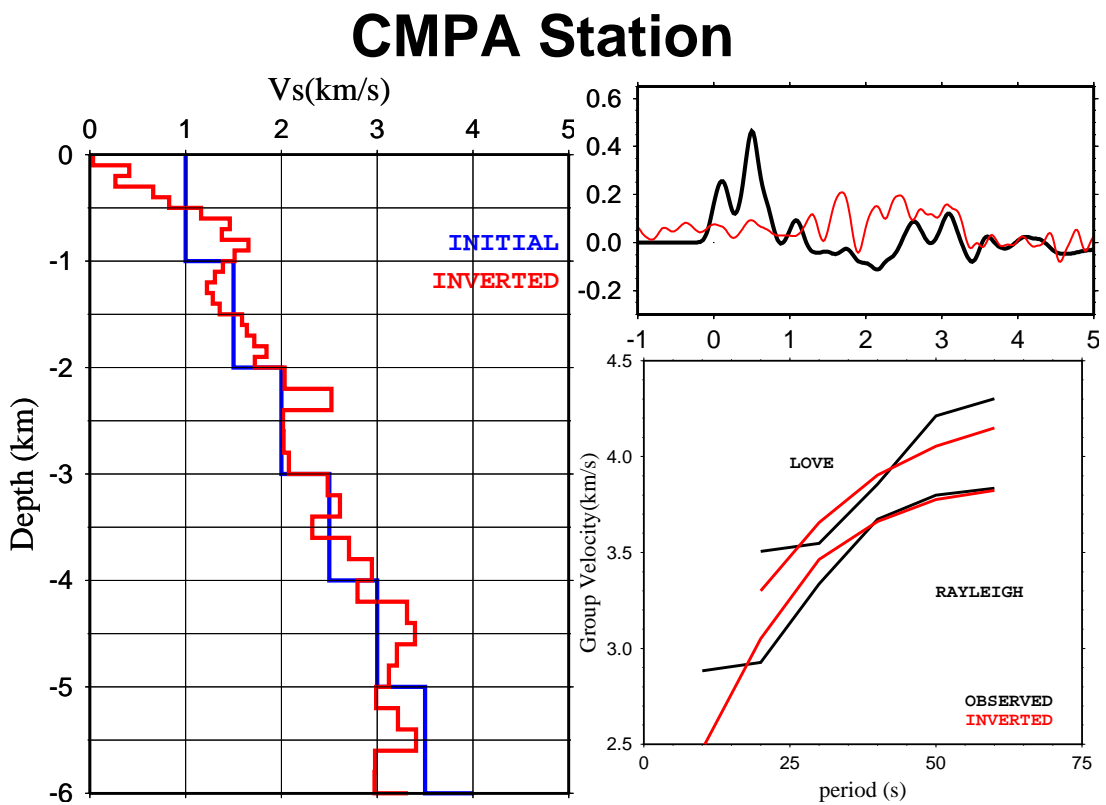


Figura 3.17: Inversion results using the steps initial model

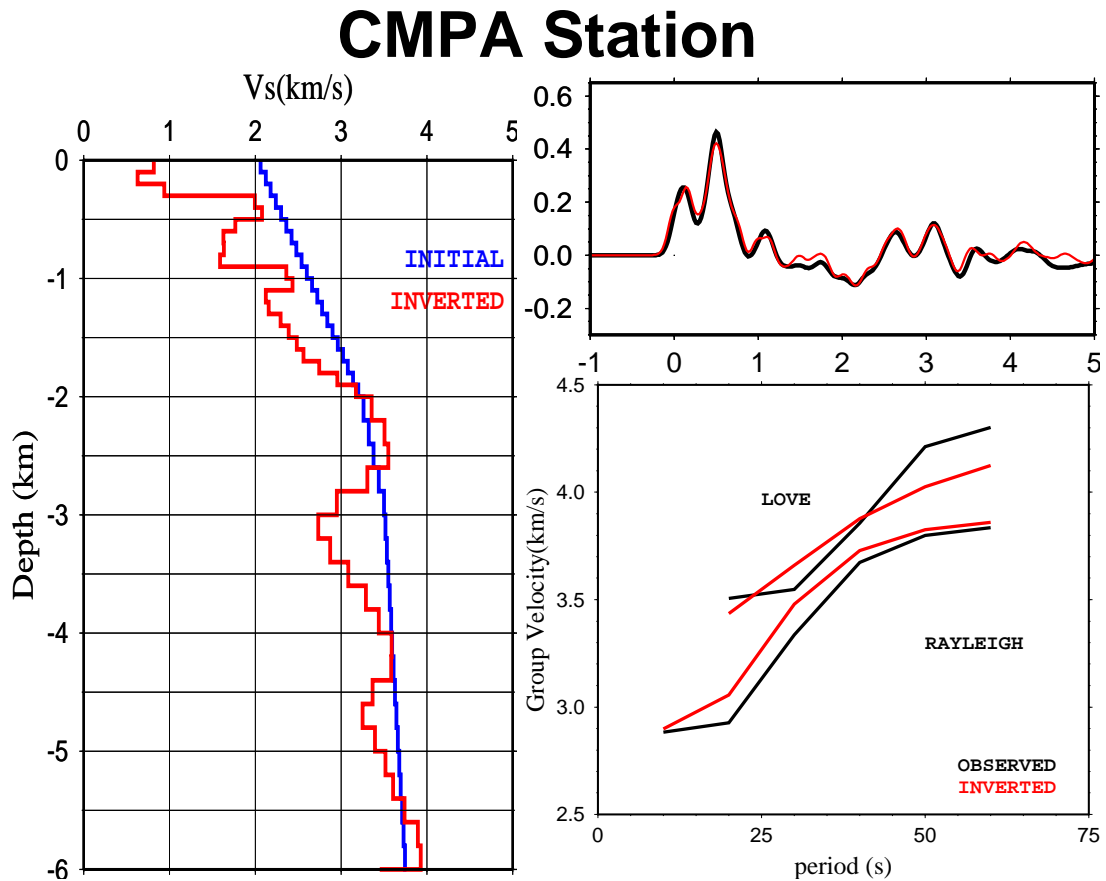


Figura 3.18: Inversion results using the mixed initial model

de suavidade é o mesmo para todas as camadas. Em todas as inversões testamos vários valores de suavidade e escolhemos o melhor ajuste com a menor suavidade.

### 3.5.3 Fator de Influência

O fator de influência  $p$  é um parâmetro de normalização para a inversão conjunta. Ele vai determinar o peso relativo que cada conjunto de dados terá no ajuste do modelo. No nosso trabalho usamos dois conjuntos de dados, funções do receptor e as curvas de dispersão, um fator de influência de  $p = 0$ , irá obter um modelo que ajusta somente a FR não se importando com as curvas de dispersão. E fator de  $p=1$  resultará em modelos que ajustam somente os dados de curvas de dispersão. Como mencionado no capítulo 2 o ajuste das curvas de dispersão de ondas de superfície para os períodos de 10 e 20 s principalmente determinam a velocidade média da crosta superior. Os contrastes de velocidade são determinados pela FR. Assim, um ajuste mais

---

preciso das FR é mais importante do que o ajuste das curvas de dispersão, pois nosso interesse maior é a parte rasa, não controlada muito bem pelos dados de dispersão. O fator de influência utilizado em todas as inversões foi  $p=0.1$ . O ajuste da FR tem uma influência nove vezes maior que o ajuste das curvas de dispersão.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Função do Receptor

Com os eventos selecionados e inspecionados para cada estação, fizemos a deconvolução para obter as funções do receptor. Organizamos por backazimute e por parâmetro de raio, para verificar se existe alguma variação lateral ou por distância dentro dos limites dos nossos dados.

As figuras 4.1 e 4.2 mostram as FRs da estação CMPA, lembrando que essa estação é de período curto. Nas duas primeiras colunas estão as funções do receptor radiais e transversais na mesma escala. O traços de baixo são o empilhamento das FRs. Na terceira coluna estão as componentes radiais dos sismogramas para mostrar a qualidade do registro. As FRs estão organizadas por backazimute na Figura 4.1 e por parâmetro de raio na Figura 4.2, com as componentes radiais na mesma ordem.

Um pico principal em torno de 0,5 s nas FR radiais é bastante evidente, interpretado mais adiante como a conversão Ps da interface embasamento-sedimento. As componentes transversais têm amplitudes pequenas. Os eventos têm uma cobertura de backazimute entre aproximadamente 225°SW e 280°E, menos de 60°, insuficiente para uma análise com precisão da variação lateral, mas nesse intervalo não há mudanças marcantes (Figura 4.1). Entre os backazimutes de 245 e 255 as amplitudes das transversais são um pouco maiores. A FR radial empilhada confirma o pico mais forte em aproximadamente 0,5 s, mas outras fases ou múltiplas não são claras. Na FR transversal empilhada a amplitude é bem próxima a zero. As componentes radiais

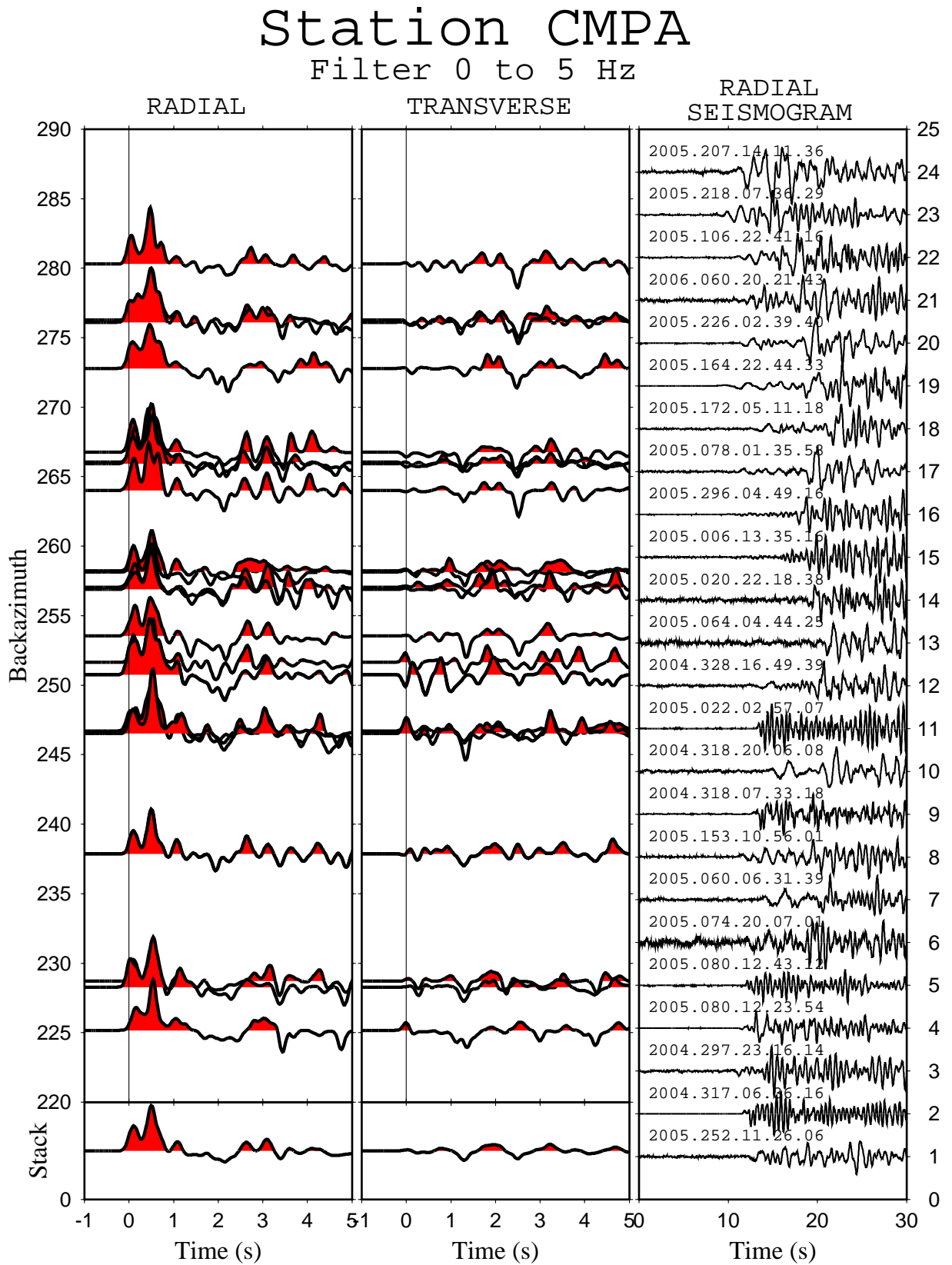


Figura 4.1: Receiver functions from CMPA station sorted by backazimuth

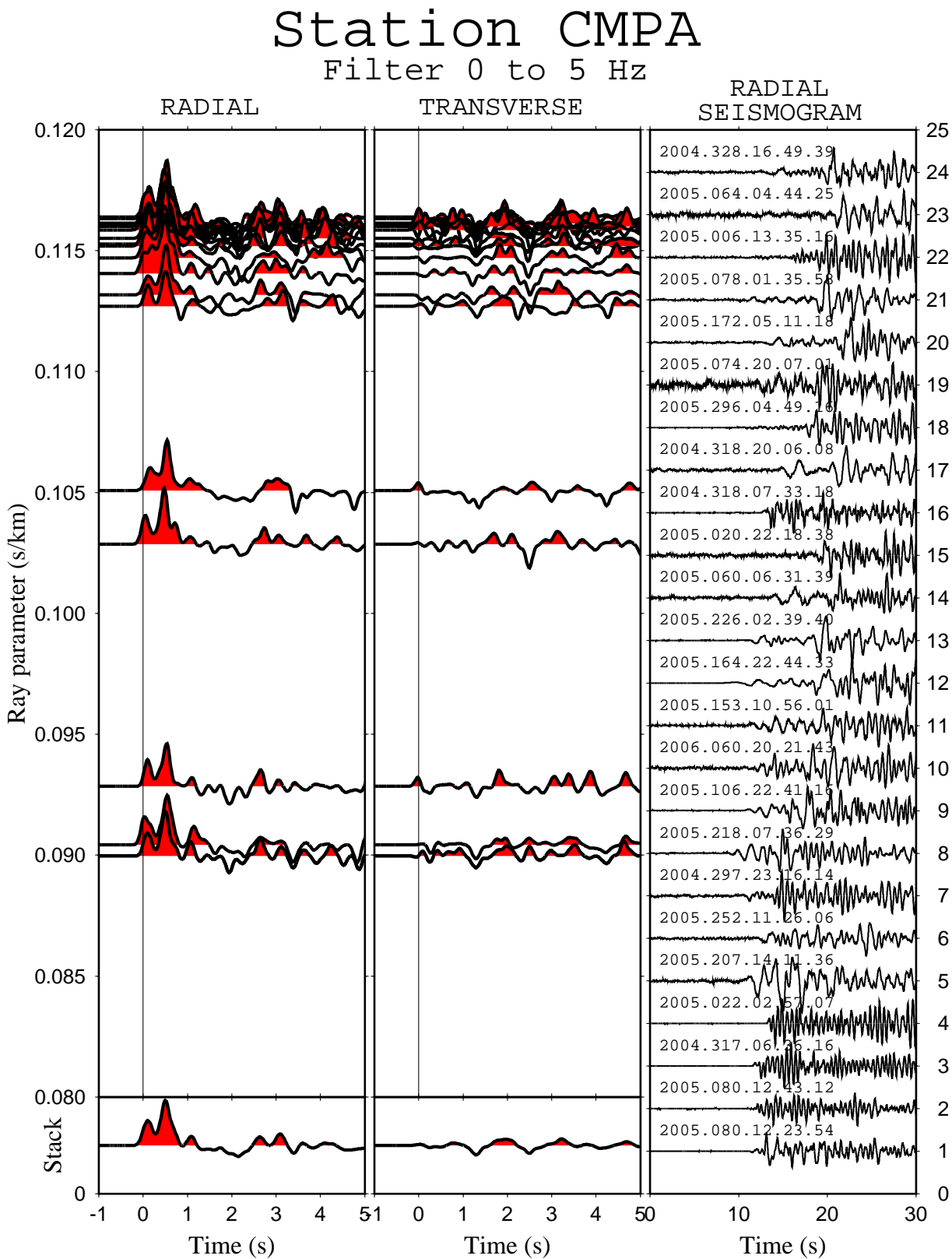


Figura 4.2: Receiver functions from CMPA station sorted by ray parameter

dos sismogramas estão normalizadas para a visualização e vemos que os eventos são claros. Com as FR organizadas por parâmetro de raio (Figura 4.2) vemos que a maioria dos eventos está em torno de 0.115 s/km. O pico maior não apresenta atraso visível com a diminuição de  $p$  (Figura 4.2), principalmente por dois motivos, a variação do parâmetro de raio é pequena, e as interfaces que buscamos são rasas. As FR empilhadas são as mesmas da Figura 4.1, e as componentes radiais dos sismogramas também, mas organizadas em ordem de parâmetro de raio.

Na estação CDSB os resultados das deconvoluções são mostrados nas figuras 4.3 e 4.4. O intervalo de backazimute é praticamente o mesmo de CMPA, entre 220 e 280. As componentes transversais são menores que as radiais e sem nenhuma tendência clara. A maioria das FRs tem um parâmetro de raio entre 0.110 e 0.115s/km. Vemos na FR empilhada que o segundo pico, o de maior amplitude, está perto de 1 s, possivelmente a base da bacia. Em relação à FR da estação CMPA (figuras 4.1 e 4.2) a conversão está mais atrasada indicando uma interface mais profunda ou sedimentos com velocidade  $S$  menor. Na transversal empilhada temos amplitude pequena.

Em APOB, obtivemos poucos eventos dentro dos nossos parâmetros de seleção e com boa qualidade de registro. Apenas duas funções com um bom ajuste de deconvolução (ajuste maior que 85%). Vemos nas figuras 4.5 e 4.6 as duas funções que obtiveram boa deconvolução, ajuste de 99% para a FR número 2 na Figura 4.5 e 88% para a outra. A FR do evento 2005.316.02.22.47 possui uma componente transversal muito grande. Como os picos dos tempos das duas funções nos primeiros 2 segundos são bem coerentes resolvemos manter as duas FRs. Os dois eventos estão com os parâmetros de raio médio das outras estações e também o backazimute da maioria dos outros eventos. A FR empilhada apresenta os três primeiros picos bem marcados e uma amplitude da transversal um pouco menor. O pico principal está em torno de 0,5 s e o terceiro aproximadamente 0,8 s. Qualquer que seja o pico da conversão  $P_s$  do embasamento o tempo menor que o da CDSB indica embasamento mais raso.



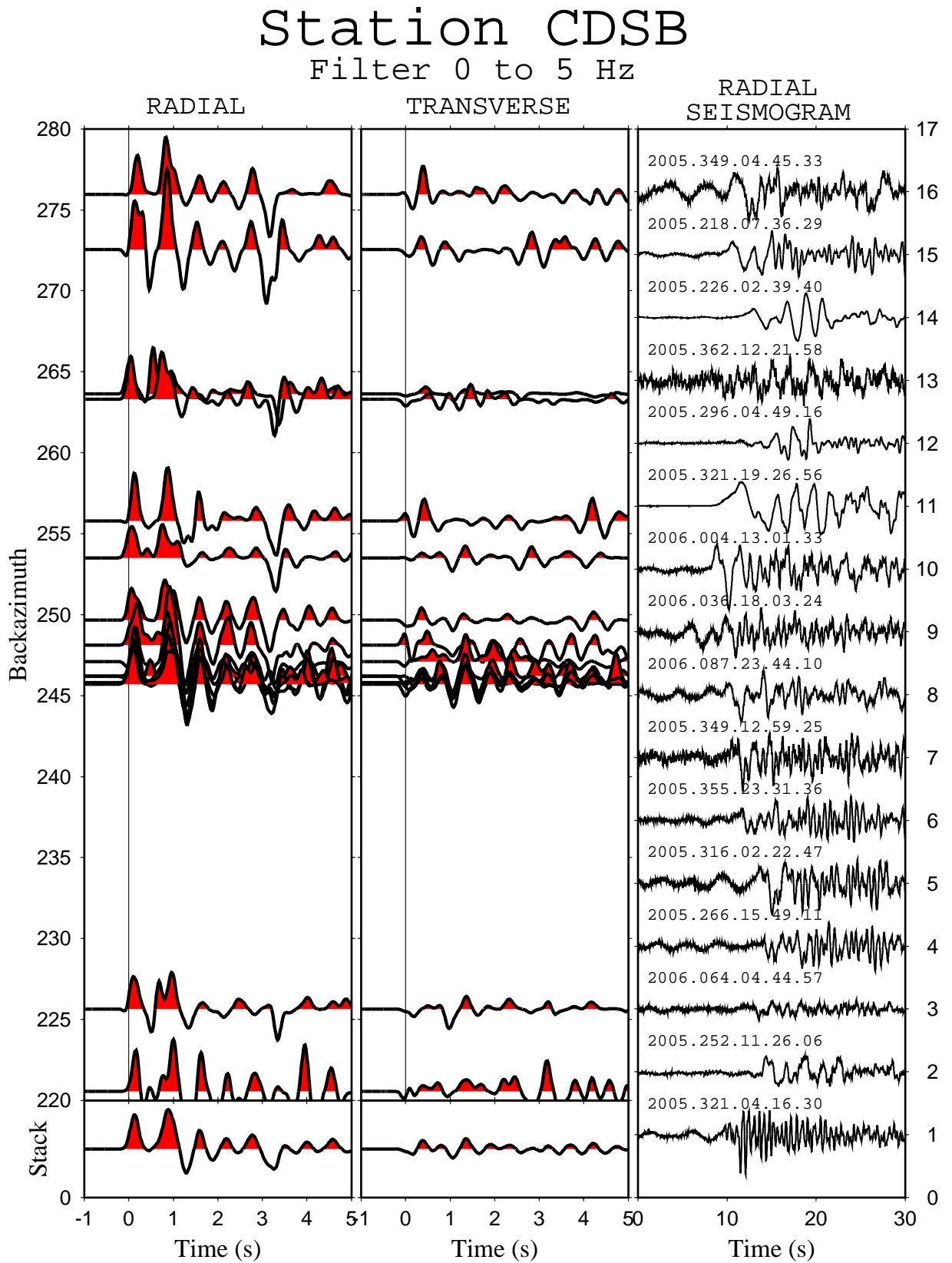


Figura 4.3: Receiver functions from CDSB station sorted by backazimuth

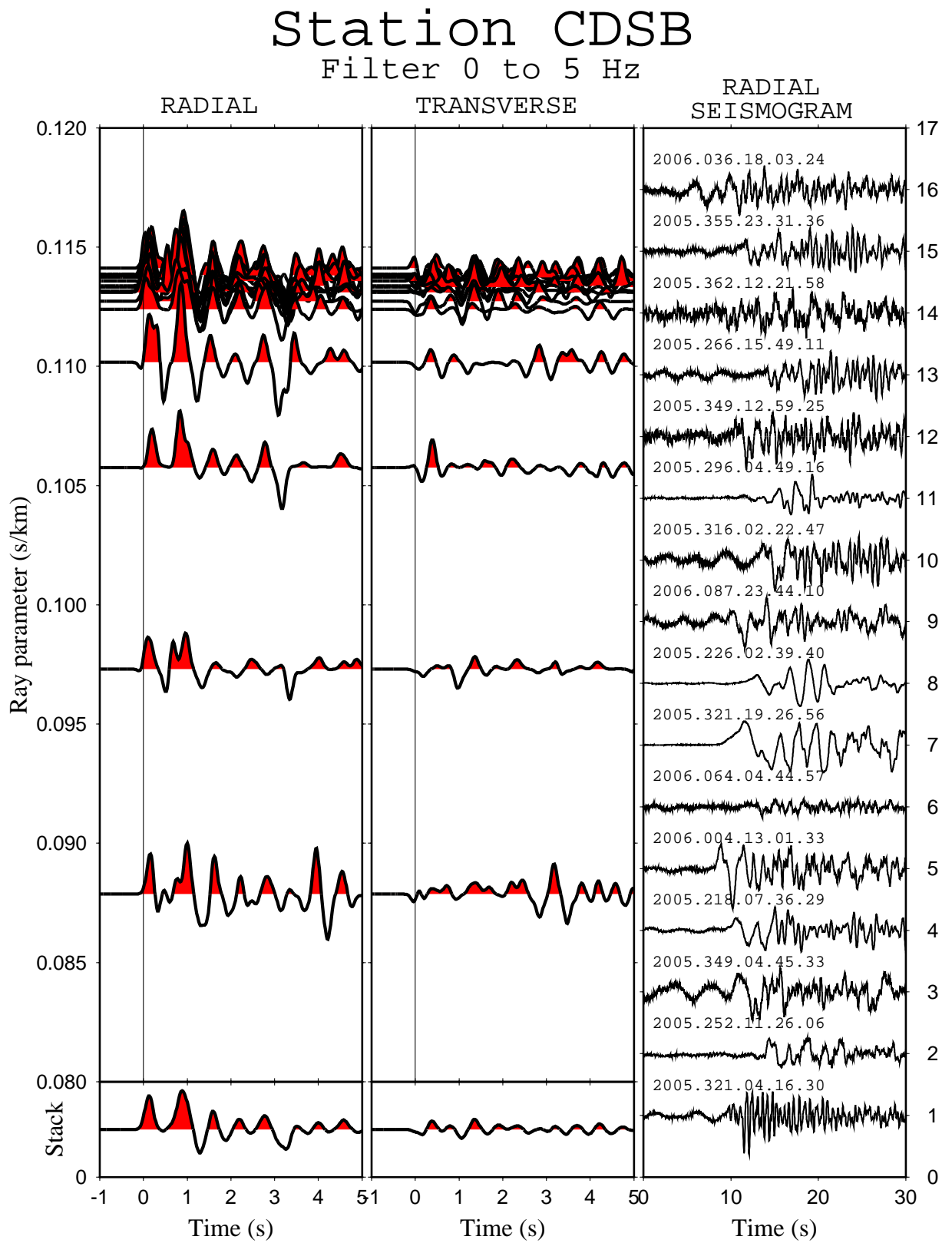


Figura 4.4: Receiver functions from CDSB station sorted by ray parameter

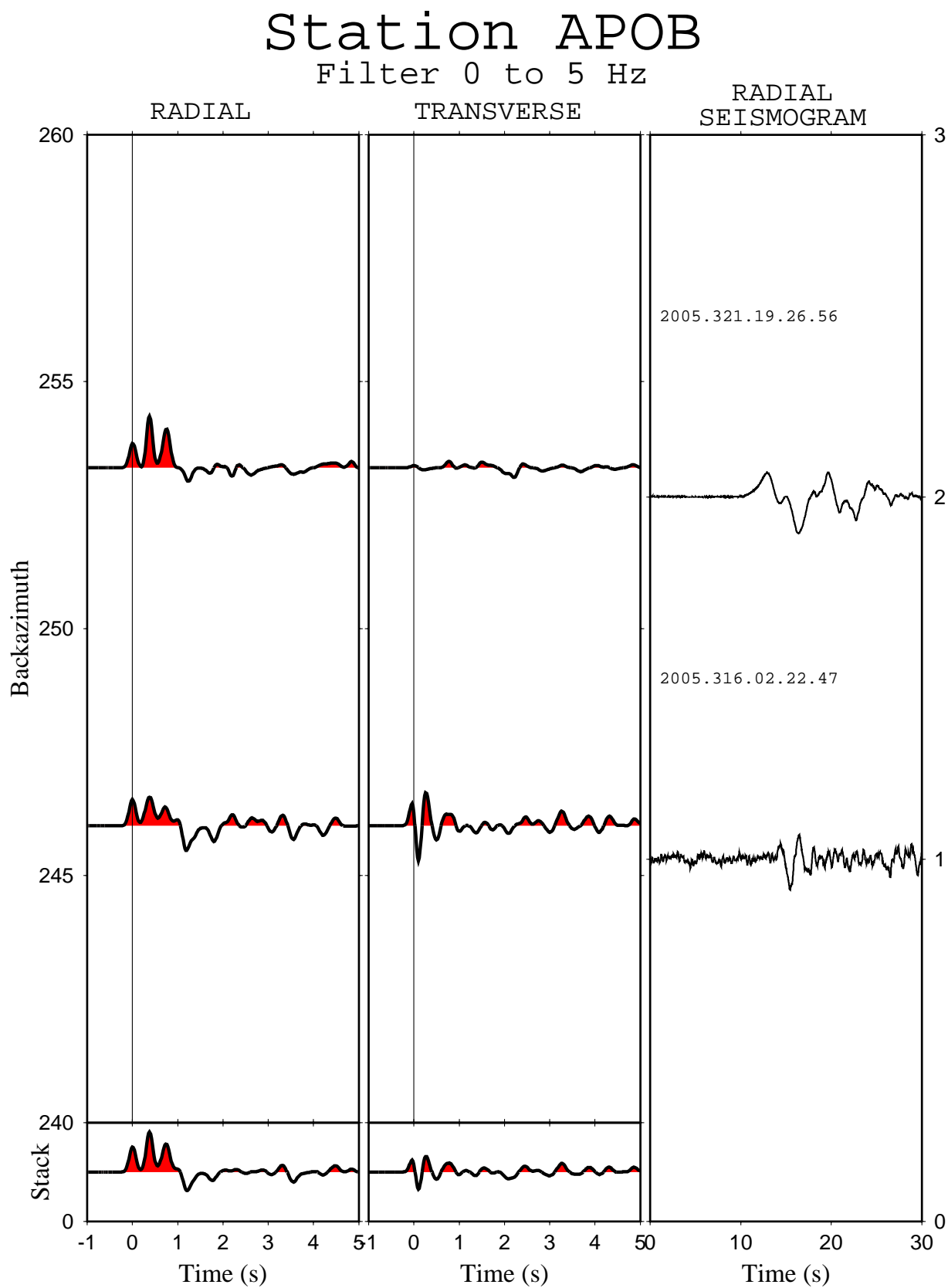


Figura 4.5: Receiver functions from APOB station sorted by backazimuth

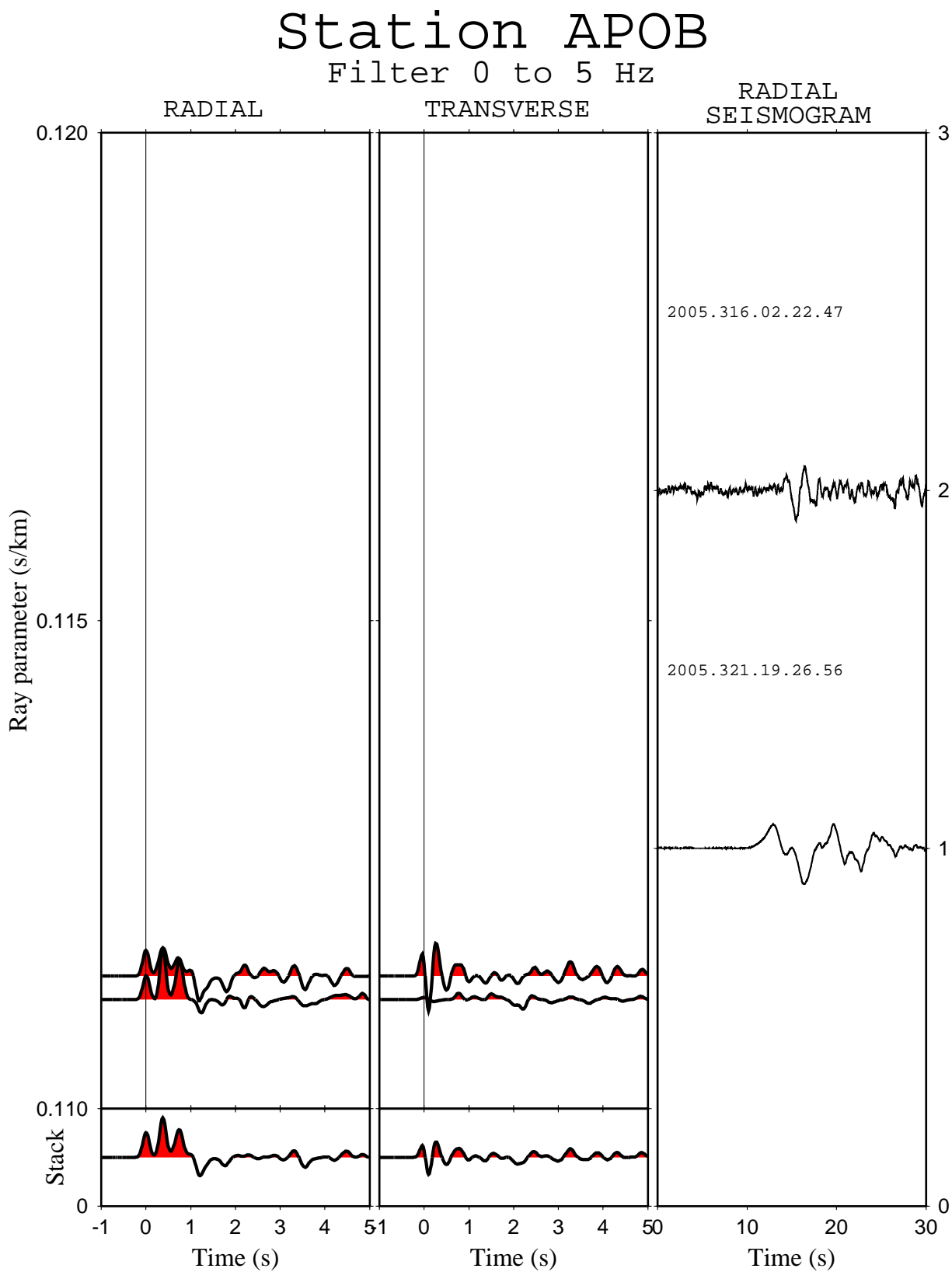


Figura 4.6: Receiver functions from APOB station sorted by ray parameter

As duas estações restantes localizam-se próximas às bordas da anomalia gravimétrica mais a leste. Em JATB tivemos um bom número de eventos, mas por causa da nossa escolha de eventos temos um intervalo de backazimute restrito (figuras 4.7 e 4.8). As FRs transversais dessa estação têm uma amplitude relativamente pequena comparada com as radiais. Em torno do backazimute de 245 os picos antes de um segundo não são muito coerentes, justamente onde as amplitudes das transversais são maiores. A FR empilhada possui incoerência dos pulsos no primeiro segundo. E em CCUB vemos uma característica parecida (figuras 4.9 e 4.10), com pulsos incoerentes antes de um segundo. Nesta estação também temos poucas FRs. Como foi a última estação a ser instalada, os eventos registrados foram poucos, e critério de escolha de um conteúdo de frequência maior também restringe os dados disponíveis. Mesmos com baixa coerência, podemos identificar na FR empilhada três picos antes de um segundo.

## 4.2 Inversão Conjunta

Usando as FRs empilhadas e curvas de dispersão, calculamos os modelos de velocidades de onda S abaixo das estações. Usamos como modelo inicial um gradiente de 2 km/s na superfície a 4 km/s em 6 km de profundidade. Como fator de influência usamos  $p=0.1$ , ou seja, a FR tem um peso nove vezes maior que a curva de dispersão de onda de superfície. Testamos várias suavidades para obter o melhor ajuste.

Os resultados da estação CMPA estão nas figuras 4.11, 4.12 e 4.13. Na Figura 4.11 vemos os ajustes da FR para várias suavidades. A suavidade de 0.2 tem o melhor ajuste, principalmente nos primeiros segundos. A Figura 4.11 mostra que a diferença de suavidade é pequena nos primeiros segundos, sendo mais significativa no primeiro pico e no primeiro vale. Nas curvas de dispersão (Figura 4.12) o ajuste não é tão preciso por que o peso das FR é muito maior, mas vemos que os valores

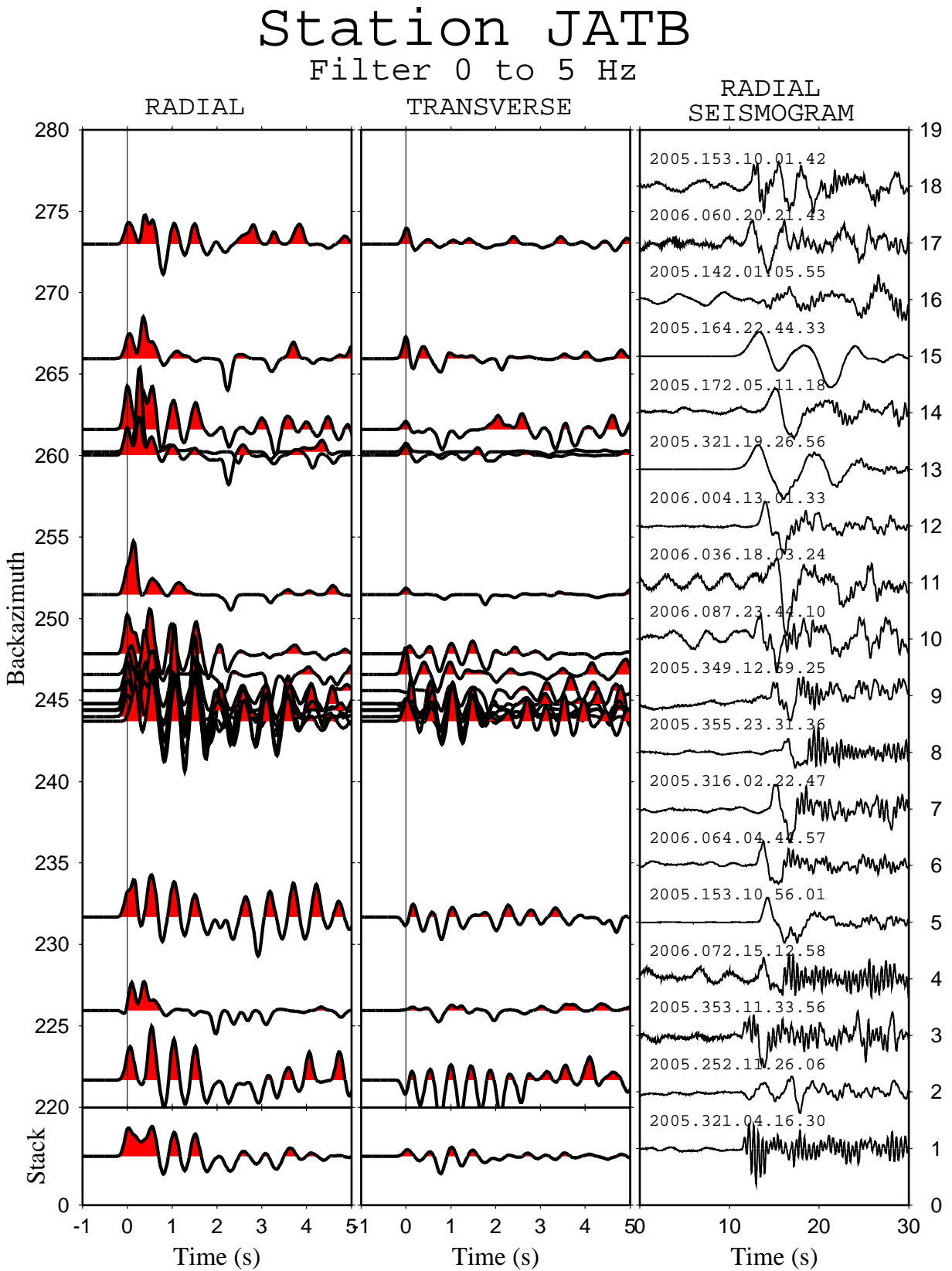


Figura 4.7: Receiver functions from JATB station sorted by backazimuth

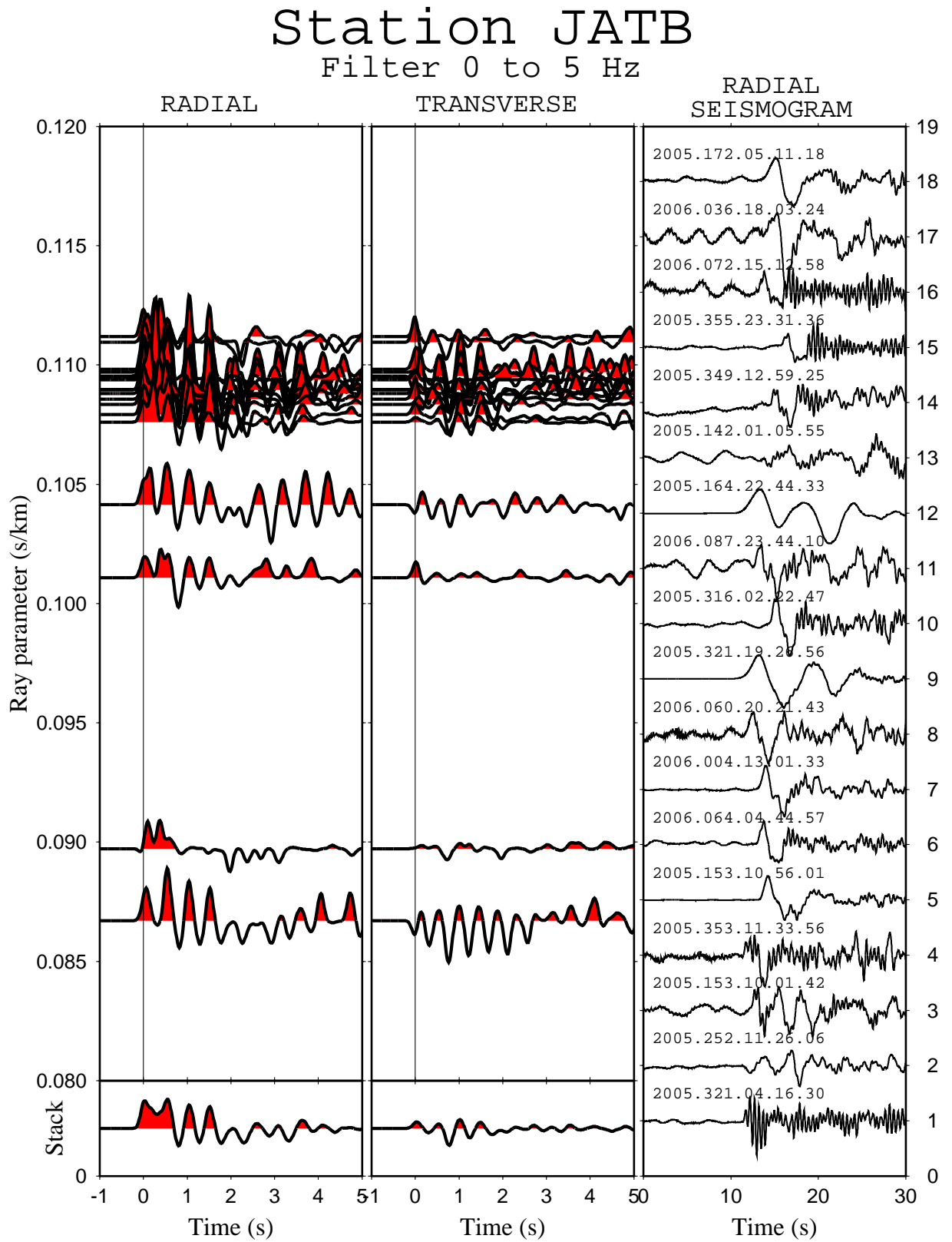


Figura 4.8: Receiver functions from JATB station sorted by ray parameter

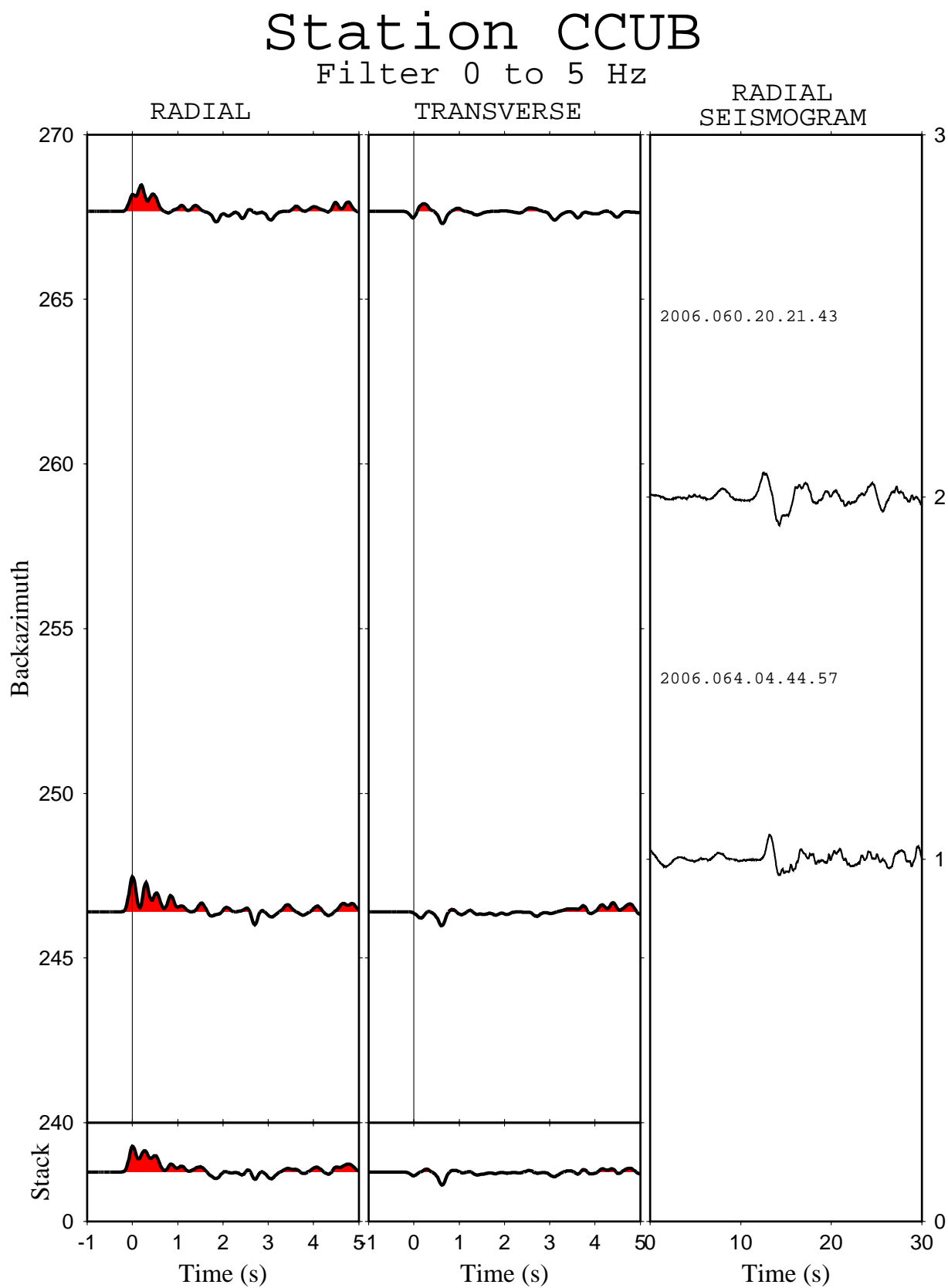


Figura 4.9: Receiver functions from CCUB station sorted by backazimuth



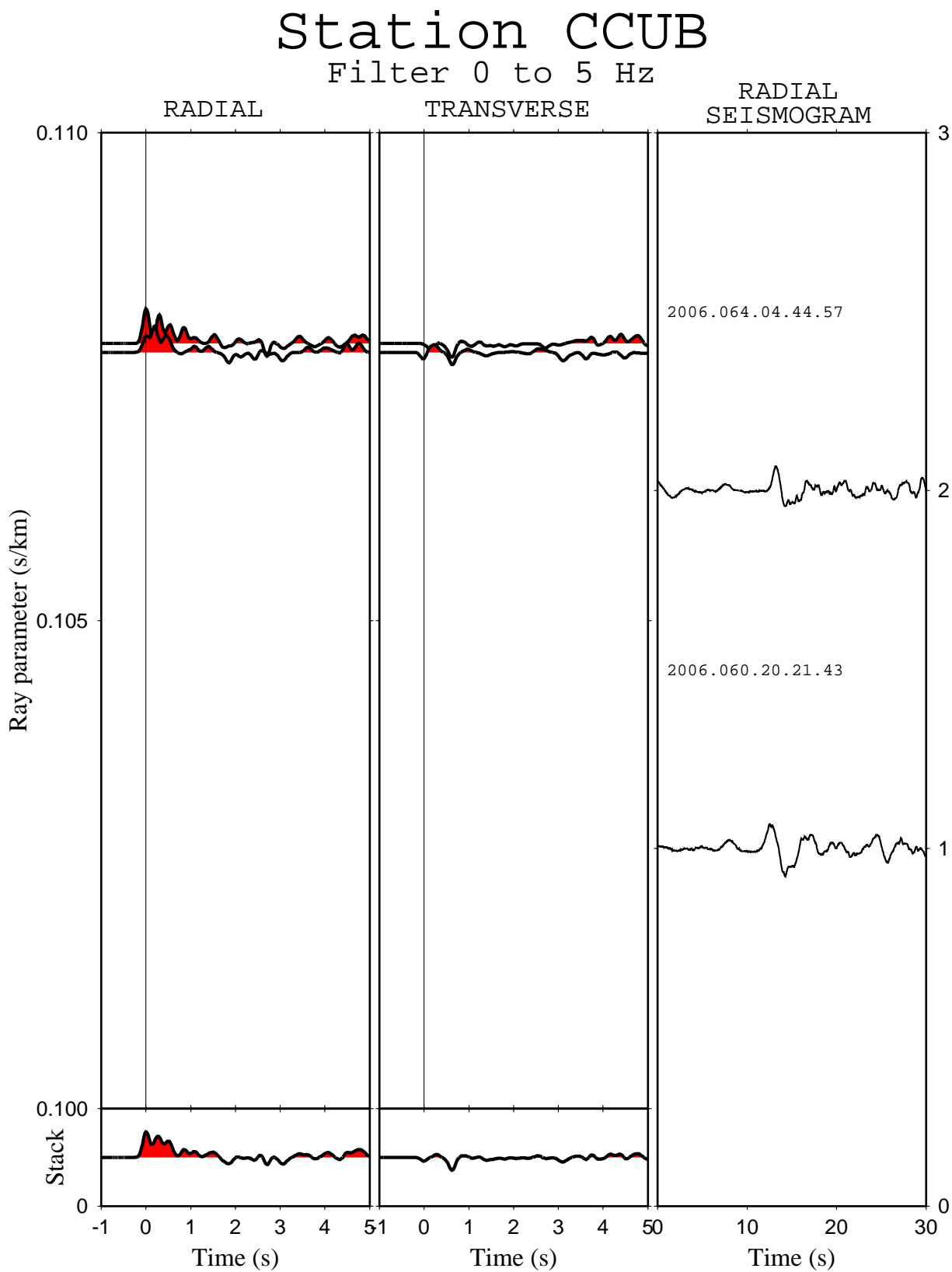


Figura 4.10: Receiver functions from CCUB station sorted by ray parameter

de velocidade de grupo para um período de 10 s são bem próximos do observado e variam muito pouco com o aumento da suavidade. Nos modelos obtidos (Figura 4.13), vemos tendências consistentes com a variação de suavidade. No gráfico com os modelos de todas as suavidades vemos que o aumento gradativo da velocidade  $S$  entre 1 e 2 km de profundidade é constante em todos os modelos. As mudanças maiores estão na parte rasa do modelo e na inversão de velocidade na faixa de 3 km de profundidade. Em todas elas vemos que a velocidade aumenta acima de 3 km/s em torno dos 2 km de profundidade.

As figuras 4.14, 4.15 e 4.16 mostram as inversões para a estação CDSB. Para o ajuste das FRs (Figura 4.14) vemos que uma suavidade maior foi necessária para que obtivéssemos um bom ajuste, principalmente nos primeiros segundos. Com uma suavidade 0.1 a FR é bem ajustado depois de aproximadamente 0,5 s, mas o pico de coerência e o primeiro vale estão bem modelados. A inversão para as curvas de dispersão não ajustam bem com as suavidades baixas (Figura 4.15). Com uma suavidade de 0.9 a FR e as curvas de dispersão tem o melhor ajuste. Percebemos que, no geral, as velocidades nos primeiros 4 km se mantêm menores que 3 km/s, e no modelo com o melhor ajuste dos dados (suavidade 0.9) a velocidade atinge os 3,5 km/s em torno dos 4 km (Figura 4.16).

No caso de APOB, temos o melhor ajuste novamente com uma suavidade baixa (Figura 4.17). De um modo geral todas elas ajustam bem a FR com exceção do primeiro vale. Com a suavidade 0.2 o modelo chega mais próximo de um ajuste ideal para esse baixo. Nas curvas de dispersão (Figura 4.18) o ajuste é bom para o período de 10 s e ruim para o de 20 s. As curvas de superfície vão determinar a velocidade média do modelo e a FR os contrastes. Nossa área de interesse é o pacote sedimentar, então é preciso delimitar a região de aumento de velocidade, interface sedimento/embasamento, e para isso o ajuste da FR é mais relevante. Mesmo com a diferença no ajuste das ondas de superfície com a suavidade, todos os modelos mostram um gradiente similar (Figura 4.19).

# Station CMPA

Inversion 9

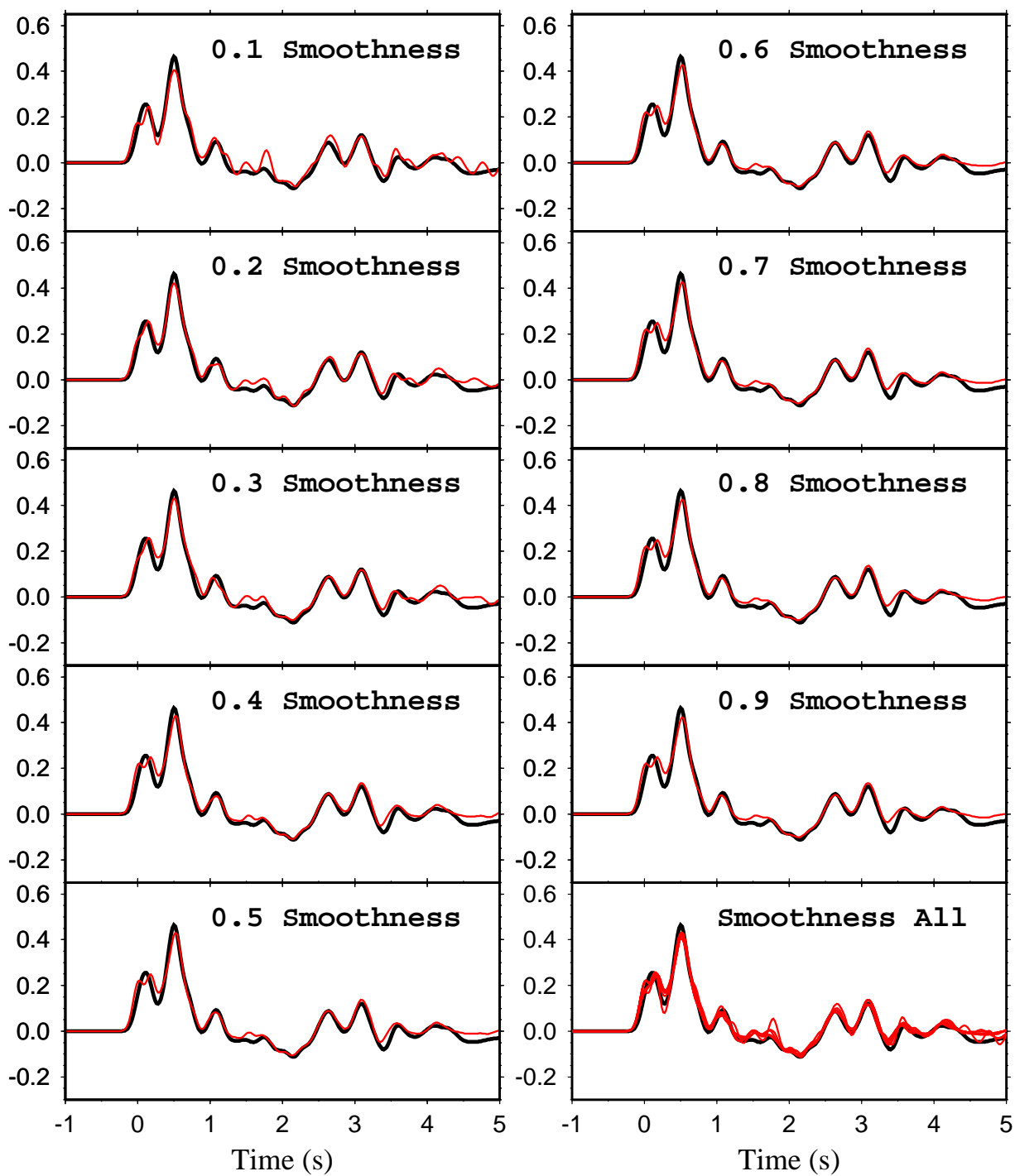


Figure 4.11: Receiver Function inversion results. Black line is observed RF, red lines are calculated RFs

# Station CMPA

Inversion 9

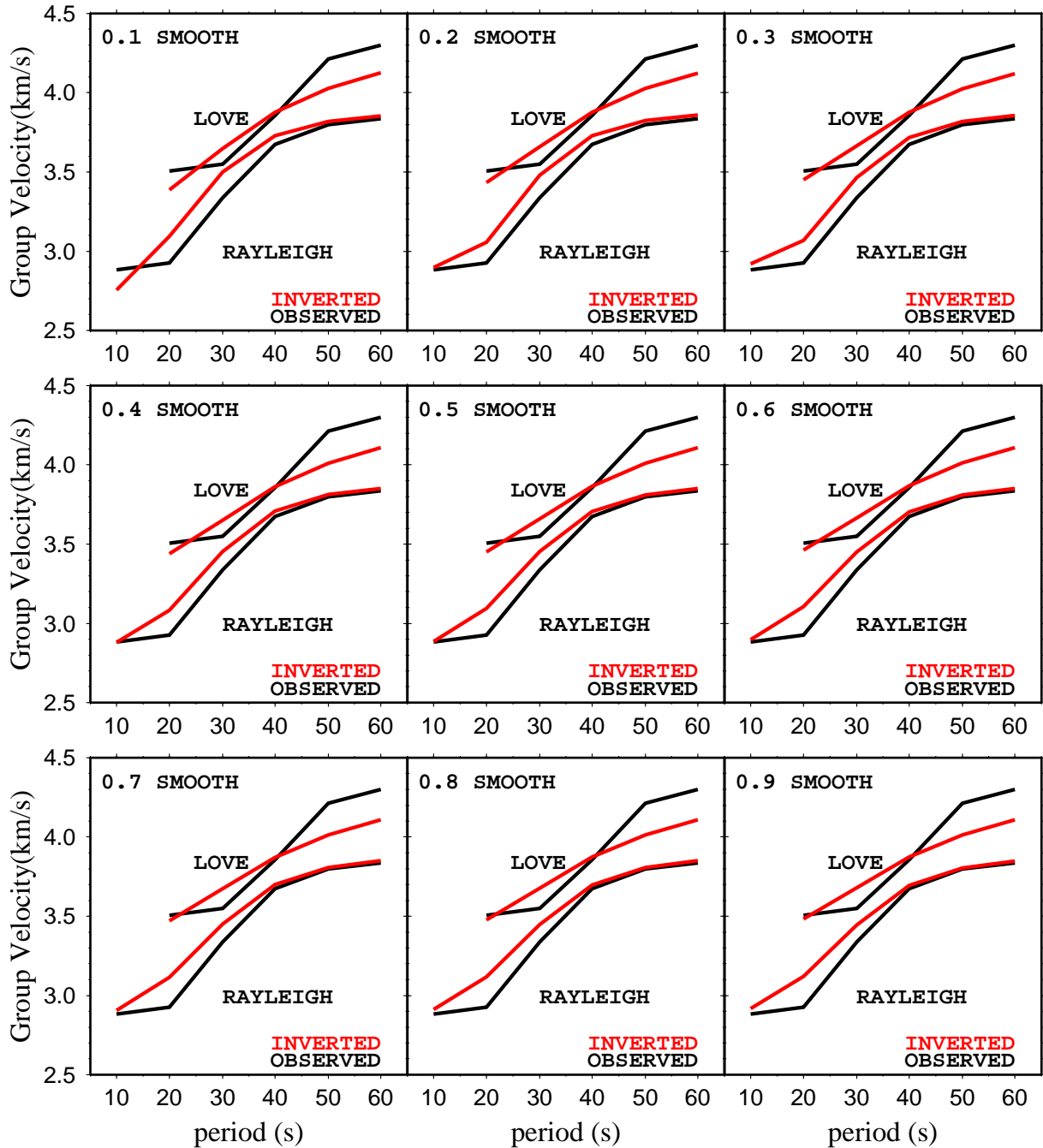


Figure 4.12: Dispersion curves inversion results. Black lines are observed dispersion, red lines are modeled curves

# Station CMPA

Inversion 9

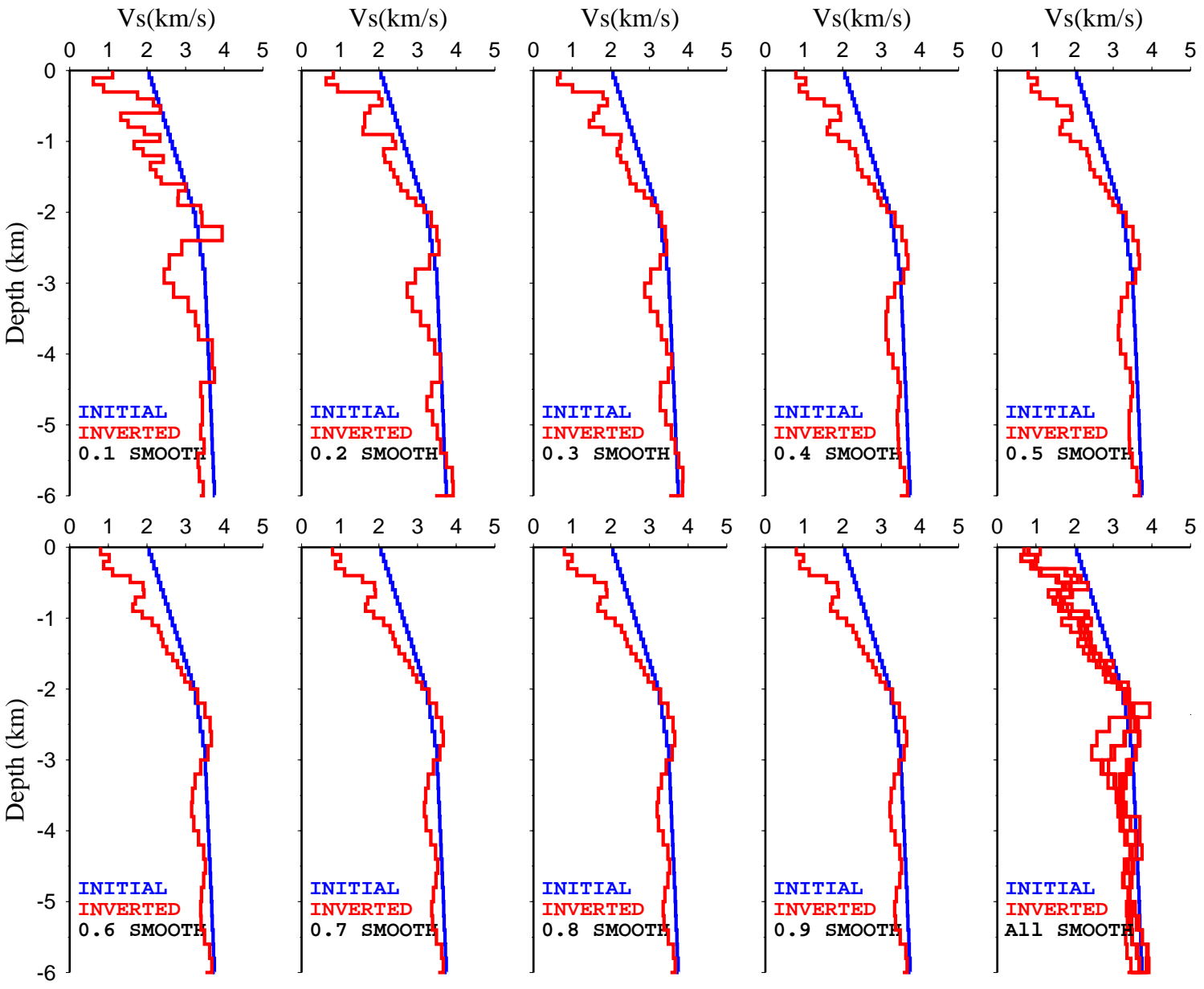


Figura 4.13: Inversion models for CMPA station. Blue curve is initial model, red curve are inverted models

# Station CDSB

Inversion 11

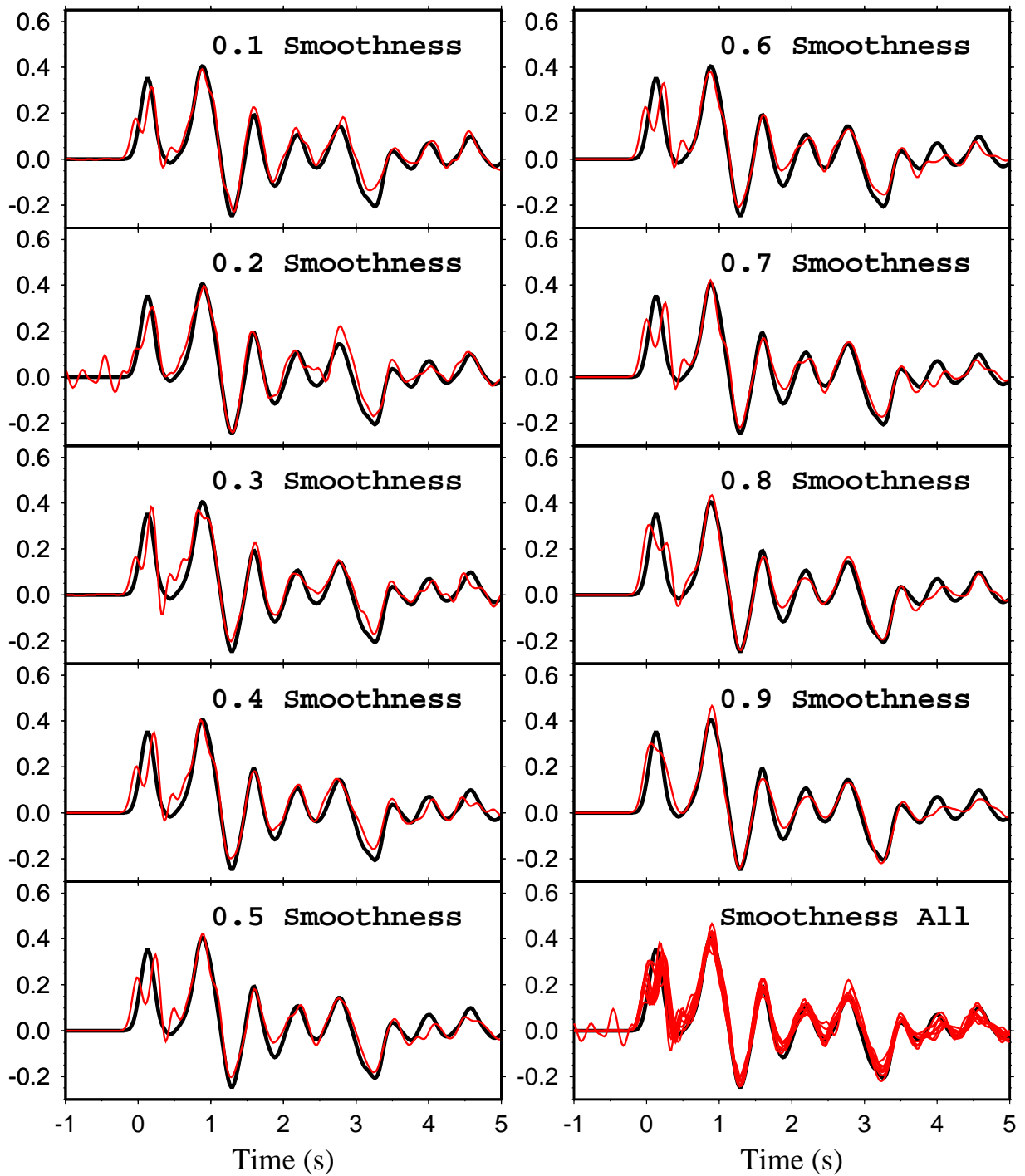


Figura 4.14: Receiver Function inversion results. Black line is observed RF, red lines are calculated RFs

# Station CDSB

Inversion 11

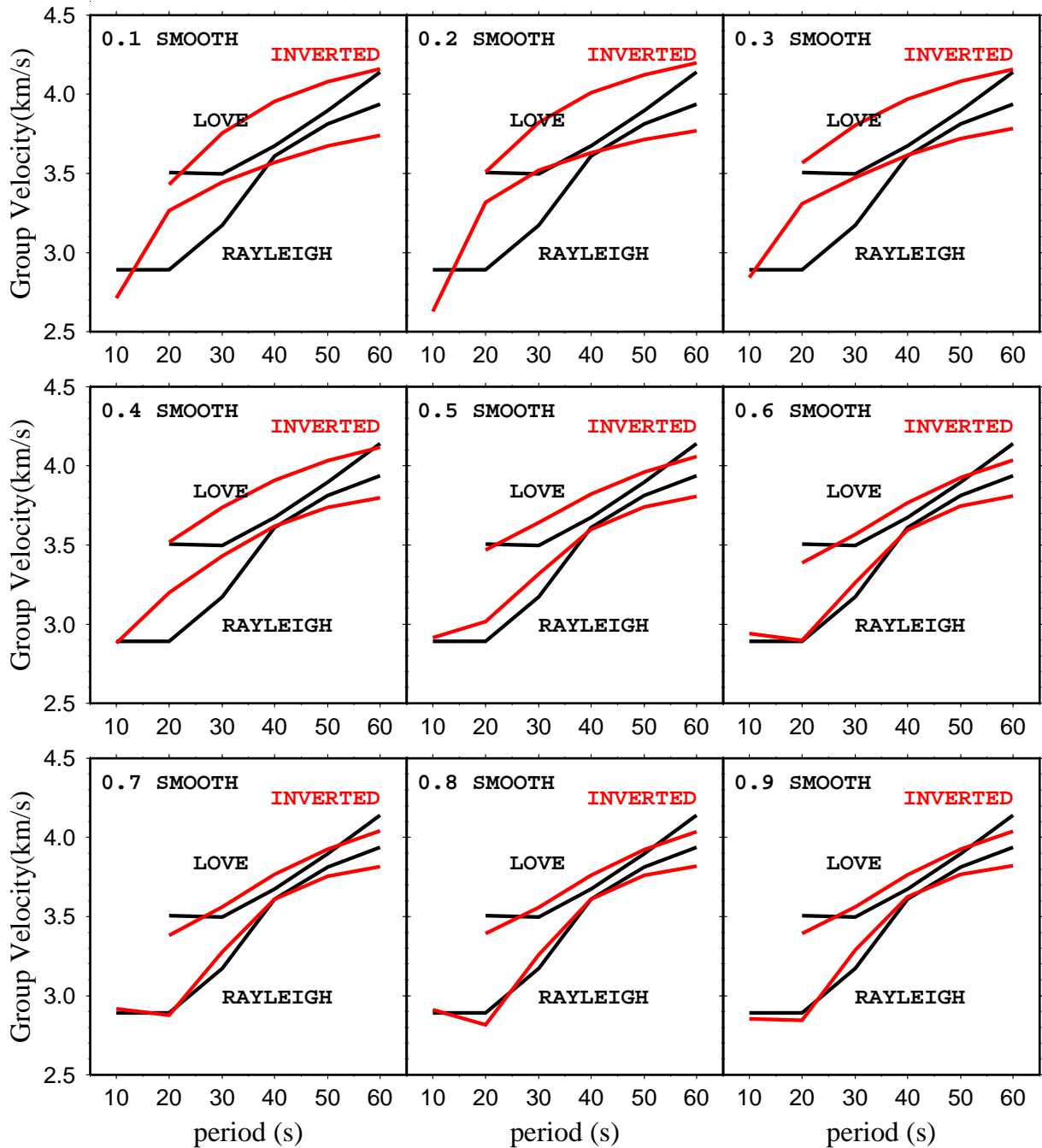


Figure 4.15: Dispersion curves inversion results. Black lines are observed dispersion, red lines are modeled curves

# Station CDSB

## Inversion 11

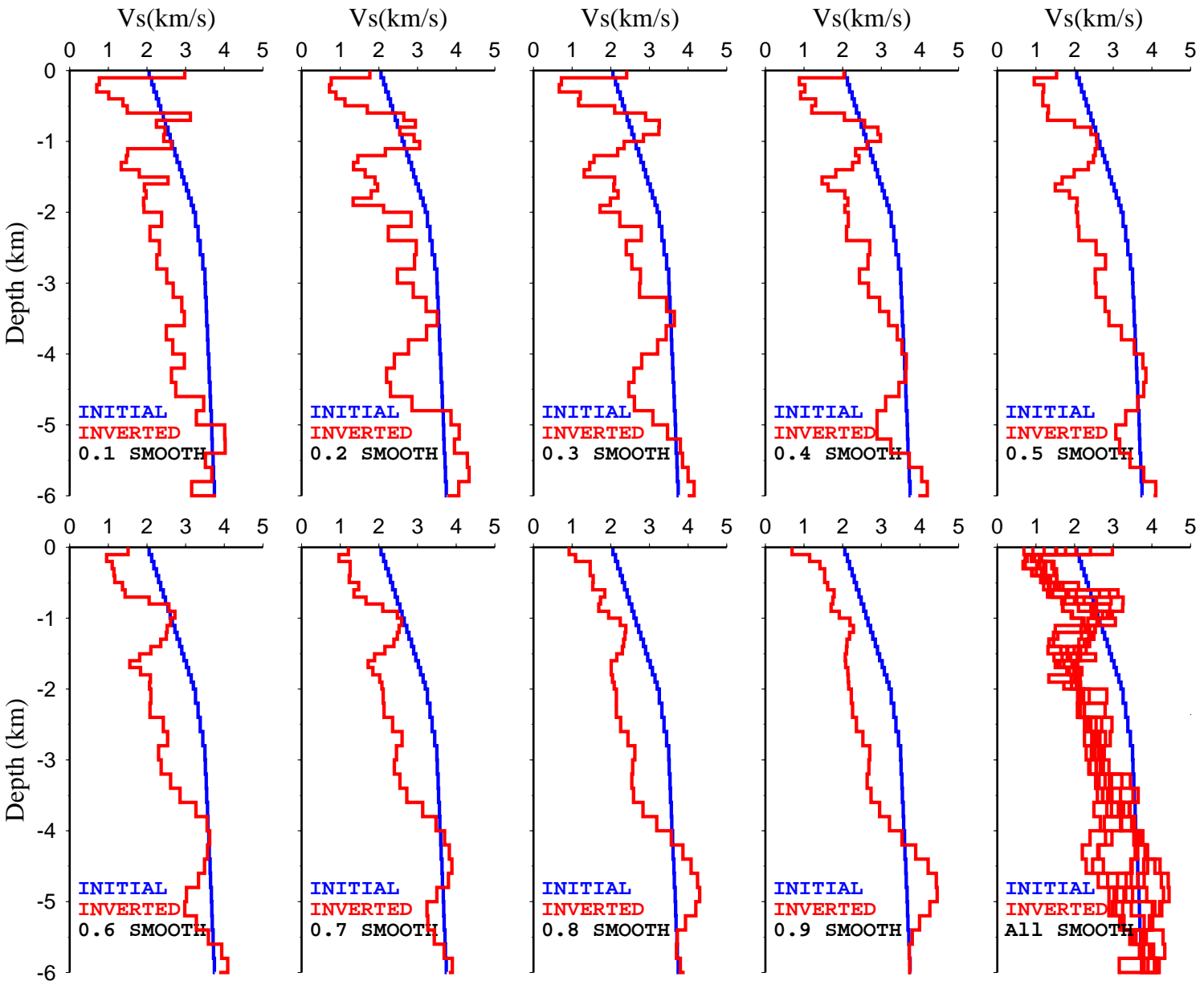


Figura 4.16: Inversion models for CDSB station. Blue curve is initial model, red curve are inverted models



# Station APOB

Inversion 11

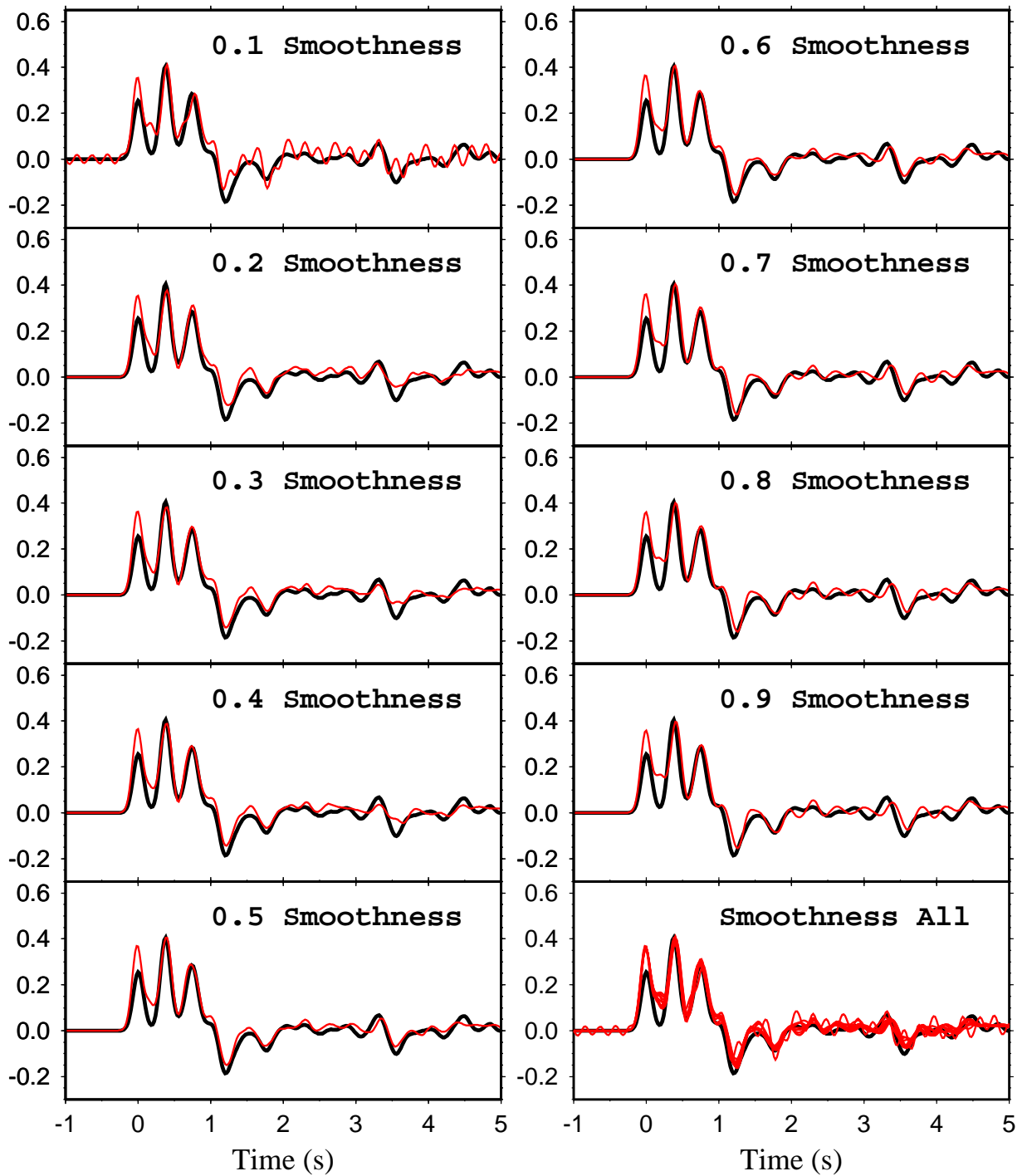


Figure 4.17: Receiver Function inversion results. Black line is observed RF, red lines are calculated RFs

# Station APOB

Inversion 11

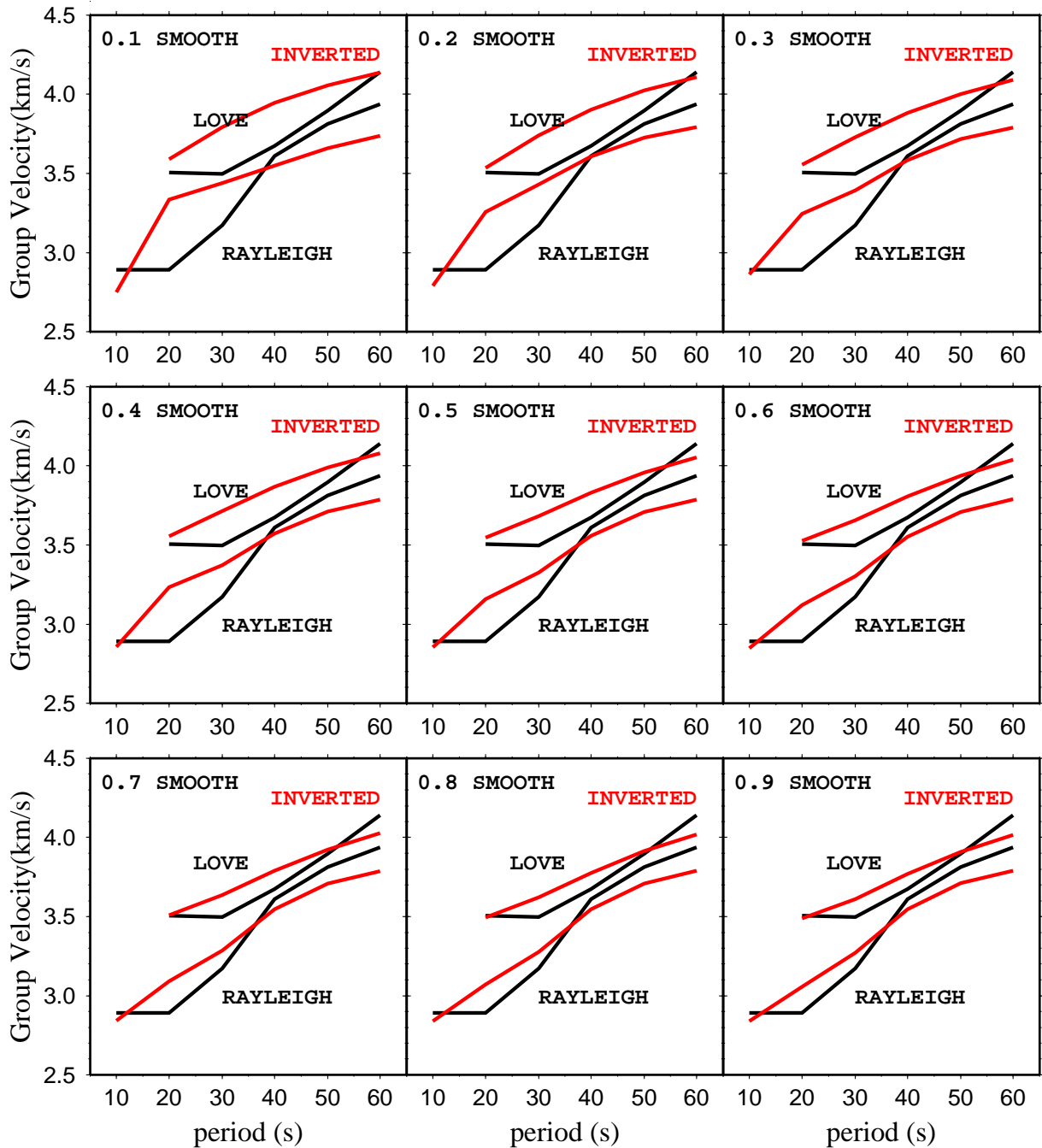


Figure 4.18: Dispersion curves inversion results. Black lines are observed dispersion, red lines are modeled curves

# Station APOB

## Inversion 11

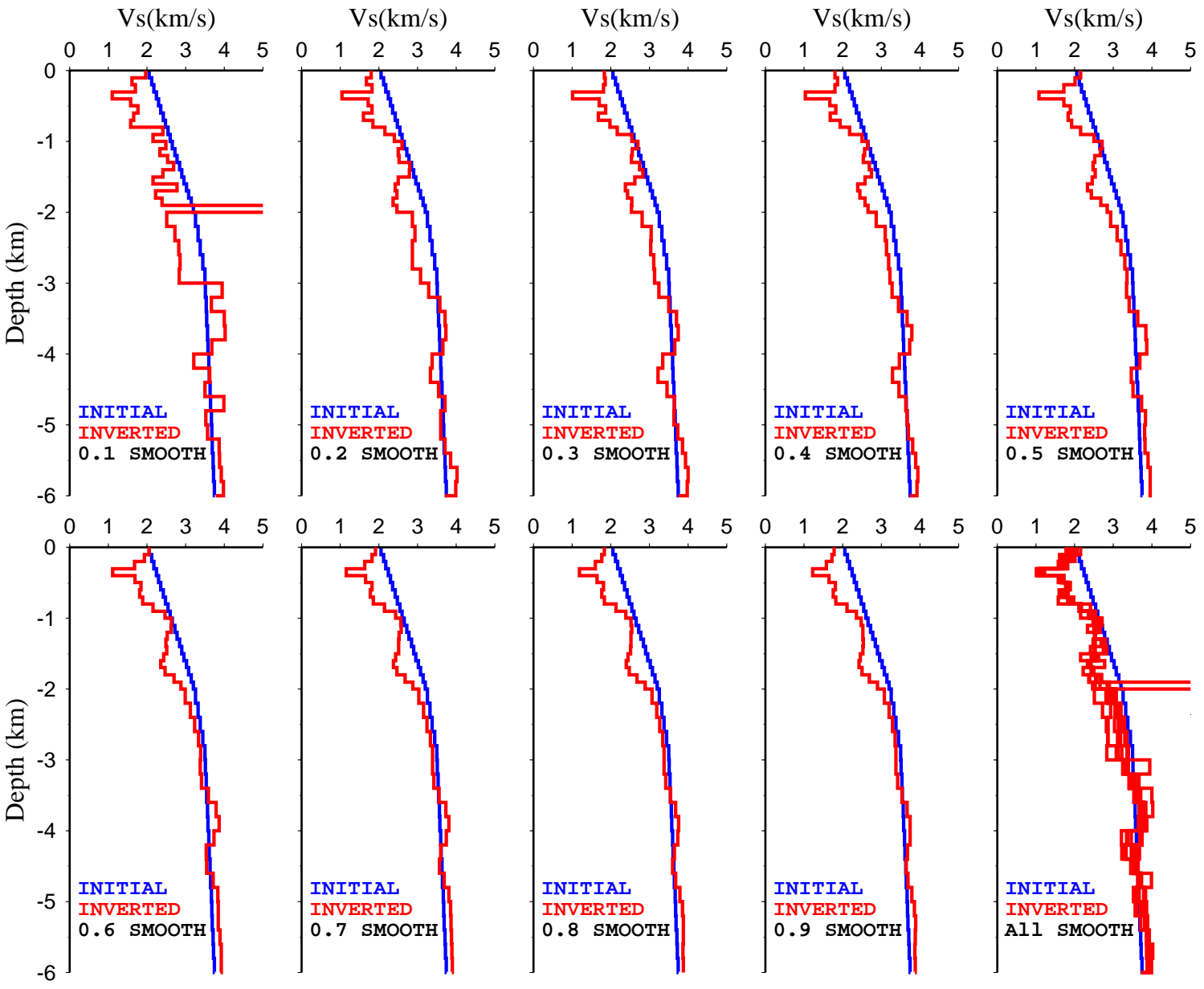


Figura 4.19: Inversion models for APOB station. Blue curve is initial model, red curve are inverted models

Para as estações JATB a FR é bem ajustada para a maioria das suavidades, mas com a suavidade 0.6 os picos e vale até quase 3 s ficam melhores e o ajuste das curvas de superfície também (figuras 4.20 e 4.21). Nos modelos de velocidade vemos dois aumentos de velocidade significativos. Um em torno de 2 km e outro nos 3 km, que são consistentes em todos os modelos (Figura 4.22). Uma camada com maior velocidade entre 0.5 e 1 km de profundidade também é persistente nos modelos. A estação CCUB possui os ajustes muito similares para a FR, mas os três primeiros picos estão um pouco defasados em alguns dos ajustes. O melhor modelo parece ser o da inversão usando uma suavidade de 0.4 (Figura 4.23). As curvas de dispersão ficam bem ajustadas para o primeiro período (Figura 4.24). Os modelos são bastante similares e novamente vemos dois aumentos de velocidades significativos em 2 e 3,5 km de profundidade (Figura 4.25). Um fato importante é que a estação de CCUB foi instalada diretamente em um afloramento de basalto, o que justificaria a velocidade superficial (2 km/s) maior do que nas outras estações.

A Figura 4.26 mostra todas as FR empilhadas de cada estação, organizadas por longitude. Percebe-se que na estação CDSB há um claro atraso na chegada do segundo pico, e mesmo segundos picos das estações APOB, JATB e CCUB chegam antes que o de CDSB. Existe um atraso na chegada de uma conversão Ps na região da estação CDSB, correspondendo a uma interface mais profunda ou um estrato sedimentar com velocidade menor, ou um conjunto dos dois. As curvas de dispersão das ondas de superfície, ajudam a diminuir essa ambigüidade de interpretação. Na Figura 4.27 vemos o melhor modelo de velocidade de cada estação na forma de sessão W-E. As interfaces sedimento-embasamento (linha tracejada) foram interpretadas quando a velocidade de onda S aproximava-se de 3,3-3,5 km/s, que é um valor característico para rochas do embasamento, consistente com dados do poço 2-RA-1-MS.

# Station JATB

Inversion 9

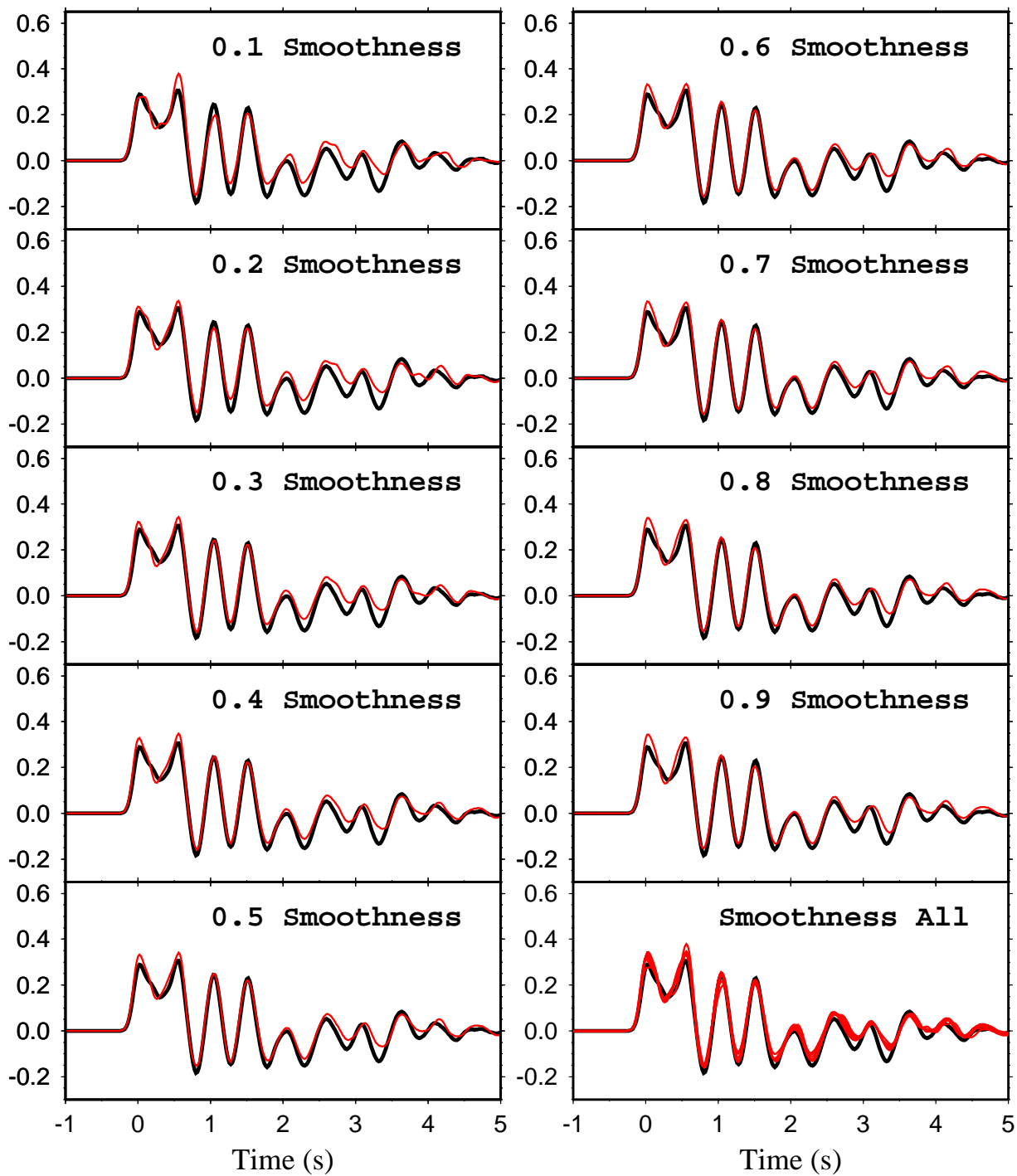


Figura 4.20: Receiver Function inversion results. Black line is observed RF, red lines are calculated RFs

# Station JATB

Inversion 9

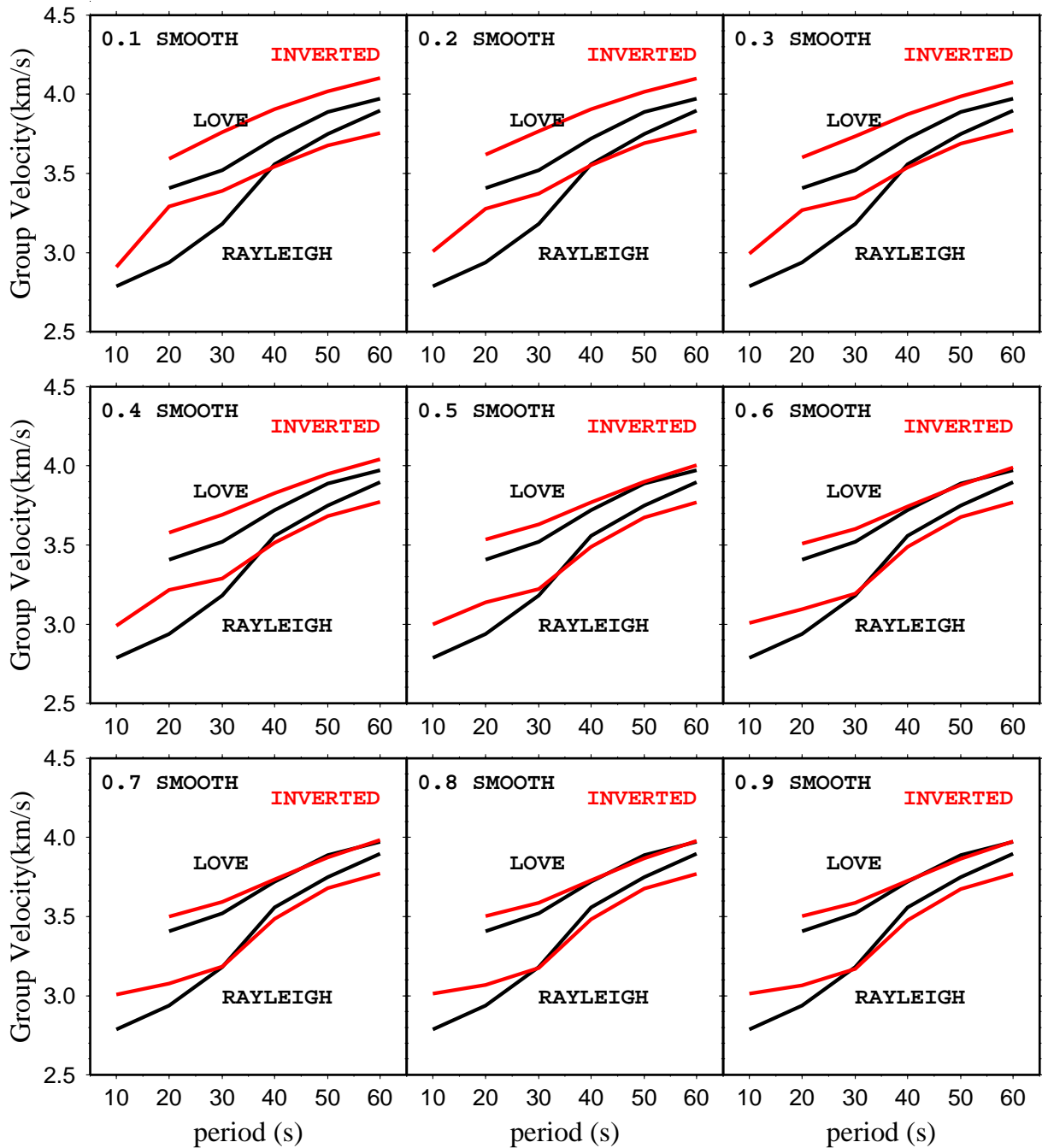


Figure 4.21: Dispersion curves inversion results. Black lines are observed dispersion, red lines are modeled curves

# Station JATB

## Inversion 9

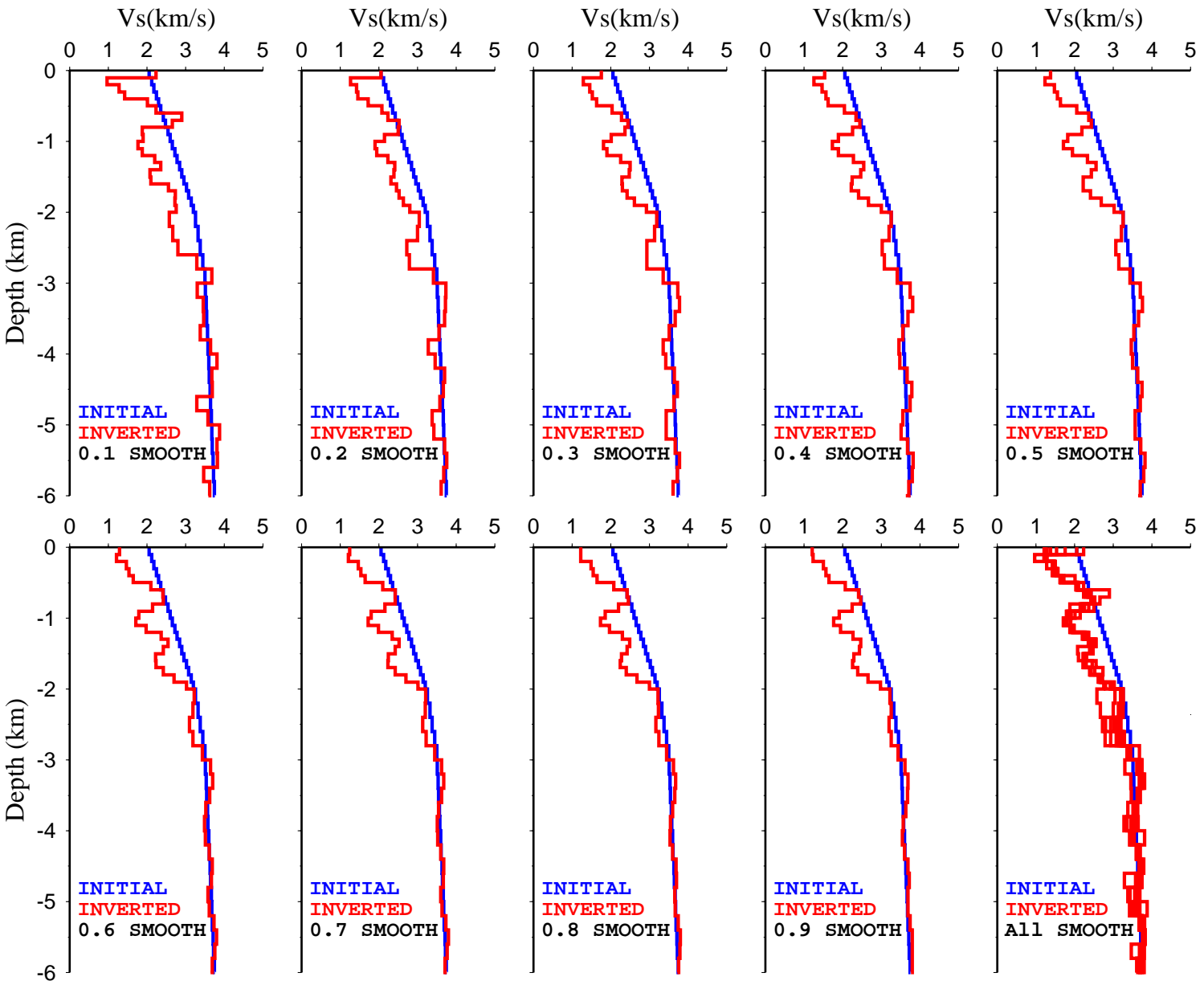


Figura 4.22: Inversion models for JATB station. Blue curve is initial model, red curve are inverted models

# Station CCUB

Inversion 11

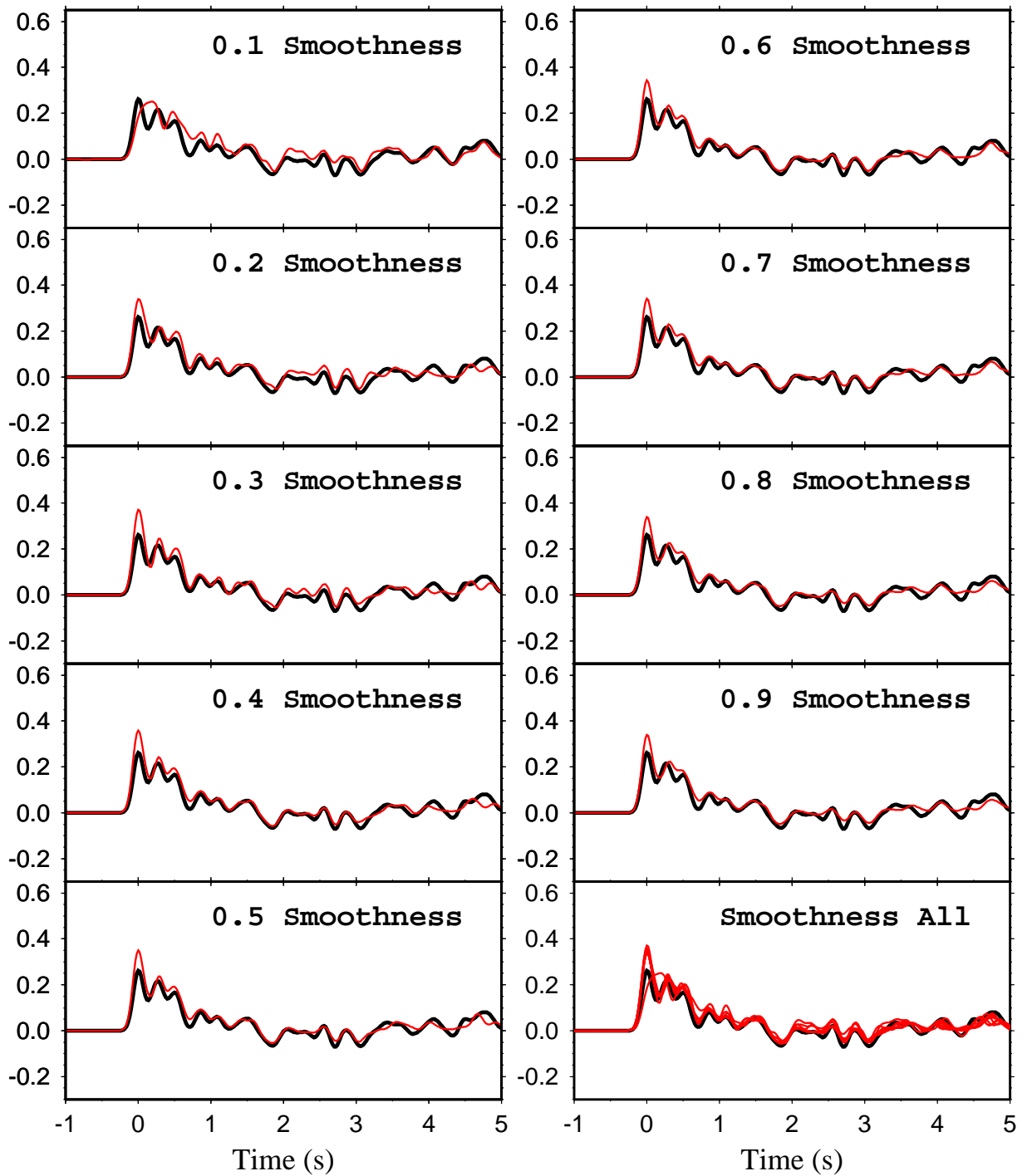


Figura 4.23: Receiver Function inversion results. Black line is observed RF, red lines are calculated RFs



# Station CCUB

Inversion 11

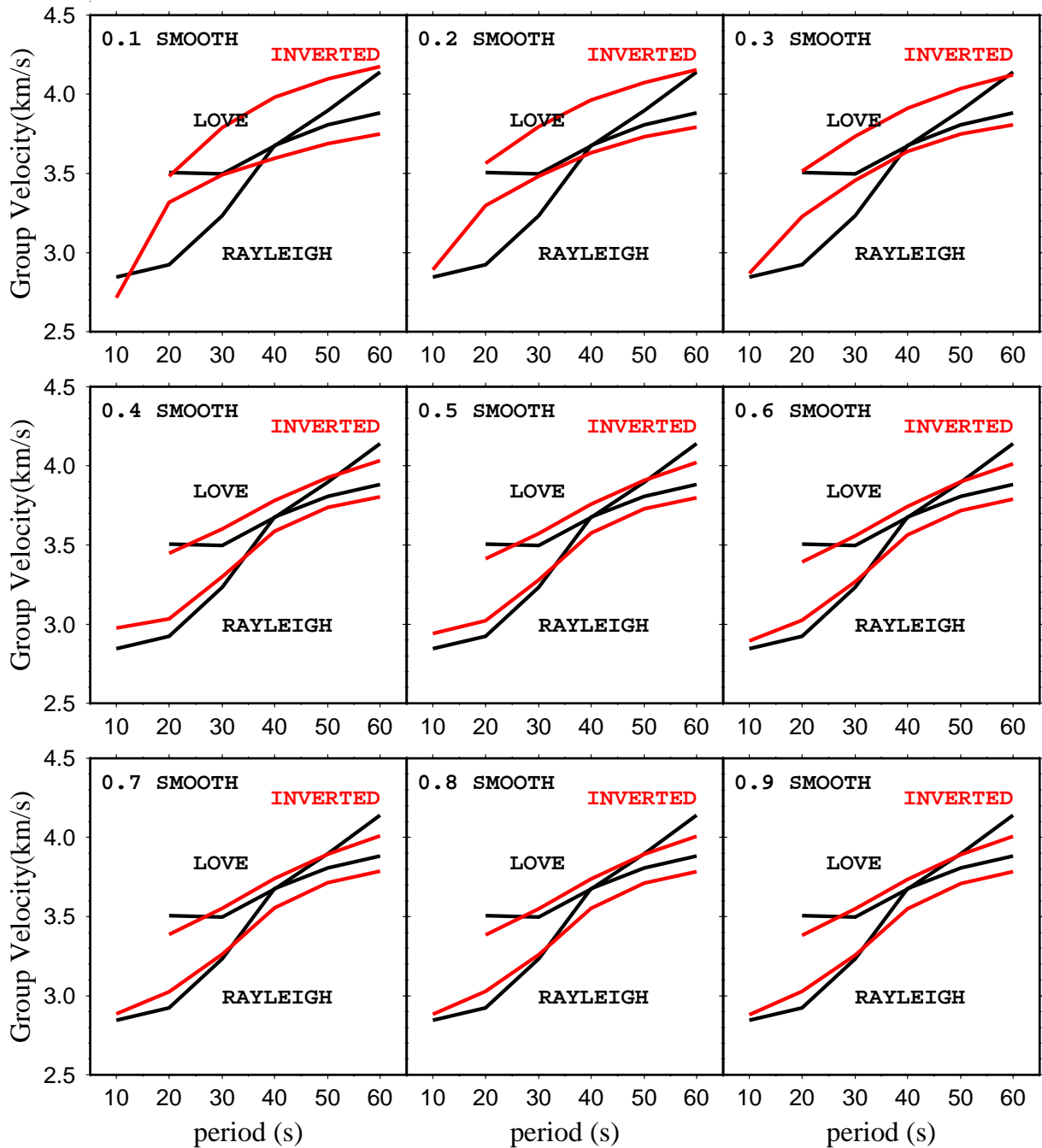


Figure 4.24: Dispersion curves inversion results. Black lines are observed dispersion, red lines are modeled curves

# Station CCUB

Inversion 11

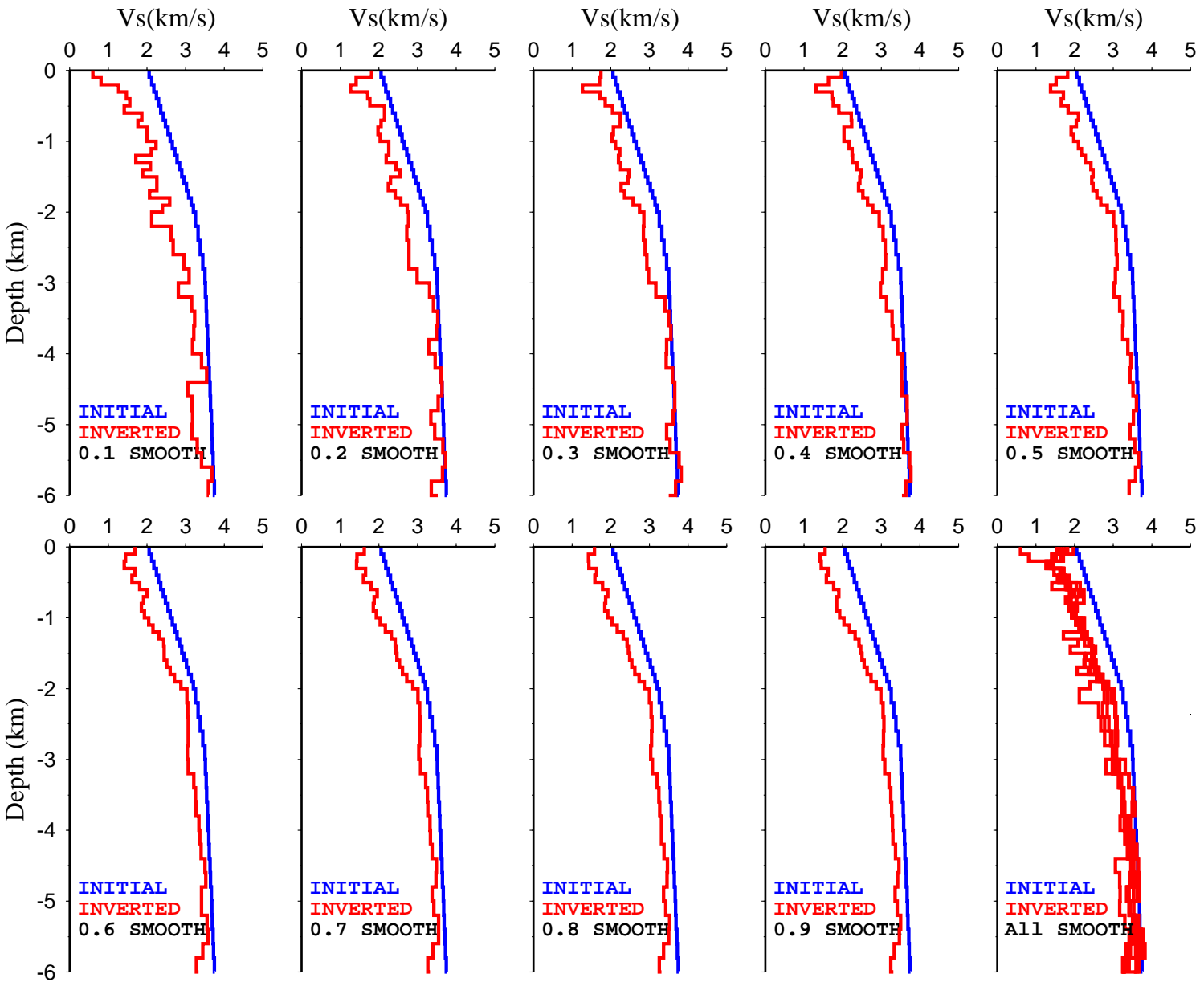


Figura 4.25: Inversion models for CCUB station. Blue curve is initial model, red curve are inverted models

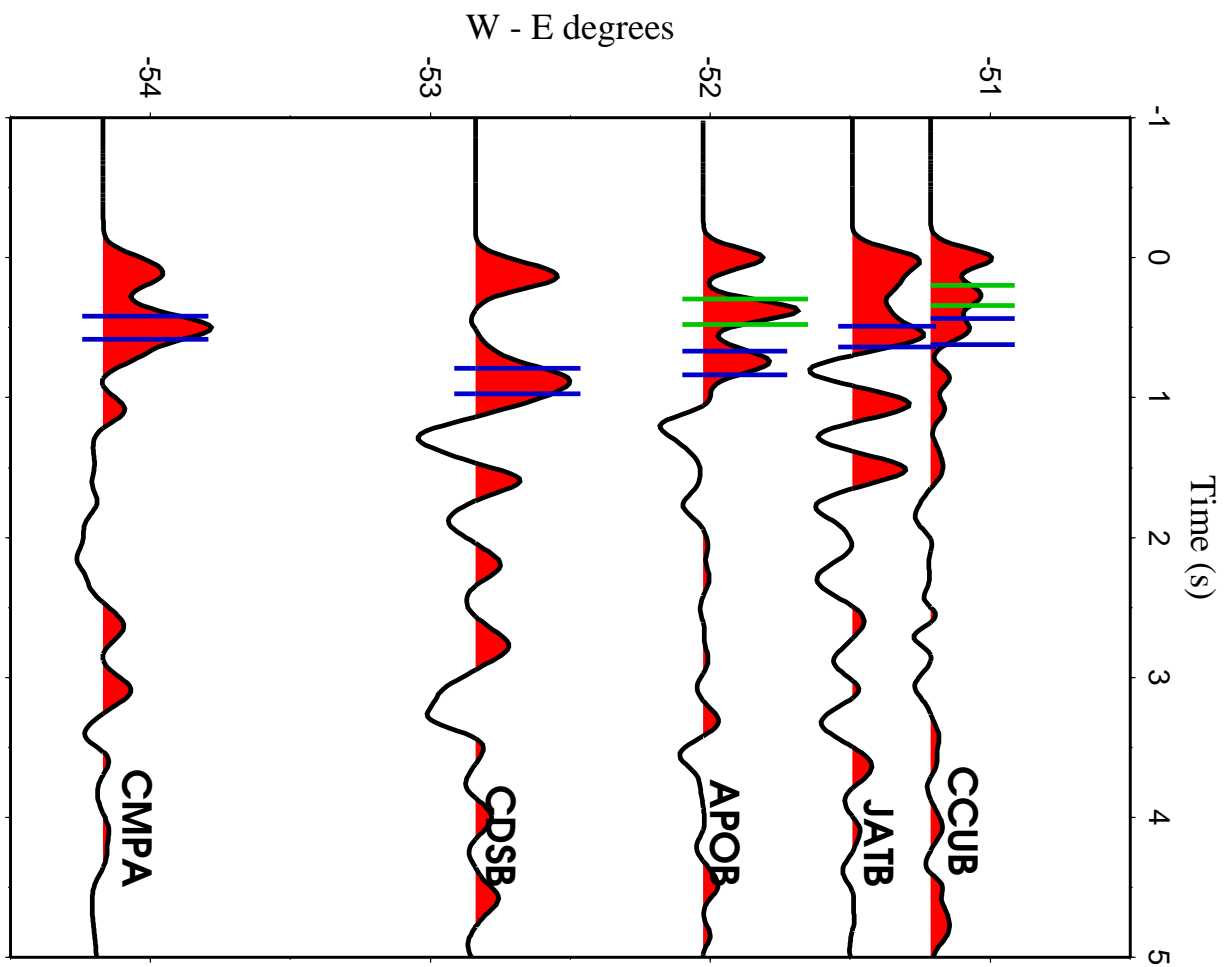


Figura 4.26: Stacked RF section. Green and Blue lines are the Ps conversion time from interfaces marked in Figure 4.27

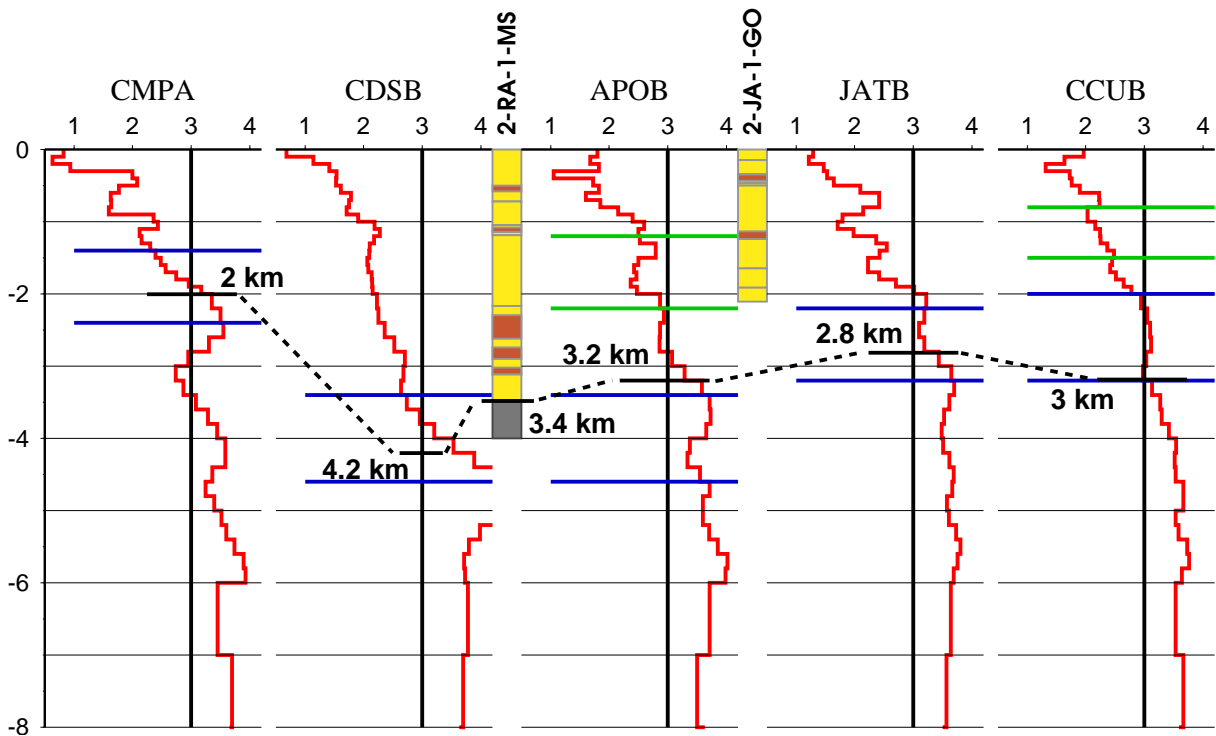


Figura 4.27: Structure models section. Blue and red lines are the interfaces that have  $P_s$  travel times marked in Figure 4.26. Red lines are the S-wave velocity profiles (numbers at the top in km/s) from the RF inversions for each station. Sedimentary velocities are typically less than 3 km/s. Rock types in the wells are: yellow = sediments, brown = diabase sills, gray = crystalline basement. Basement depths are indicated by S velocities higher than about 3.3-3.5 km/s. Note good correlation of the basement depth in well 2-RA-1-MS with the station APOB, both located in the gravity high between the two grabens. The basement topography is tentatively indicated by the dashed black line

### 4.3 Resultados gravimétricos

Com os modelos de velocidade S obtidos na inversão podemos estimar modelos de densidades para as camadas abaixo das estações usando uma relação empírica de densidade baseada na velocidade sísmica ( $\rho = 0.32V_p + 0.77$ )(BERTEUSSEN, 1977). Usamos os perfis de densidade pra calcular um platô de Bouguer de 6 e 10 km de espessura. Usando a correção de Bouguer  $C_{bouguer} = 2\pi\rho hG$  calculamos o efeito gravimétrico para cada estação causado pelos primeiros 6 ou 10 km de profundidade abaixo de cada estação.

Removemos a média e a tendência linear dos dados gravimétricos observados seguindo o perfil traçado na Figura 4.28, e comparamos com os dados calculados (Figura 4.29). Vemos que as os pontos calculados dentro das anomalias e entre elas (estações CDSB e APOB, respectivamente) mostram ótima correlação com o perfil observado (Figura 4.29). As anomalias gravimétricas estimada com os perfis sísmicos resultam em diferenças de anomalia Bouguer muito parecidas com os valores observados (16 a 30 mGal entre CDSB e APOB) Vemos que o baixo gravimétrico da anomalia observada está contido nos primeiros 6 km de profundidade, pois quando aumentamos a espessura da camada considerada no cálculo da anomalia, a diferença entre essas estações diminui. Isto indica que os 4 km adicionados têm um contraste de densidade menor entre as estações.

Os pontos das estações JATB e CCUB não tem uma correlação direta com o perfil porque as estações encontram-se mais deslocadas em relação ao perfil (Figura 4.28). A estação JATB encontra-se na borda do baixo gravimétrico, considerando que os sismos usados para a FR vêm dos azimutes W, a espessura calculada pela FR refere-se, na verdade, a alguns quilômetros mais para W, ou seja, um pouco fora do limite do segundo graben. A estação CMPA está fora da região da anomalia e possui uma maior influência do campo regional e de transição do fim da bacia nos dados observados.

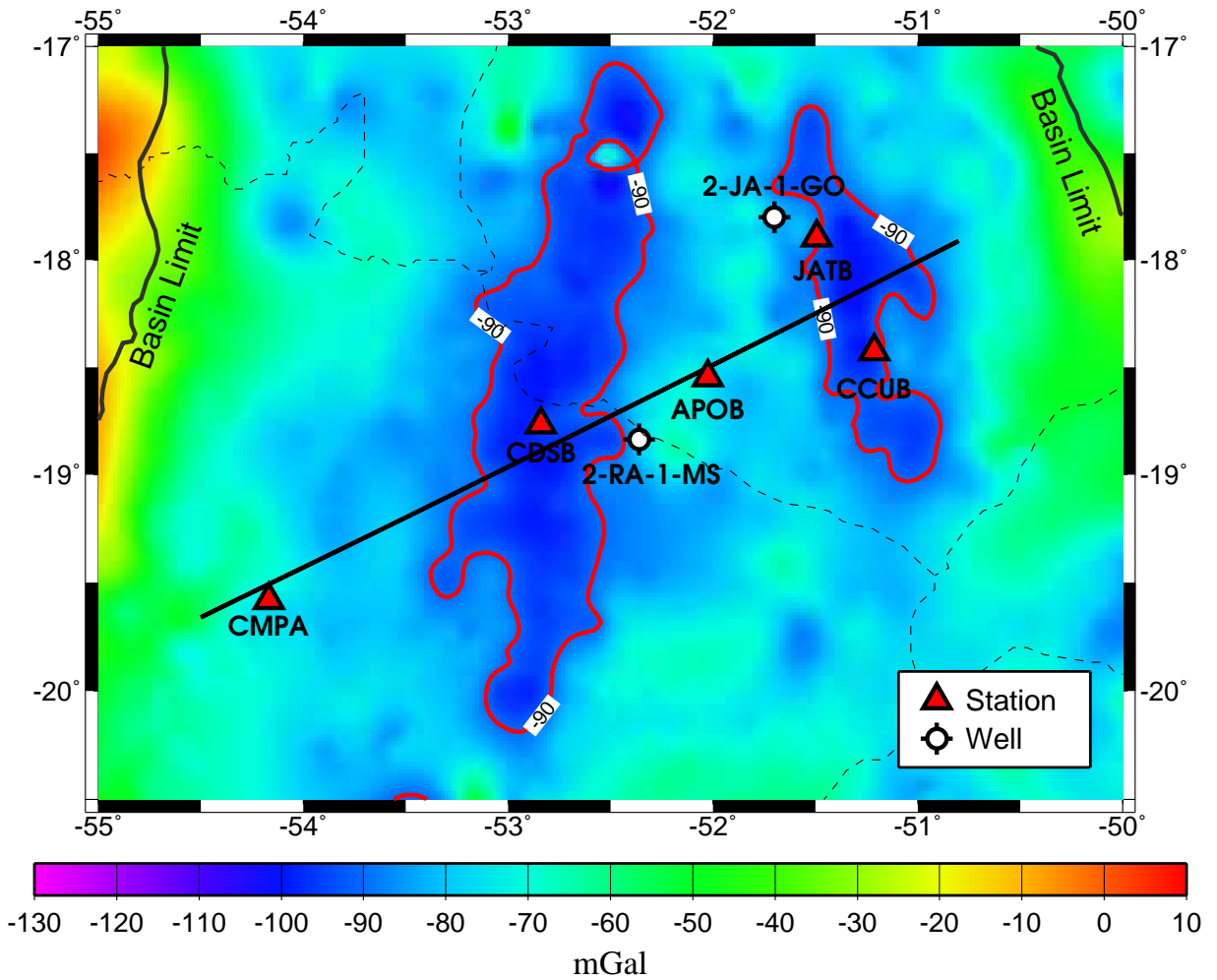


Figura 4.28: Bouguer anomaly map. Black line is the profile position shown in Figure 4.29

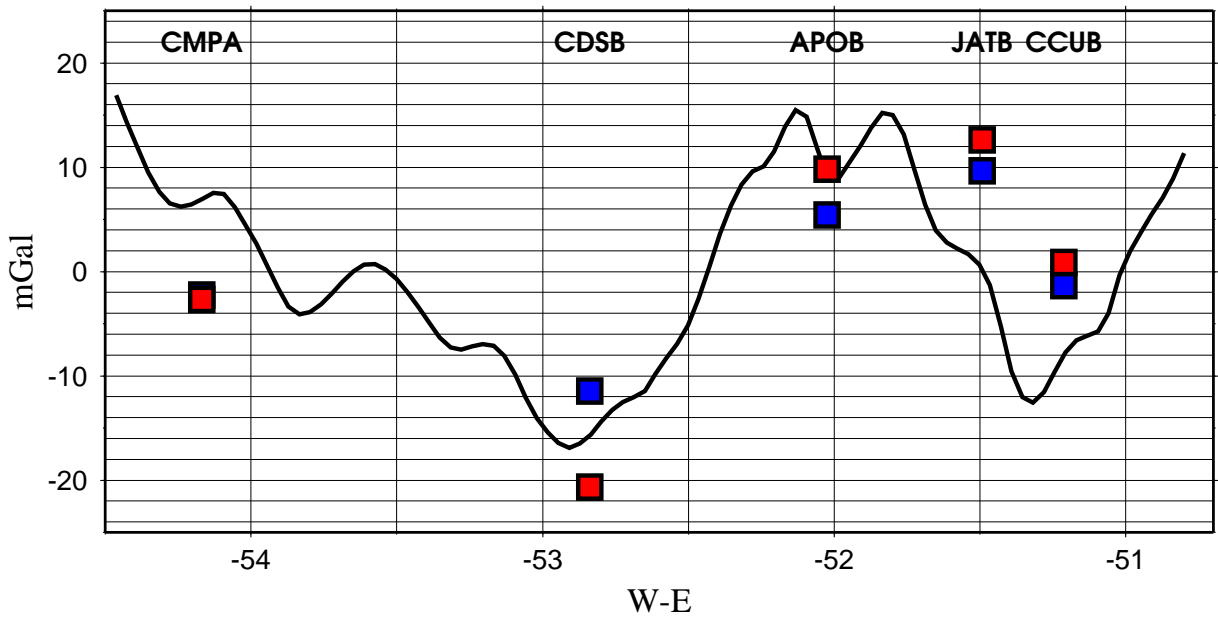


Figura 4.29: Bouguer anomaly curve along the black line shown in Figure 4.28. Red squares are the bouguer anomaly calculated for the first 6 km depth, and Blue squares are for 10 km depth. At CMPA the values are almost the same

## 4.4 Conclusões

O método da Função do receptor com alta frequência mostrou-se muito promissor para estudos de bacias sedimentares. Os eventos telessísmicos mostraram ser capazes de definir a espessura da bacia e em alguns mostram indícios de estruturas intra-bacias.

Comparando com o rift soterrado a uma profundidade de 8km proposto por Vidotti, Ebinger e Fairhead (1998), o baixo do embasamento indicado neste trabalho estaria a uma profundidade de apenas  $4,2 \pm 0,2$  km. A profundidade média do embasamento seria de 3 km na região entre as anomalias (posição da estação APOB) e 2 km na parte mais distante da anomalia (estação CMPA) (Figura 4.27). O contraste de 16 a 30 mgal da anomalia bouguer foi ajustado com os modelos de densidades calculados a partir das velocidades de onda S (Figura 4.29), indicando que as rochas que preenchem o graben principal tem densidades menores do que as usadas na modelagem por Vidotti, Ebinger e Fairhead (1998), e então, um desnível de apenas 1,2 km contra o apresentado de quase 5 km pelos autores.

## 4.5 Recomendações

Apesar desses bons resultados, ainda são necessários mais refinamentos, tanto na parte de deconvolução da FR como na inversão dos modelos de velocidades. As ambiguidades de inversão existem e são em parte diminuídas pelo uso das curvas de dispersão das ondas de superfície na inversão conjunta. Inversões mais robustas poderiam ser realizadas adicionando outras bases de dados, como velocidades e densidades das camadas superficiais, dados de magneto-telúrica, e mesmo dispersão de ondas de superfície com períodos menores que podem ser obtidas por correlação cruzada de ruído microssísmico.

## Referências

- ABARCA, M. I. Z. *Modelamento da Bacia do Paraná - reservatório Capivara - através da inversão conjunta de Função do Receptor e de sondagem Magnetotelúrica*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2004.
- AMMON, C. J. The isolation of receiver effects from teleseismic p waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 81, n. 6, p. 2504–2510, Dec 1991.
- AMMON, C. J.; RANDALL, G. E.; ZANDT, G. On the nonuniqueness of receiver function inversion. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, n. B10, p. 15,303–15,318, Sep 1990.
- AN, M.; ASSUMPÇÃO, M. Basement depth in the paraná basin with high frequency receiver functions. *I Simpósio de Geofísica da SBGF, São Paulo*, v. 26-28/09/2004, Set 2004.
- BERTEUSSEN, K. A. Moho depth determination based on spectral ratio analysis of norsar long-period p waves. *Phys. Earth planet. Inter.*, v. 31, p. 313–326, 1977.
- CORDANI, U. G. et al. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Rev. Ciência Técnica Petróleo*, v. 15, 1984.
- DZIEWONSKI, A. M.; ANDERSON, D. L. Preliminary reference model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 25, p. 297–356, 1981.
- FENG, M.; ASSUMPÇÃO, M.; LEE, S. V. D. Group-velocity tomography and lithospheric s-velocity structure of the south american continent. *Physical of the Earth and Planetary International*, v. 147, n. 4, p. 315–335, 2004.
- FENG, M.; LEE, S. V. der; ASSUMPÇÃO, M. Upper mantle structure of south america from joint inversion of waveforms and fundamental-mode group velocities of rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research*, p. submitted, 2006.
- FRANÇA, G. S. L. A. *Estrutura da crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil usando função do receptor*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2003.
- GURROLA, H.; BAKER, G. E.; MINSTER, J. B. Simultaneous time domain deconvolution with application to computation of receiver functions. *Geophysical Journal International*, v. 120, p. 537–543, 1995.
- JULIÀ, J. et al. Joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion. *Geophysical Journal International*, v. 143, p. 99–112, Apr 2000.



- JULIÀ, J. et al. Evaluation of deep sediment velocity structure in the new madrid seismic zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 94, n. 1, p. 334–340, Feb 2004.
- KIKUCHI, M.; KANAMORI, H. Inversion of complex body waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 72, n. 2, p. 491–506, Apr 1982.
- LANGSTON, C. A. Structure under mountain rainier, washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, n. B9, p. 4749–4762, Aug 1979.
- LIGORRIA, J. P.; AMMON, C. J. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 89, n. 5, p. 1395–1400, Oct 1999.
- MANGINO, S. G.; ZANDT, G.; AMMON, C. J. The receiver structure beneath mina, nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 83, n. 2, p. 542–560, Apr 1993.
- MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do gondwana e os ciclos de subsidência da bacia do paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 4, p. 473–484, 1998.
- MORAES, R. F.; JUNIOR, V. C. O.; MARAGONI, Y. R. Estudo de anomalias gravimétricas na borda da bacia do paraná. *II Simpósio de Brasileiro Geofísica*, 2006.
- OLDENBURG, D. W. A comprehensive solution to the linear deconvolution problem. *Geophysical Journal Research Astronomical Society*, v. 65, p. 331–357, 1981.
- OWENS, T. J.; TAYLOR, S. R.; ZANDT, G. Crustal structure at regional seismic test network stations determined from inversion of broadband teleseismic p waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 77, n. 2, p. 631–662, Apr 1987.
- OWENS, T. J.; ZANDT, G.; TAYLOR, S. R. Seismic evidence for an ancient rift beneath the cumberland plateau, tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic p waveforms. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, n. B9, p. 7783–7795, Sep 1984.
- SHEEHAN, A. F. et al. Crustal thickness variations across the rocky mountain front from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 20391–20404, 1995.
- VIDOTTI, R.; EBINGER, C.; FAIRHEAD, J. Gravity signature of the western paraná basin, brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 159, p. 117–132, 1998.
- ZANDT, G.; MYERS, S. C.; WALLACE, T. C. crust and mantle structure across the basin and range-colorado plateau boundary at 37° n latitude and implications for cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. B6, p. 10,529–10,548, Jun 1995.

## APÊNDICE A - Lista de Eventos

Estação	Ano	D.jul.	HH:MM:SS	Lat. graus	Long. graus	Prof. km	Mag. $m_b$	Dist. graus	Az. Rev. graus
APOB	2005	316	02:22:47.0	-23.899	-66.532	192.0	4.9	14.53	246.0
APOB	2005	321	19:26:56.4	-22.263	-67.784	163.0	-	15.23	253.3
CCUB	2006	060	20:21:43.7	-18.280	-69.074	128.0	5.2	16.96	267.7
CCUB	2006	064	04:44:57.6	-24.020	-66.838	191.0	4.7	15.59	246.4
CDSB	2005	218	07:36:29.7	-17.325	-69.496	141.0	5.3	15.91	272.5
CDSB	2005	226	02:39:40.2	-19.765	-68.920	114.0	5.7	15.22	263.6
CDSB	2005	252	11:26:06.8	-31.616	-69.003	112.0	5.8	19.40	225.6
CDSB	2005	266	15:49:11.0	-24.063	-67.027	157.0	4.7	14.22	245.8
CDSB	2005	296	04:49:16.2	-21.779	-68.430	117.0	5.4	14.93	255.8
CDSB	2005	316	02:22:47.0	-23.899	-66.532	192.0	4.9	13.74	245.8
CDSB	2005	321	04:16:30.5	-28.806	-62.824	608.0	4.8	13.53	220.6
CDSB	2005	321	19:26:56.4	-22.263	-67.784	163.0	6.1	14.43	253.5
CDSB	2005	349	04:45:33.6	-16.125	-70.772	137.0	5.0	17.31	276.0
CDSB	2005	349	12:59:25.4	-23.767	-66.441	190.0	5.0	13.62	246.2
CDSB	2005	355	23:31:36.8	-23.852	-66.685	175.0	5.2	13.86	246.2
CDSB	2005	362	12:21:58.4	-19.848	-68.769	104.0	5.0	15.08	263.3
CDSB	2006	036	18:03:24.4	-23.627	-67.629	119.0	5.0	14.61	248.1
CDSB	2006	064	04:44:57.6	-24.020	-66.838	191.0	4.7	14.04	245.7

continua na próxima página ....

continuando ....									
Estação	Ano	D.jul.	HH:MM:SS	Lat. graus	Long. graus	Prof. km	Mag. m <sub>b</sub>	Dist. graus	Az. Rev. graus
CDSB	2006	087	23:44:10.3	-23.554	-66.466	202.0	4.8	13.57	247.1
CMPA	2004	297	23:16:14.5	-29.071	-67.057	133.0	5.0	15.06	228.7
CMPA	2004	317	06:36:16.8	-26.687	-63.327	568.0	5.7	11.00	228.3
CMPA	2004	318	07:33:18.4	-26.651	-63.176	574.0	5.2	10.87	228.0
CMPA	2004	318	20:06:08.3	-23.112	-66.446	188.0	5.2	11.97	250.8
CMPA	2004	328	16:49:39.8	-22.807	-67.924	126.0	5.0	13.23	253.5
CMPA	2005	006	13:35:16.3	-21.780	-68.286	125.0	5.2	13.39	258.1
CMPA	2005	020	22:18:38.7	-22.086	-68.648	102.0	5.1	13.77	257.0
CMPA	2005	022	02:57:07.0	-22.235	-63.582	525.0	5.2	9.19	251.6
CMPA	2005	060	06:31:39.7	-24.041	-66.498	187.0	5.0	12.28	246.6
CMPA	2005	064	04:44:25.1	-22.077	-68.286	113.0	5.0	13.43	256.9
CMPA	2005	074	20:07:01.1	-24.139	-66.736	175.0	5.2	12.52	246.5
CMPA	2005	078	01:35:58.7	-20.424	-68.622	109.0	5.1	13.61	264.0
CMPA	2005	080	12:23:54.3	-24.908	-63.395	579.0	6.1	10.05	236.5
CMPA	2005	080	12:43:12.5	-24.661	-63.446	570.0	5.9	9.97	237.9
CMPA	2005	106	22:41:16.7	-17.377	-69.465	117.0	5.6	14.68	276.1
CMPA	2005	153	10:56:01.5	-24.103	-66.771	197.0	5.8	12.54	246.7
CMPA	2005	164	22:44:33.8	-19.934	-69.028	117.0	6.9	14.00	266.0
CMPA	2005	172	05:11:18.1	-19.968	-68.661	106.0	5.5	13.65	265.9
CMPA	2005	207	14:11:36.4	-15.336	-72.969	111.0	5.9	18.42	280.3
CMPA	2005	218	07:36:29.7	-17.325	-69.496	141.0	5.3	14.72	276.3
CMPA	2005	226	02:39:40.2	-19.765	-68.920	114.0	5.7	13.90	266.8
CMPA	2005	252	11:26:06.8	-31.616	-69.003	112.0	5.8	17.94	225.2
CMPA	2005	296	04:49:16.2	-21.779	-68.430	117.0	5.4	13.53	258.2
CMPA	2006	060	20:21:43.7	-18.280	-69.074	128.0	5.2	14.16	272.8
JATB	2005	142	01:05:55.4	-19.498	-68.249	150.0	4.9	15.96	261.6
JATB	2005	153	10:01:42.1	-16.162	-69.574	190.0	4.7	17.38	273.0

continua na próxima página ....

continuando ....									
Estação	Ano	D.jul.	HH:MM:SS	Lat. graus	Long. graus	Prof. km	Mag. $m_b$	Dist. graus	Az. Rev. graus
JATB	2005	153	10:56:01.5	-24.103	-66.771	197.0	5.8	15.54	244.0
JATB	2005	164	22:44:33.8	-19.934	-69.028	117.0	6.9	16.72	260.2
JATB	2005	172	05:11:18.1	-19.968	-68.661	106.0	5.5	16.37	260.0
JATB	2005	252	11:26:06.8	-31.616	-69.003	112.0	5.8	20.92	225.9
JATB	2005	316	02:22:47.0	-23.899	-66.532	192.0	4.9	15.27	244.4
JATB	2005	321	04:16:30.5	-28.806	-62.824	608.0	4.8	15.03	221.7
JATB	2005	321	19:26:56.4	-22.263	-67.784	163.0	6.1	15.91	251.5
JATB	2005	349	12:59:25.4	-23.767	-66.441	190.0	5.0	15.14	244.8
JATB	2005	353	11:33:56.8	-27.944	-66.681	164.0	4.7	17.18	231.7
JATB	2005	355	23:31:36.8	-23.852	-66.685	175.0	5.2	15.38	244.8
JATB	2006	004	13:01:33.1	-22.836	-66.106	244.0	4.8	14.56	247.8
JATB	2006	036	18:03:24.4	-23.627	-67.629	119.0	5.0	16.13	246.6
JATB	2006	060	20:21:43.7	-18.280	-69.074	128.0	5.2	16.72	266.0
JATB	2006	064	04:44:57.6	-24.020	-66.838	191.0	4.7	15.57	244.4
JATB	2006	072	15:12:58.5	-24.263	-66.995	153.0	4.8	15.79	243.7
JATB	2006	087	23:44:10.3	-23.554	-66.466	202.0	4.8	15.09	245.6