

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Astronomia

Klaus Contiero

**Análise do efeito das heterogeneidades do
manto sobre o tempo de percurso da onda
SS e suas precursoras: implicações para a
determinação global da topografia da zona
de transição**

São Paulo

2023

Klaus Contiero

Análise do efeito das heterogeneidades do manto sobre o tempo de percurso da onda SS e suas precursoras: implicações para a determinação global da topografia da zona de transição

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Área de Concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Moreno Chaves

São Paulo

2023

Aos meus pais, Aparecido Contiero e Tereza Aparecida da Silva Contiero, que sempre me incentivaram a estudar para que pudesse melhorar a vida de nossa família!

Agradecimentos

Ao meu orientador, Prof. Dr Carlos Alberto Moreno Chaves, por toda ajuda, principalmente durante a pandemia, pela paciência, pelos ensinamentos e pelas conversas sobre política e futebol;

À minha namorada Mariana Barioni, por ser meu porto seguro e por ser minha companhia durante a pandemia;

À meus pais, Aparecido e Tereza, que sempre trabalharam incessantemente para que eu tivesse oportunidade de estudar;

Às minhas irmãs, Káren, que deu suporte aos meus pais, e Kelly, que me ajudou a estudar;

Aos professores do colégio Logos de Varginha-MG, Eliacim, Roberto, Renatão, João Pedro, Paulinho, Mourão, Renatinho e, especialmente, o saudoso Usaldo, que me concederam bolsa integral no último ano do ensino médio e cursinho pré-vestibular em uma escola privada de alto nível e foram fundamentais para que ingressasse na USP;

À Professora Leila Soares Marques, pelo aprendizado e trocas durante o estágio PAE, uma etapa fundamental da minha formação;

À meu amigo Maurílio, pela parceria de estudos durante a pandemia, pela ajuda na escrita da dissertação e pelas conversas sobre política e futebol;

Ao CNPq pelo financiamento. O presente trabalho foi realizado com apoio do CNPq, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - Brasil.

*“A vida não é o problema, é batalha, desafio
Cada obstáculo é uma lição, eu anuncio
É isso aí você não pode parar
Esperar o tempo ruim vir te abraçar
Acreditar que sonhar sempre é preciso
É o que mantém os irmãos vivos.”*

Racionais MC's

*“Não sou nada.
Nunca serei nada.
Não posso querer ser nada.
À parte isso, tenho em mim todos os sonhos do mundo.”*

Álvaro de Campos

*“Ninguém ignora tudo. Ninguém sabe tudo. Todos nós sabemos alguma coisa.
Todos nós ignoramos alguma coisa. Por isso aprendemos sempre.”*

Paulo Freire

“Do. Or do not. There is no try.”

Mestre Yoda

Resumo

A zona de transição do manto, localizada entre as profundidades de 410 km e 660 km, é caracterizada por mudanças de fase do mineral olivina, o mais abundante no manto, e desempenha um papel chave no mecanismo de convecção, se em camadas ou envolvendo todo o manto. Assim, o entendimento sobre a estrutura da zona de transição pode trazer importantes informações sobre o estilo de convecção predominante no manto da Terra, um problema ainda aberto em geodinâmica. As ondas SS e suas precursoras, S410S e S660S, são amplamente utilizadas para determinar variações na topografia das descontinuidades de 410 km e 660 km. Este trabalho foca em analisar como o efeito de heterogeneidades de grande escala da onda S no manto afeta o tempo de percurso das SS e suas precursoras. Para tal propósito, utilizamos um grande conjunto de sismogramas sintéticos obtidos pelo método do elemento espectral com o modelo PREM e com 4 recentes modelos de tomografia sísmica para 50 eventos distribuídos uniformemente através do globo e registrados por 16200 estações sísmicas virtuais. De forma complementar, simulamos a influência de estruturas de velocidade anômala no manto com pequena extensão lateral e extensas em profundidade. A partir de sismogramas empilhados, estimamos tempos de percurso com correções e sem correções da estrutura de velocidade na crosta e no manto. Com isso, mapeamos variações globais de tempo de percurso da SS-S410S e SS-S660S e analisamos como simplificações teóricas afetam a estimativa da espessura da zona de transição. Nossos resultados mostram que correções de velocidade são importantes para se obter mapas confiáveis da topografia das descontinuidades do manto. No entanto, correções realizadas com a teoria do raio não são suficientes para remover o efeito da influência de velocidade sobre a SS, levando a mapas imprecisos. Sugere-se, assim, que as correções de velocidade sejam realizadas com métodos que levem em consideração efeitos de frequência finita no

cálculo do tempo de propagação das ondas SS. Isso fica evidente quando analisamos os efeitos de estruturas de curto comprimento de onda sobre a SS e suas precursoras com tempos de propagação estimados por correlação cruzada e pela teoria do raio. Efeitos de wavefront healing, por exemplo, inviabilizam o uso da teoria do raio na modelagem de ondas de longo período, como a SS.

Abstract

The mantle transition zone (MTZ), located between depths of 410 km and 660 km, is characterized by phase changes in olivine, the most abundant in the mantle, and plays a key role in determining the mantle convection style, either layered convection or whole-mantle convection. Thus, understanding the structure of the transition zone can bring important information about the predominant convection style in the Earth's mantle, a still open problem in geodynamics. The SS waves and their precursors, S410S and S660S, are widely used to determine variations in the topography of the 410 km and 660 km discontinuities. This work focuses on analyzing how the effect of large-scale S-wave heterogeneities in the mantle affects the travel time of the SS and its precursors. For this purpose, we use a large set of synthetic seismograms obtained by carrying out spectral-element method (SEM) waveform simulations for the PREM model and for 4 recent seismic tomography models for 50 events uniformly distributed across the globe and recorded by 16200 virtual seismic stations. Additionally, we simulate the influence of anomalous velocity structures in the mantle with small lateral extension and extensive in depth. From stacked seismograms, we estimate travel times with and without corrections for the velocity structure in the crust and mantle. With this, we map global travel time variations of the SS-S410S and SS-S660S and analyze how theoretical simplifications affect the estimation of transition zone thickness. Our results show that velocity corrections are important to obtain reliable maps of the topography of mantle discontinuities. However, corrections performed with the use of ray theory are not enough to remove the effect of heterogeneous velocity structure on the SS, leading to inaccurate maps. Therefore, we suggest that velocity corrections are performed with methods that take finite frequency effects into account when calculating the propagation time of SS waves. This becomes evident when we analyze the effects of

short-wavelength structures on SS and its precursors with propagation times estimated by cross-correlation and ray theory. Wavefront healing effects, for example, make the use of ray theory unfeasible in modeling long-period waves, such as SS.

Lista de Figuras

1.1	Diferentes mapas com SS e suas precursoras	20
1.2	Trajetórias dos raios das ondas SS e suas precursoras	23
1.3	Kernel 3-D de Fréchet da fase SS	24
1.4	Modelos de tomografia da onda S	25
2.1	Distribuição de estações e eventos do estudo	28
2.2	Perturbações de velocidade da onda S de estruturas de pequena extensão lateral, mas extensas em profundidade.	30
3.1	Campo de ondas SS	37
3.2	Diferenças de tempo entre SS e suas precursoras	38
3.3	Diferenças de tempo para manto superior e ZTM	39
4.1	Perturbações de tempo de percurso Δ_T	42
4.2	Correlação cruzada Teoria de raio e SEM a 110°	44
4.3	Correlação cruzada Teoria de raio e SEM a 120°	45
4.4	Correlação cruzada Teoria de raio e SEM a 130°	46
4.5	Correlação cruzada Teoria de raio e SEM a 140°	47
4.6	Correlação cruzada Teoria de raio e SEM a 150°	48
4.7	Correlação cruzada Teoria de raio e SEM a 160°	49
4.8	Correlação cruzada Teoria de raio e SEM a 170°	50
4.9	Anomalias de tempo para manto superior e ZTM	52
4.10	Mapas das anomalias de tempo para as discontinuidades de 400 e 670 km para o modelo PREM.	56
4.11	Mapa das anomalias de tempo para a ZTM para o modelo PREM.	57

4.12	Mapas das anomalias de tempo para as descontinuidades de 400 e 670 km para o modelo PREM com correção de crosta.	58
4.13	Mapa das anomalias de tempo para a ZTM para o modelo PREM com correção de crosta.	59
4.14	Mapas das anomalias de tempo para as descontinuidades de 400 e 670 km para o modelo S40RTS.	60
4.15	Mapa das anomalias de tempo para a ZTM para o modelo S40RTS.	61
4.16	Mapas das anomalias de tempo para as descontinuidades de 400 e 670 km para o modelo SGLOBE-rani.	62
4.17	Mapa das anomalias de tempo para a ZTM para o modelo SGLOBE-rani.	63
4.18	Mapas das anomalias de tempo para as descontinuidades de 400 e 670 km para o modelo TX2015.	64
4.19	Mapa das anomalias de tempo para a ZTM para o modelo TX2015.	65
4.20	Mapas das anomalias de tempo para as descontinuidades de 400 e 670 km para o modelo S40RTS com correção de velocidade.	66
4.21	Mapa das anomalias de tempo para a ZTM para o modelo S40RTS com correção de velocidade.	67
4.22	Mapas das anomalias de tempo para as descontinuidades de 400 e 670 km para o modelo SGLOBE-rani com correção de velocidade.	68
4.23	Mapa das anomalias de tempo para a ZTM para o modelo SGLOBE-rani com correção de velocidade.	69
4.24	Mapas das anomalias de tempo para as descontinuidades de 400 e 670 km para o modelo TX2015 com correção de velocidade.	70
4.25	Mapa das anomalias de tempo para a ZTM para o modelo TX2015 com correção de velocidade.	71
4.26	Mapas das anomalias de tempo para as descontinuidades de 400 e 670 km para o modelo S40RTS com correção de velocidade e de crosta.	72
4.27	Mapa das anomalias de tempo para a ZTM para o modelo S40RTS com correção de velocidade e de crosta.	73
4.28	Mapas das anomalias de tempo para as descontinuidades de 400 e 670 km para o modelo SGLOBE-rani com correção de velocidade e de crosta.	74

4.29	Mapa das anomalias de tempo para a ZTM para o modelo SGLOBE-rani com correção de velocidade e de crosta.	75
4.30	Mapas das anomalias de tempo para as descontinuidades de 400 e 670 km para o modelo TX2015 com correção de velocidade e de crosta.	76
4.31	Mapa das anomalias de tempo para a ZTM para o modelo TX2015 com correção de velocidade e de crosta.	77

Sumário

1. <i>Introdução</i>	19
1.1 Organização da Dissertação	19
1.2 Motivação	19
1.3 Fundamentos Teóricos	20
2. <i>Base de Dados</i>	27
2.1 Cálculo de Sismogramas Sintéticos Utilizando o Método do Elemento Espectral (SEM)	27
2.2 Estruturas Sintéticas	29
3. <i>Metodologia</i>	31
3.1 Empilhamento das formas de onda e estimativa de tempo de percurso	31
3.2 Correlação cruzada entre formas de ondas	34
4. <i>Resultados e Discussões</i>	41
4.1 Análise da Influência de Estruturas Sintéticas de Velocidade sobre a SS e suas Precursoras	41
4.2 Avaliação global da SS e suas precursoras com modelos globais de tomografia	51
4.2.1 Sem correções de velocidade	53
4.2.2 Com correções de velocidade	54
4.2.3 Discussões	54
5. <i>Conclusões</i>	79
<i>Referências</i>	81

Introdução

1.1 Organização da Dissertação

Esta dissertação é composta de cinco capítulos, distribuídos da seguinte forma:

No primeiro capítulo, mostramos a organização da dissertação, a Motivação que nos levou a estudar Zona de Transição do Manto, os desafios de trabalhar com dados globais de ondas SS e suas precursoras e os Fundamentos Teóricos, com uma extensa revisão da literatura sobre o assunto;

No segundo, apresentamos a Base de Dados, explicando como as formas de onda sintéticas foram calculadas para serem analisadas neste trabalho de mestrado.

No terceiro, apresentamos a Metodologia utilizada na dissertação para obtenção e tratamento dos dados, bem como uma literatura de estudos com os mesmos tipos de dados;

No quarto, mostramos os Resultados e suas interpretações;

No quinto, as Conclusões e sugestões de para futuros trabalhos.

1.2 Motivação

A Zona de Transição do Manto (ZTM) fornece vínculos sobre trocas de material entre manto superior e inferior, além de funcionar como um “termômetro” da Terra, embora diferentes técnicas de processamento levem a diferentes mapas com o uso do mesmo tipo de dado (SS e precursoras), como pode ser observado na Figura 1.1. Portanto, nossos objetivos são entender como simplificações teóricas afetam os mapas da ZTM, estabelecer melhores práticas de processamento para obter um mapa acurado para espessura da ZTM e, por fim, estabelecer limites para aplicação da teoria do raio em estudos do tipo, ou seja, entender a importância de se considerar efeitos de frequência-finita nas correções de

velocidade.

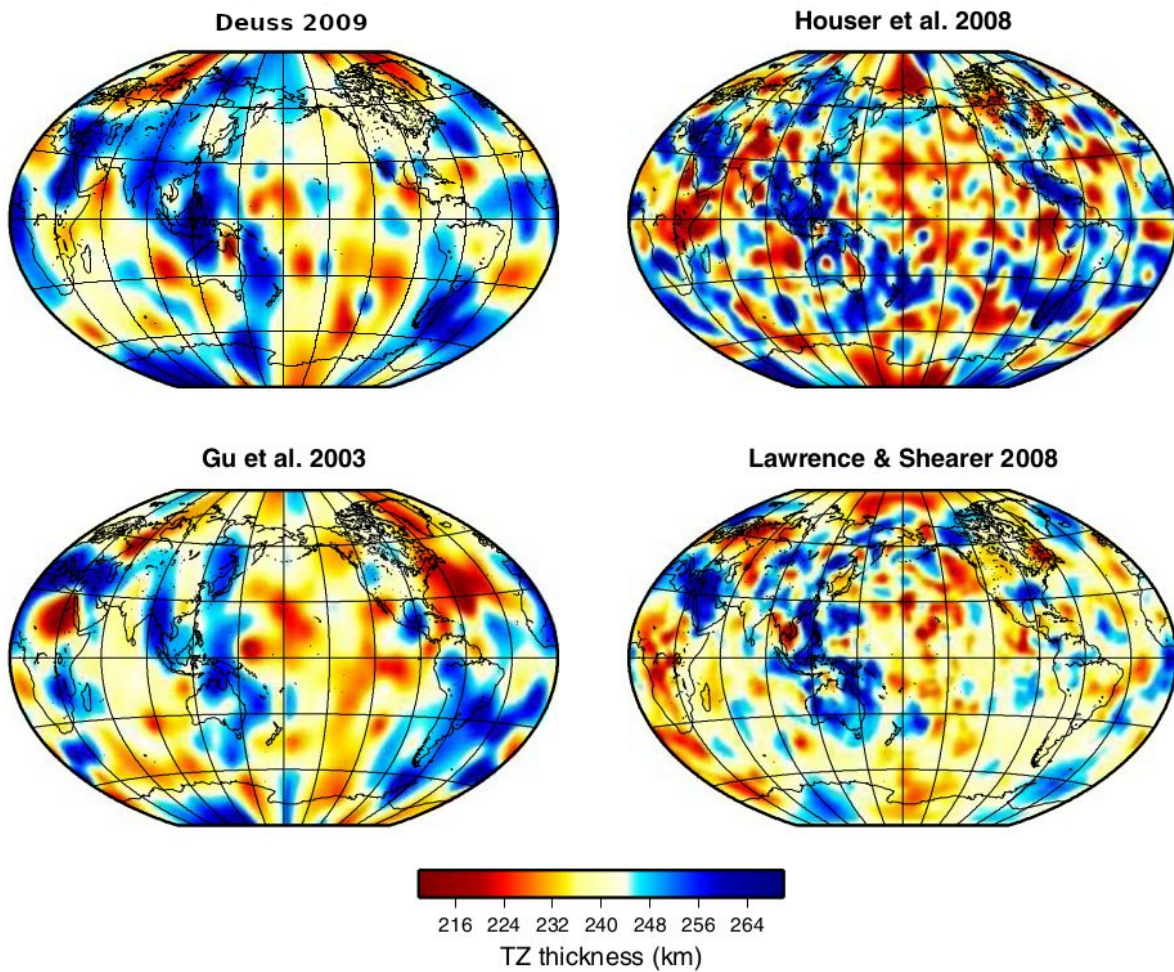


Figura 1.1: Diferentes estudos produzem diferentes mapas com o mesmo tipo de dado (SS e suas precursoras).

1.3 Fundamentos Teóricos

As discontinuidades de 410 km e 660 km são caracterizadas por abruptas mudanças na densidade e na velocidade de propagação das ondas sísmicas. A natureza de tais discontinuidades ainda é assunto de intenso estudo na literatura, já que as mesmas podem estar associadas a diversos fatores. Deuss (2009) mostra que a correlação entre resultados obtidos por observações sismológicas e pela física de minerais aponta transições de fase da olivina como as responsáveis por tais discontinuidades. A olivina, que é o mineral mais abundante no manto, se transforma em wadsleyita em torno de 410 km. A wadsleyita, por sua vez, se transforma em ringwoodita em torno de 520 km de profundidade e, finalmente,

ao redor da profundidade de 660 km, há a transição da ringwoodita para perovskita e magnesiowustita.

A caracterização da zona de transição é importante para o entendimento do estado térmico, mineralógico e geodinâmico do manto. A natureza da descontinuidade de 660 km, por exemplo, determina o estilo de convecção do manto, ou seja, se há uma convecção do manto por completo ou se a zona de transição funciona como uma barreira fazendo com que haja processos de convecção separados no manto inferior e no manto superior. Se a descontinuidade de 660 km é devido a uma transição de fase, as placas litosféricas em subducção podem ser capazes de adentrar o manto inferior, caracterizando uma convecção do manto por completo. Uma mudança composicional entre o manto superior e o manto inferior, por outro lado, impediria a penetração de placas litosféricas no manto inferior, ocasionando uma convecção no estilo camadas (Anderson, 1989). No entanto, recentes publicações na literatura (van Mierlo et al., 2013; King et al., 2015) mostram que o componente majorita na granada – um produto da transição de piroxênio em granada – é um dos mais lentos em difusão no manto da Terra. Em temperaturas relativamente baixas, essa difusão lenta inibe a dissolução do piroxênio em granada de modo que a placa se mantém menos densa do que o manto ao redor e fique estagnada. Assim, mudanças de fase na zona de transição também podem contribuir para mudanças no modo de convecção das massas do manto.

A profundidade das descontinuidades na zona de transição pode fornecer importantes informações sobre o estado térmico e composicional dessa estrutura. Geralmente, utiliza-se as depressões ou soerguimentos dessas “topografias” como “termômetros” do manto, já que a derivada da curva de Clapeyron dessas descontinuidades possuem sinais opostos (Katsura e Ito, 1989; Bina e Helffrich, 1994; Bina, 2003). É esperado que em regiões relativamente mais frias (zonas de subducção, por exemplo) haja um soerguimento da descontinuidade de 410 km e uma depressão na topografia da descontinuidade de 660 km. O oposto em regiões relativamente quentes (hot-spot, por exemplo), ou seja, uma depressão na descontinuidade de 410 km e um soerguimento da descontinuidade de 660 km. No entanto, isso não pode ser encarado como uma regra, já que outros minerais que compõem o manto, como o piroxênio e a granada, também possuem complexas transições de fase que ocorrem próximo a descontinuidade de 660 km fazendo com que a topografia da descontinuidade possa ficar deprimida mesmo em regiões relativamente mais quentes

(Weidner e Wang, 1998; Deuss, 2007).

A topografia das descontinuidades no manto geralmente é estimada por métodos sísmológicos dentre os quais podemos destacar o método de função do receptor, mais utilizado em estudos regionais (e.g., Heit et al., 2007; Schmandt et al., 2012; Schmandt, 2012; Bonatto et al., 2013), e a análise das precursoras das fases PP e SS (e.g., Flanagan e Shearer, 1998; Deuss e Woodhouse, 2002; Gu et al., 2003; Deuss, 2007; Ritsema et al., 2009). A SS, por exemplo, é uma onda cisalhante que reflete na superfície da Terra no ponto médio da distância entre o terremoto e a estação sísmica (Figura 1.2) e que apresenta amplitude relativamente alta para distâncias telessísmicas entre 70° e 175° . As precursoras da SS são sinais de pequena amplitude de ondas cisalhantes que refletem nas descontinuidades do interior da Terra. No caso da zona transição, as reflexões ocorrem na descontinuidade de 410 km e na descontinuidade de 660 km. Em relação ao modelo PREM (Preliminary Reference Earth Model), derivado por Dziewonski e Anderson (1981), tais descontinuidades estão previstas nas profundidades de 400 km e 670 km, respectivamente. As precursoras se propagam por caminhos similares ao da fase SS ao longo do manto inferior, mas o tempo de percurso das precursoras é, antes de tudo, mais sensível à estrutura do manto abaixo da superfície de reflexão da fase SS. Embora a amplitude das precursoras seja pequena, ela pode ser elevada acima do nível de ruído nos sismogramas pela soma de vários deles (procedimento conhecido como empilhamento) e analisada com técnicas relativamente simples de migração.

Na Figura 1.1, vemos quatro diferentes mapas, determinados de maneira independente, mas derivados do mesmo tipo de dado: o tempo de percurso das reflexões das ondas S410S e S660S, precursoras da SS. Embora os mapas possuam estruturas similares de longo comprimento de onda, os mapas apresentam diferentes características. Os mapas posicionados no lado direito da Figura 1.1 acentua características de curto comprimento de onda, enquanto os mapas do lado esquerdo apresentam variações mais suaves e de longo comprimento de onda. Algumas das discrepâncias são ocasionadas por diferenças nos conjuntos de dados e nas técnicas de processamento de dados utilizadas. Muitas das características, especialmente as de menor escala espacial, derivam de erros sistemáticos devido a simplificações teóricas adotadas na modelagem. Análises estatísticas, como bootstrapping, são realizadas com o intuito de determinar a robustez do empilhamento das formas de onda com uma cobertura de dados dispersa e incompleta. No entanto, erros sistemáticos têm recebido

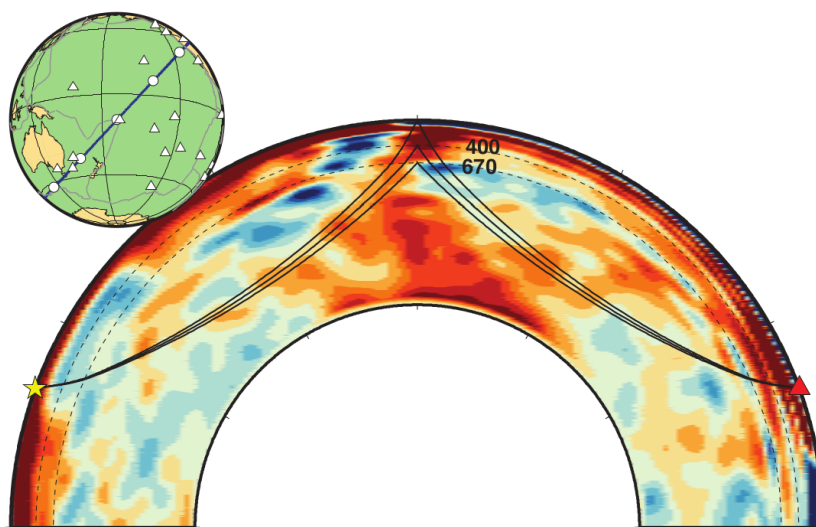


Figura 1.2: Trajetórias dos raios das ondas SS, S410S e S660S. O modelo de perturbação de velocidade utilizado na imagem é o S40RTS (Ritsema et al. (2011)) e está inserido numa ampla seção de 180° . As cores em vermelho representam regiões com redução na velocidade de propagação da onda S em relação ao modelo PREM. As regiões em azul denotam o oposto. As discontinuidades de 410 km e 660 km são representadas por linhas tracejadas e designadas 400 e 670 de acordo com o modelo PREM.

pouca atenção na literatura.

Alguns pesquisadores têm apresentado argumentos teóricos de que o cálculo do tempo de percurso usando a teoria do raio quando aplicado a estudos que envolvem as precursoras da fase SS pode ser impreciso (e.g., Chaljub e Tarantola, 1997; Neele et al., 1997; Zhao e Chevrot, 2003). A fase SS é chamada de mini-max com uma ampla zona de Fresnel em forma de X (Figura 1.3). A zona de sensibilidade da fase SS em sua superfície de reflexão se estende por vários milhares de quilômetros (em um período de 20 s), além do ponto de reflexão teórico previsto pela teoria do raio (veja Dahlen, 2005). Assim, a contribuição aos tempos de percurso da fase SS e de suas precursoras podem se originar de heterogeneidades na crosta e no manto que estão fora da trajetória teórica descrita pela teoria do raio. Entretanto, os tempos de percurso de ondas S que se propagam por tais heterogeneidades têm sido, até o momento, estimados por traçadores de raio através de modelos de velocidade oriundos da tomografia sísmica. Uma notável exceção que podemos fazer é ao estudo realizado por Lawrence e Shearer (2008) que analisaram

o empilhamento das formas de onda supondo que sua sensibilidade pode ser aproximada por um empilhamento dos kernels de sensibilidade. Embora Koroni e Trampert (2016) apresentem argumentos de que a estimativa da topografia da zona de transição a partir do uso das precursoras da SS não possa ser linearizada, as análises apresentadas pelos autores são questionáveis uma vez que os mesmos utilizam um mapa da topografia da zona de transição que possui estruturas não correlacionáveis com o modelo de tomografia sísmica global utilizado nas simulações das formas de onda. Tal hipótese, não parece ser plausível e por isso, neste trabalho, seguiremos com as estratégias convencionais de análise adotadas até o momento na literatura.

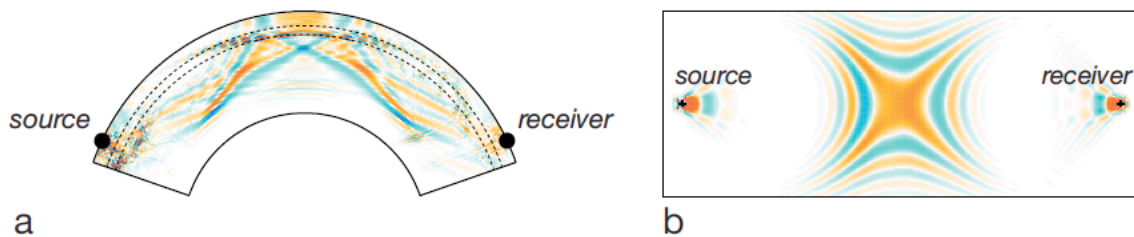


Figura 1.3: (a) Secção vertical e (b) mapa em planta do kernel 3-D de Fréchet da fase SS, derivado a partir do modelo 1D PREM. A fonte e o receptor se encontram em uma distância epicentral de 138° e estão ambos sobre o equador. O kernel de sensibilidade foi derivado a partir de um sismograma filtrado entre 5 e 50 mHz.

Os artigos publicados por Bai et al. (2012) e por Bai e Ritsema (2013) mostram que correções imprecisas no tempo de percurso usando teoria do raio produzem tempos de percurso espúrios e anomalias de amplitude que podem ser interpretadas de maneira incorreta como ondulações das descontinuidades do manto superior e heterogeneidade composicional na zona de transição. No entanto, durante as simulações, os autores dos artigos referidos acima utilizaram apenas o modelo S20RTS (Ritsema et al., 2004). Assim, ainda é necessário entender como as variações existentes entre modelos de tomografia afetam a análise da SS e de suas precursoras. Dessa forma, neste trabalho, estendemos essa análise utilizando 3 recentes modelos de tomografia do manto: S40RTS (Ritsema et al., 2011), TX2015 (Lu e Grand, 2016) e SGLOBE-rani (Chang et al., 2015).

Como ilustrado na Figura 1.4, as estruturas de velocidade anômalas no manto variam de modelo para modelo já que cada grupo de pesquisa, fornecedor do modelo, usa conjunto

de dados e técnicas diferentes para derivá-los. Alguns modelos apresentam estruturas mais detalhadas, de menor comprimento de ondas, como o SGLOBE-rani, enquanto os modelos S40RTS e TX2015 têm feições de longo comprimento mais destacadas. Algumas estruturas anômalas presentes em alguns modelos podem estar ausentes em outros. Mesmo feições em comum nos modelos apresentam divergência de amplitude das anomalias de velocidade e de extensão da estrutura.

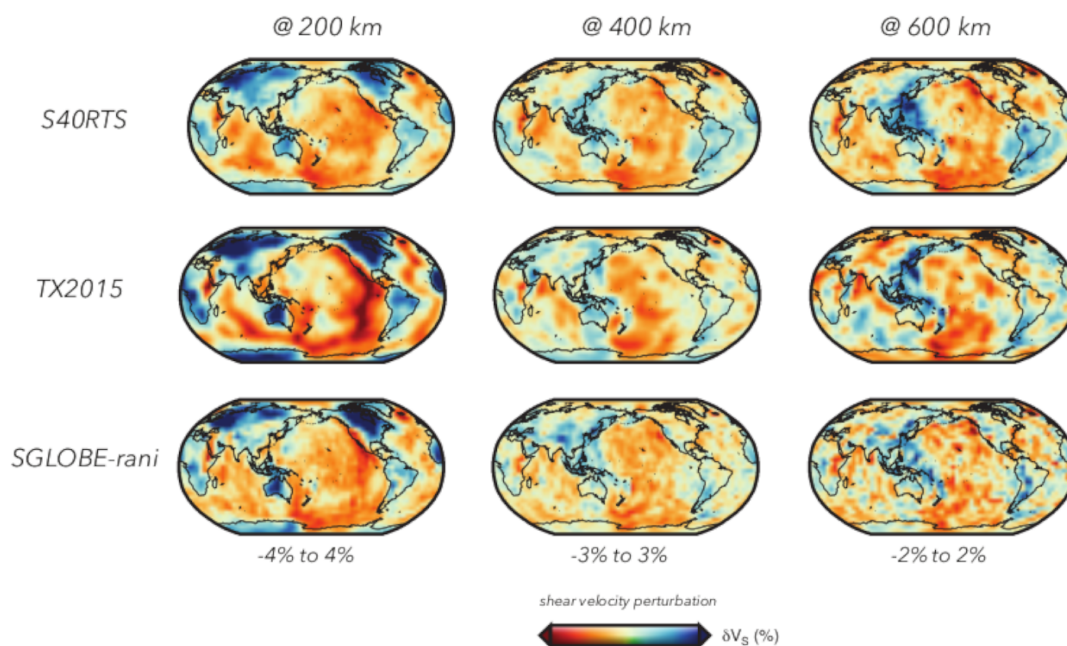


Figura 1.4: Comparação entre modelos de tomografia da onda S nas profundidades de 200, 400 e 600 km, respectivamente. Na primeira linha temos o modelo S40RTS (Ritsema et al., 2011), na segunda linha o modelo TX2015 (Lu e Grand, 2016) e na terceira linha na quarta linha o modelo SGLOBE-rani (Chang et al., 2015). As variações percentuais de velocidade pico-a-pico estão localizadas abaixo de cada coluna no mapa. As cores em vermelho representam regiões com redução na velocidade de propagação da onda S em relação ao modelo PREM. As cores em azul representam regiões com aumento na velocidade de propagação da onda S em relação ao modelo PREM.

Utilizando sismogramas sintéticos obtidos a partir da resolução da equação de onda com o método do elemento espectral, neste trabalho, avaliamos como diferentes modelos de tomografia afetam as imagens migradas das discontinuidades no manto superior tal que nós possamos reconhecer os principais problemas oriundos das simplificações metodológicas e como isso influencia a estimativa da espessura da zona de transição. A análise das imprecisões metodológicas que geram erros sistemáticos a partir de experimento controlado nos permitirá avaliar como tais inconsistências são refletidas na determinação das

descontinuidades de 410 km e 660 km em âmbito global.

Base de Dados

2.1 Cálculo de Sismogramas Sintéticos Utilizando o Método do Elemento Espectral (SEM)

As formas de onda analisadas neste trabalho foram obtidas com o método do elemento espectral através do pacote SPECFEM3D_GLOBE (Komatitsch e Tromp, 2002; Komatitsch et al., 2002). O SPECFEM3D_GLOBE é um conjunto de rotinas paralelizadas, escritas em Fortran, que resolve a equação de movimento elástica utilizando o método do elemento espectral para simular a propagação de ondas sísmicas em escala global de maneira bastante precisa. Esse software é mantido pelo grupo Infraestrutura Computacional para Geodinâmica (CIG) (<http://geodynamics.org>). Os modelos tomográficos S40RTS (Ritsema et al., 2011), TX2015 (Lu e Grand, 2016) e SGLOBE-rani (Chang et al., 2015) foram implementados no SPECFEM3D_GLOBE por (Chaves e Ritsema, 2016). Os modelos de tomografia citados foram ajustados para serem referenciados ao mesmo modelo 1D de velocidade transversalmente isotrópico PREM. Nós também realizamos uma simulação com o modelo S20RTS (Ritsema et al., 2004) para comparação com os resultados de Bai et al. (2012) com o intuito de verificar se a implementação de nossas rotinas de análise estavam corretas.

Embora o SPECFEM3D_GLOBE utilize uma técnica computacionalmente intensiva, simulações em frequências relevantes para o estudo das precursoras ($f < 60mHz$) puderam ser realizadas com os recursos computacionais que estão atualmente disponíveis na Universidade de São Paulo (<https://hpc.usp.br/recursos/cluster-aguia/>).

Foram calculados sismogramas de 60 minutos, na componente vertical e nas componentes horizontais, para 50 eventos distribuídos uniformemente através do globo, na superfície,

registrados em 16200 estações sísmicas virtuais, com espaçamento uniforme de 2° (Figura 2.1). Assim, para 5 modelos, os 4 modelos de tomografia sísmica e o modelo 1D PREM, foram calculados mais de 14 milhões de sismogramas. As simulações incluíam o CRUST2.0 (Bassin et al. (2000)) como modelo de crosta, exceto a simulação com o modelo S20RTS, no qual a crosta do modelo PREM foi mantida. Dessa forma, foi possível alcançar uma distribuição aproximadamente uniforme de pontos de reflexão da SS na superfície. As fontes sísmicas utilizadas na simulação possuem o mesmo mecanismo focal do evento 101607I (21:05:43 de 16 de Outubro de 2007) do catálogo global CMT (Dziewonski et al., 1981). Esse evento foi escolhido para maximizar o padrão de radiação de ondas SS.

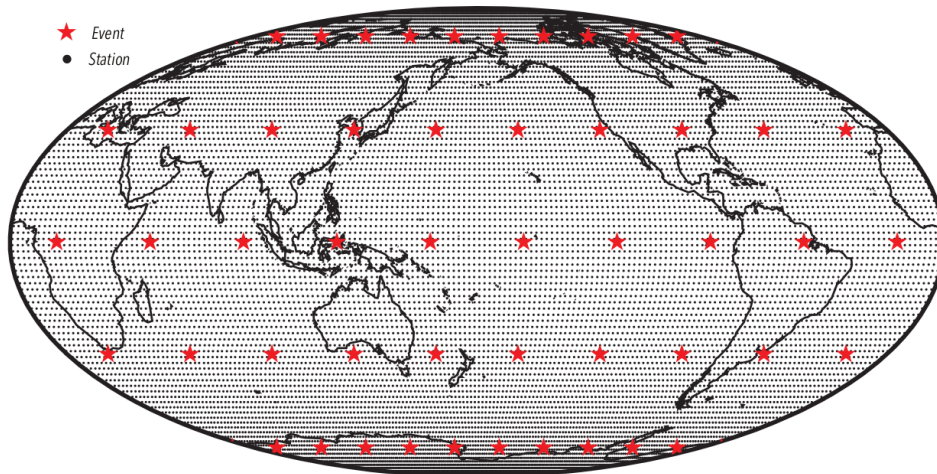


Figura 2.1: Localização de estações (círculos pretos) e eventos (estrelas vermelhas) usados para calcular sismogramas sintéticos.

As formas de onda foram armazenadas no formato XH que permite a gravação das informações do cabeçalho e dos arquivos da forma onda de maneira bem compacta. Códigos computacionais de conversão para formatos mais utilizados (exemplo: SAC) e para manipular e visualizar os registros usando interface gráfica (escritos em C e em Matlab) foram desenvolvidos e utilizados em nossas análises.

2.2 Estruturas Sintéticas

Uma outra etapa deste mestrado prevê a análise da influência de estruturas de velocidade anômala no manto que possuem pequena extensão lateral, mas que podem ser extensas em profundidade, como plumas mantélicas e placas litosféricas em subdução. Inicialmente, foi desenvolvida uma rotina computacional que interagisse com o SPEC-FEM3D_GLOBE para que fosse possível fornecer modelos de velocidade das estruturas citadas ao programa. Primeiramente, adotamos modelos bem simples geometricamente, aproximando-os por cilindros e estendendo-os verticalmente da superfície até a interface manto-núcleo (2900 km). Nós simulamos cilindros com raios de 0.5°, 1.0°, 2.0°, 3.0°, 4.0° e 5.0° e com perturbações de velocidade da onda S que variaram de 0.5% a 5% para placas litosféricas em subdução e de -0.5% a -5% para plumas. Os intervalos de perturbação de velocidade possuíam espaçamento de 0.5%. Os cilindros foram posicionados simetricamente no ponto de reflexão da SS e de suas precursoras. A posição entre a fonte e o receptor, para que cilindro sempre ficasse no ponto médio, variou de 110° a 170°, com espaçamento de 10°. Foram colocados, adicionalmente, receptores, espaçados de 1°, ao redor de todo equador, para que modelássemos os efeitos do cilindro sobre a SS em posições fora do ponto de reflexão. A Figura 2.2 fornece uma simples ilustração de um dos arranjos. No total, foram feitas 840 simulações para modelarmos o efeito dessas estruturas cilíndricas de velocidade anômala sobre a SS e suas precursoras em sismogramas de uma hora, com parametrização do interior da Terra para que o período resolvível pelo SPEC-FEM3D_GLOBE fosse de aproximadamente 15 s. Os sismogramas obtidos foram rotacionados para componente transversal e filtrados para períodos de 15 a 100 s.

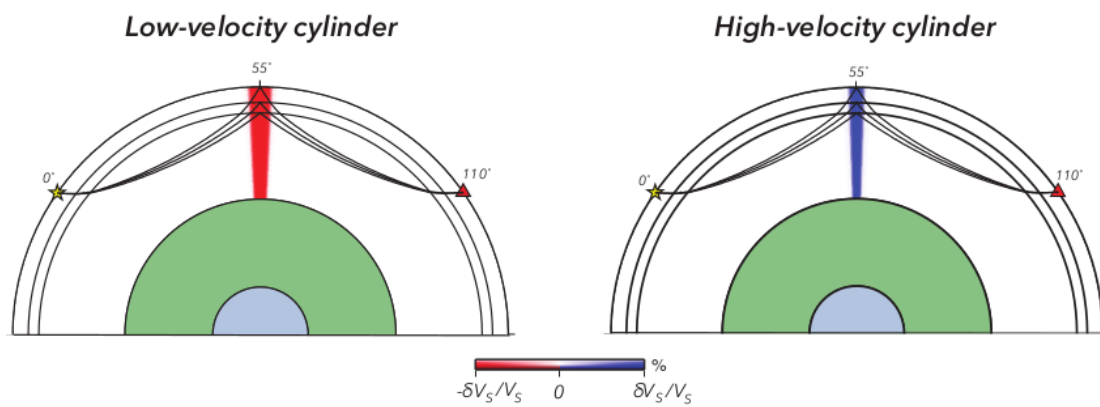


Figura 2.2: Perturbações de velocidade da onda S de estruturas de pequena extensão lateral, mas extensas em profundidade, como plumas mantélicas (cilindro vermelho) e placas litosféricas em subducção (cilindro azul).

Metodologia

3.1 Empilhamento das formas de onda e estimativa de tempo de percurso

A análise da SS e de suas precursoras segue os procedimentos apresentados em Ritsema et al. (2009), Bai et al. (2012) e Bai e Ritsema (2013). Examinamos sismogramas cuja distância epicentral entre a fonte e o receptor esteja entre 110° e 170° . Nesse intervalo epicentral, a chegada das precursoras é mais clara e sofre menos interferência de outras fases no manto, como pode ser observado na Figura 3.1. Em distâncias mais curtas ($< 110^\circ$) e mais longas ($> 170^\circ$), isso é especialmente pronunciado, ilustrando a necessidade de excluir certas distâncias para diferentes precursores para evitar enviesar profundidades de descontinuidade no empilhamento. As formas de ondas calculadas têm as componentes horizontais rotacionadas para a componente transversal. Os sismogramas na componente transversal têm a tendência e média removidas e são filtrados com um filtro tipo passa-banda nas frequências de corte de 4 e 50 mHz e frequências de canto de 8 e 40 mHz. Como a amplitude das ondas S410S e S660S é relativamente pequena devido ao baixo contraste de impedância nas descontinuidades de 410 km e 660 km, é preciso aplicar o procedimento de empilhamento para elevar o sinal das precursoras acima do ruído. Para aplicar o procedimento de empilhamento, primeiramente, alinhamos os sismogramas na fase SS, definindo o tempo de chegada nessa fase como sendo zero, multiplicamos os sismogramas da SS com polaridade negativa por -1 e normalizamos as formas de onda dividindo-as pelo pico de maior amplitude da SS.

Empilhamento é uma técnica de processamento de dados que visa a redução de ruído e a detecção de sinais. A premissa vem da estatística e consiste em obter a média de uma amostra aleatória. Suponha que $X_1(t), X_2(t), \dots, X_n(t)$ representem dados de uma série

temporal registrados em n receptores. Essa série temporal pode ser escrita como composta pela soma de duas componentes, tais que:

$$X_i(t) = Y(t) + Z_i(t), \quad (3.1)$$

sendo $Y(t)$ uma componente do sinal, a qual não varia entre os receptores e Z_i uma componente do ruído, o qual é assumido ser uma variável randômica com média zero e variância σ_N^2 . O chamado empilhamento linear é simplesmente a média aritmética de $X_i(t)$, a qual tem esperança e variância dados por:

$$E[X'(t)] = E\left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i(t)\right] = Y(t), \quad (3.2)$$

e

$$\text{var}[X'(t)] = \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^n \text{var}(Z_i) = \frac{\sigma_N^2}{n}. \quad (3.3)$$

Quando o número de receptores cresce, portanto, o desvio padrão do ruído decresce proporcionalmente a $n^{-\frac{1}{2}}$. Diferentemente da filtragem, o empilhamento permite reduzir o ruído sem atenuar o sinal mesmo quando o sinal e o ruído possuem o mesmo intervalo de frequência.

As precursoras S410S e S660S são analisadas em janelas de 120 s, centradas em seus tempos teóricos de chegada, representados por τ_{410} e τ_{660} , respectivamente, previstos com o modelo PREM e com 3 modelos de tomografia sísmica global da Figura 1.4, utilizando a teoria do raio. O empilhamento do sinal das precursoras $S410S(S^{410})$ e $S660S(S^{660})$ envolve a soma de N traços, tal que:

$$S^{410}(t) = \sum_{i=1}^N s_k(t - \tau_{410}^{(k)} - 60, t - \tau_{410}^{(k)} + 60), \quad (3.4)$$

e

$$S^{660}(t) = \sum_{i=1}^N s_k(t - \tau_{660}^{(k)} - 60, t - \tau_{660}^{(k)} + 60). \quad (3.5)$$

O empilhamento é realizado selecionando-se N sismogramas com pontos de reflexão da SS em comum que se encontrem dentro de uma calota com ponto central r_0 e raio de 10° , baseada na largura da zona de Fresnel da SS e suas precursoras no ponto de reflexão para os períodos geralmente analisados (entre 15 s e 20 s). Nosso intuito, portanto, é mapear variações globais de tempo de percurso em relação ao modelo PREM, δT^{1D} , e em relação aos modelos de tomografia sísmica global da Figura 1.4, δT^{1D} .

As diferenças de tempo entre a fase SS, T_{SS} , e as fases S410S, T_{S410S} , e S660S, T_{S660S} , (Figura 3.2) pode ser definida como:

$$\Delta T_{410} = T_{SS} - T_{S410S}, \quad (3.6)$$

e

$$\Delta T_{660} = T_{SS} - T_{S660S}. \quad (3.7)$$

Assim, as anomalias de tempo de percurso com relação ao modelo PREM são definidas como:

$$\delta T^{1D} = \Delta T^{SEM} - \Delta T^{PREM}, \quad (3.8)$$

e com relação aos modelos de tomografia global utilizados neste estudo como:

$$\delta T^{3D} = \Delta T^{SEM} - \Delta T^{3D}. \quad (3.9)$$

Aqui, ΔT representa tanto ΔT_{410} quanto ΔT_{660} . ΔT^{SEM} é a diferença de tempo medido nas formas de onda calculadas pelo método do elemento espectral e obtidas por correlação cruzada. ΔT^{PREM} e ΔT^{3D} são os tempos de percurso calculados para o modelo PREM e para os modelos de tomografia sísmica, respectivamente, utilizando a teoria do raio. Assim,

espera-se que δT^{1D} reflita as heterogeneidades de velocidade no manto e que δT^{3D} expresse as imprecisões das correções feitas com a teoria do raio.

A Figura 3.3 mostra um sismograma SEM calculado para o modelo S20RTS a partir de um evento ocorrido ao norte do Oceano Pacífico e registrado por uma estação sísmica a oeste do Oceano Índico a uma distância epicentral de 124° . A forma de onda foi alinhada no pico da amplitude da SS definida aqui como tempo 0. O ponto de reflexão da SS na superfície está localizado ao sul do Mar da China. Aqui, a velocidade de propagação da onda S no manto superior (profundidade $< 410km$) e na zona de transição ($410 - 660km$ de profundidade) são, respectivamente, mais baixa e mais alta do que no modelo PREM. Uma vez que a SS se propaga através do manto superior de baixa velocidade, o tempo SS-S410S (ΔT_{UM}), correspondente ao tempo de percurso da onda S entre a superfície e a descontinuidade de 410 km, é maior do que no modelo PREM. O tempo da S410SS-S660S (ΔT_{TZ}), correspondendo ao tempo de percurso através da zona de transição, é menor do que o tempo de percurso previsto pelo PREM porque a zona de transição de alta velocidade acelera a S410S. Observe que ΔT_{UM} é vários segundos menor do que as previsões de tempo de percurso feita usando-se os modelos PREM e S20RTS, indicando que a teoria do raio superestima o tempo de propagação da onda S através da zona de transição abaixo do sul do Mar da China. Esses erros sistemáticos são o foco deste trabalho de mestrado.

3.2 Correlação cruzada entre formas de ondas

As anomalias de tempo de percursos da onda SS (ΔT_{SS}) e das suas precursoras (ΔT_{S670S} e ΔT_{S410S}) foram estimadas a partir do tempo que maximizava a função de correlação cruzada ($\gamma_{d,s}(\Delta T)$) entre a forma de onda perturbada pelo modelo de velocidade, $d(t)$, e a forma de onda do modelo de referência, $s(t)$, no caso, o modelo PREM, dentro de uma janela W , ao redor do tempo teórico da fase de interesse, t_p , tal que:

$$\gamma_{d,s}(\Delta T) = \int_W d(t)s(t + \Delta T)dt. \quad (3.10)$$

O comprimento da janela W é definido por $[t_p - 25s - T, t_p + 25 + T]$, como sugerido por Zaroli et al. (1998), sendo T o período dominante da fase de interesse. O período dominante observado nas simulações foi de aproximadamente 20 s para SS e precursoras dela.

Assim, utilizamos uma janela de tempo de 90 s. Seguindo Ritsema e Van Heijst (2002), para excluir medidas espúrias, utilizamos três critérios de qualidade, os quais comparam a similaridade entre $d(t)$ e $s(t)$. No primeiro critério, mede-se o quadrado da diferença entre $d(t)$ e $s(t)$, como a seguir:

$$F_1(\Delta T) = 1 - \frac{\int_W [d(t) - s(t - \Delta T)]^2 dt}{\int_W [d(t)]^2 dt}. \quad (3.11)$$

Assim, quanto menor a diferença entre $d(t)$ e $s(t)$, mais próximo F_1 está de 1. No segundo critério de qualidade, mede-se o quão discrepante é amplitude das formas de onda:

$$F_2(\Delta T) = \frac{\min[A_1(\Delta T), A_2(\Delta T)]}{\max[A_1(\Delta T), A_2(\Delta T)]}, \quad (3.12)$$

sendo ΔT a anomalia do tempo de percurso, a qual maximiza a função de correlação cruzada $A_1(\Delta T)$ e $A_2(\Delta T)$, quantidades que minimizam as seguintes expressões:

$$\int_W [d(t) - A_1 s(t - \Delta T)]^2 dt, \quad (3.13)$$

e

$$\int_W [A_2^{-1} d(t) - s(t - \Delta T)]^2 dt. \quad (3.14)$$

Portanto, quando F_2 é menor que 1, A_1 é diferente de A_1 e $d(t)$ e $s(t - \Delta T)$ têm formas distintas. As razões de amplitude A_1 e A_2 são calculadas da seguinte forma:

$$A_1(\Delta T) = \frac{\gamma_{d,s}(\Delta T)}{\gamma_{s,s}(0)}, \quad (3.15)$$

e

$$A_2(\Delta T) = \frac{\gamma_{d,d}(0)}{\gamma_{d,s}(\Delta T)}, \quad (3.16)$$

sendo $\gamma_{d,d}(0)$ e $\gamma_{s,s}(0)$ os valores da função de autocorrelação de $d(t)$ e $s(t)$. O terceiro

critério de qualidade é determinado da seguinte maneira (Zaroli et al. (1998)):

$$F_3(\Delta T) = \frac{F_1(\Delta T) + F_2(\Delta T)}{2}. \quad (3.17)$$

A função $F_3(\Delta T)$ ajuda a identificar anomalias de tempo de percurso espúrias estimadas pela função de correlação cruzada $\gamma_{d,s}(\Delta T)$ devido a cycle-skips (quando $d(t)$ e $s(t)$ diferem por mais da metade de um ciclo). Como o máximo global de $F_3(\Delta T)$ é maior do que máximo global de $\gamma_{d,s}(\Delta T)$ e os máximos locais de $F_3(\Delta T)$ são menores do que os máximos locais de $\gamma_{d,s}(\Delta T)$, a partir da função $F_3(\Delta T)$ fica mais fácil identificar e escolher estimativas mais confiáveis de anomalias de tempo. Foram selecionadas somente anomalias de tempo cujo o máximo global de $F_3(\Delta T)$ fosse maior do que 0.8 e o máximo secundário fosse maior do que 0.75.

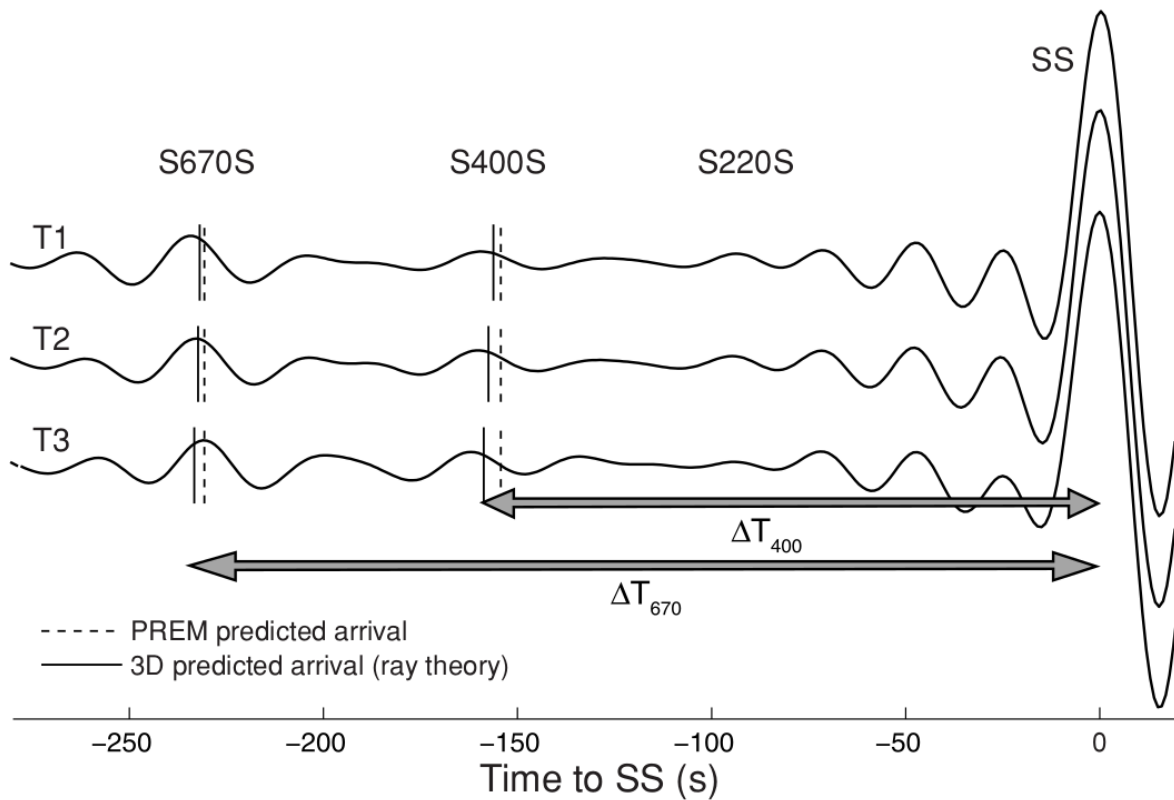


Figura 3.2: Sismogramas sintéticos calculados com o SPECFEM com as fases SS, S400S e S670S para três modelos de tomografia sísmica T1, T2 e T3, que são versões com diferentes valores de parâmetro de regularização na inversão de anomalias de percurso de ondas S do modelo S20RTS. Os sismogramas foram calculados com um evento ocorrido ao norte do Oceano Pacífico e registrado por uma estação a oeste do Oceano Índico a uma distância epicentral de 124° . As formas de onda estão alinhadas na amplitude do pico da onda SS cujo tempo de chegada é definido como 0. O ponto de reflexão da superfície SS está localizado no Sul do Mar da China (10° N, 115° E). As fases S410S e S660S chegam cerca de 160 s e 230 s antes da SS, respectivamente. Os tempos de chegada previstos para essas fases de acordo com o modelo PREM e os três modelos de tomografia 3D são indicados com linhas verticais pontilhadas e sólidas, respectivamente. Figura retirada de Bai et al. (2012).

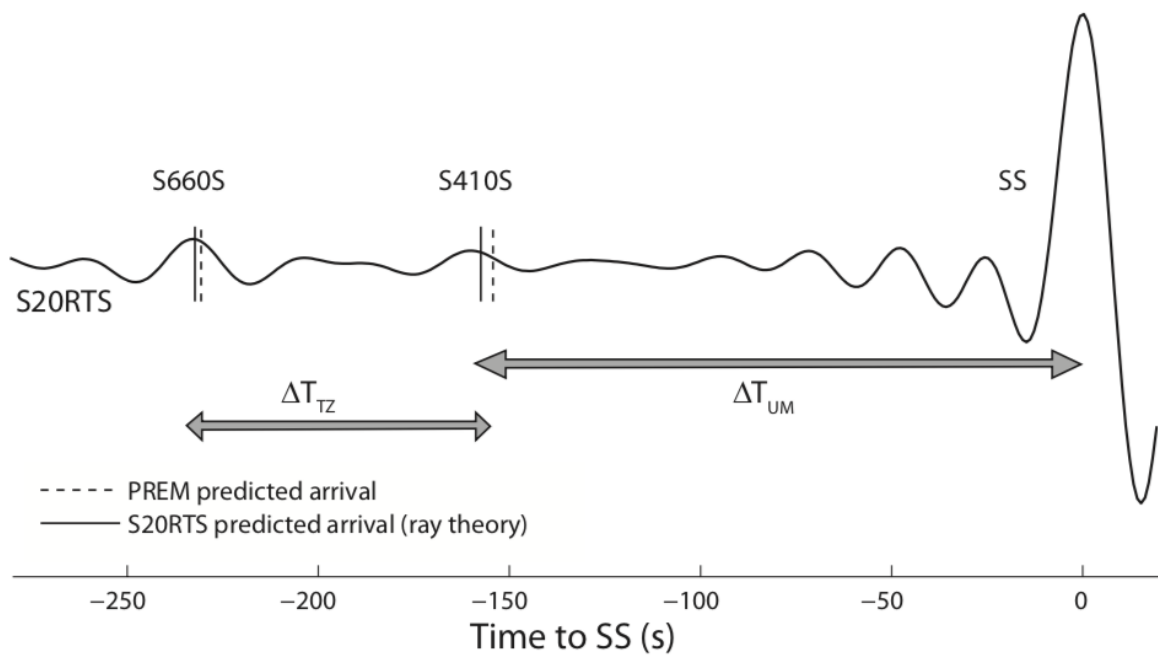


Figura 3.3: Componente transversal de um sismograma obtida com o SPECFEM para o modelo S20RTS, com as fases S660S, S410S e SS. O sismograma foi calculado com um evento localizado ao norte Oceano Pacífico e registrado por uma estação sísmica a oeste do Oceano Índico, a uma distância epicentral de 124° . O ponto de reflexão da superfície SS está localizado no Sul do Mar da China (10° N, 115°). As fases S410S e S660S chegam cerca de 160 s e 230 s antes da fase SS. As diferenças de tempo de percurso SS-S410S e S410S-S660S estão representadas por ΔT_{UM} e ΔT_{TZ} , respectivamente. Os tempos de chegada calculados com teoria do raio, usando os modelos PREM e S20RTS, para as fases S410S e S660S, estão indicados com linhas verticais pontilhadas e sólidas, respectivamente.

Resultados e Discussões

4.1 Análise da Influência de Estruturas Sintéticas de Velocidade sobre a SS e suas Precursoras

De forma a facilitar a avaliação dos resultados, começaremos analisando a influência das estruturas de velocidade de baixa e alta velocidade sobre o tempo de propagação e de amplitude da onda SS somente. As duas primeiras colunas da Figura 4.1 mostram a anomalia do tempo de percurso prevista pela teoria do raio (curvas tracejadas) e por correlação cruzada (linha contínua) em função da posição da estação, refletindo o efeito dos cilindros de baixa e alta velocidade sobre a SS. A terceira e a quarta coluna mostram a razão de amplitude obtida entre SS com o modelo de velocidade dos cilindros e o modelo de referência. Uma primeira constatação é de que os tempos anômalos obtidos por correlação cruzada não são simétricos, como ocorre para a teoria do raio. Isso demonstra que a onda se comporta de maneira diferente quando passa através de anomalias de velocidade que acelerem sua propagação ou a retardem. Esse resultado já havia sido constatado por Wielandt (1987), Hung et al. (2001) e Malcolm e Trampert (2011). Outro fato interessante é em relação ao ponto de máxima sensibilidade da fase SS que ocorre em seu ponto de reflexão. Observamos nas duas primeiras colunas da Figura 4.1 (linhas 1 e 2) que, devido ao efeito de wavefront healing, quando a SS se propaga através de estruturas cilíndricas com raio inferior a 3° , o ponto onde se detectará a maior amplitude da perturbação do tempo de percurso não é na estação simetricamente posicionada entre a estrutura perturbada e a fonte, como previsto pela teoria do raio (linha tracejada), mas sim na estação logo abaixo do ponto de reflexão, independente da amplitude da anomalia de velocidade. Os efeitos das estruturas anômalas sobre a amplitude da SS são complexos, como podemos observar

nas colunas 3 e 4 da Figura 4.1. Para estruturas com redução de velocidade, observa-se efeitos de focagem até 10° antes da estação simétrica (localizada a 110° da fonte). Entre 10° antes da estação simétrica e 10° depois, há uma redução devido a efeitos de desfocagem. Após esse intervalo, começa a aumentar novamente. Para estruturas com perturbações de velocidade positiva (coluna 4), observa-se, aproximadamente, um efeito oposto, mas não simétrico, ao observado para estruturas com perturbações de velocidade negativa.

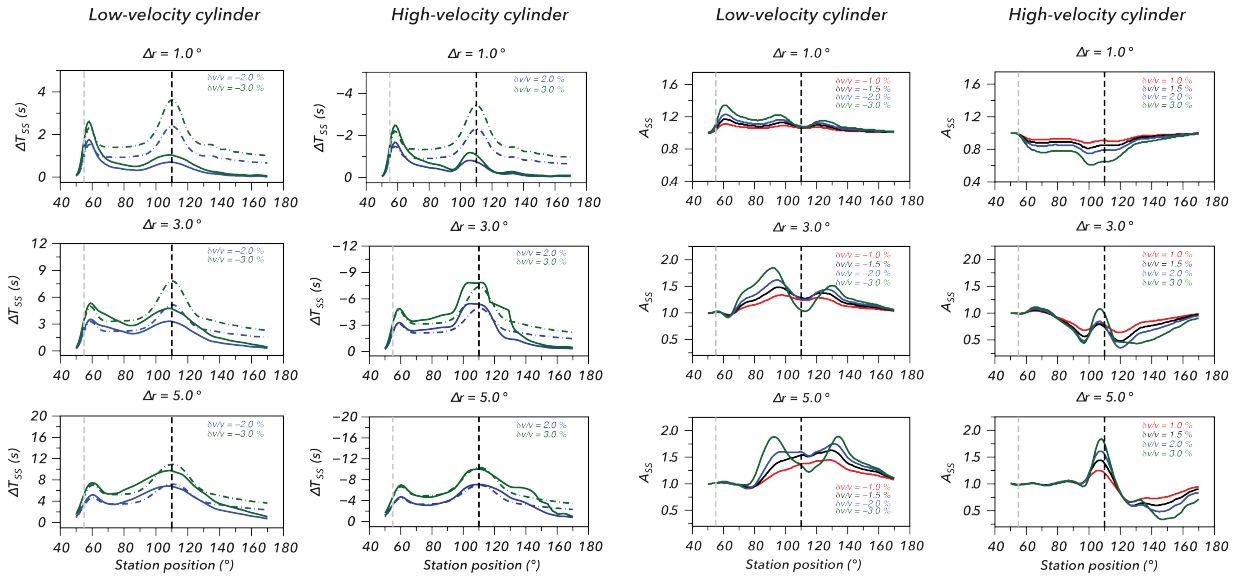


Figura 4.1: Perturbações de tempo de percurso ΔT e razões de amplitude A para a fase SS (ao longo eixo y) versus a posição das estações (ao longo do eixo x) em intervalos de 1° a partir da distância epicentral 0 (fonte, estrela amarela) até a distância 180° (posição da última estação) (veja a Figura 2.2). Os valores representados pelas linhas contínuas foram obtidos a partir da correlação cruzada entre as formas de ondas sintéticas (PREM) e as perturbadas pelos cilindros de velocidade anômala. As linhas pontilhadas nos gráficos das duas primeiras colunas representam estimativas obtidas a partir da teoria do raio. As linhas pontilhadas verticais representam a posição do cilindro (linha cinza) e da estação em 110° (linha preta) a partir da fonte.

As Figuras 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7 e 4.8 apresentam anomalias de tempo de percurso para as fases SS, S400S e S670S em função da posição da estação na superfície. As figuras permitem comparar as anomalias de tempo obtidas a partir da correlação cruzada (linha contínua) entre as formas de onda calculadas para o modelo de Terra padrão (PREM) e do modelo com estruturas anômalas de velocidade com o método SEM e a partir da teoria do Raio (linha pontilhada). As linhas pontilhadas verticais representam a posição do cilindro (linha vermelha) e da estação teórica de máxima sensibilidade (linha preta) a partir da fonte. Em ambos os casos, os cilindros com anomalias de velocidades têm raios variando

entre 0.5° e 5° e as anomalias entre 0.5% e 4% .

Considerando as anomalias de tempo medidas por correlação cruzada, observamos uma anomalia de tempo para estações logo abaixo das anomalias de velocidade e nas estações no ponto médio entre evento e estação (reflexão da SS e suas precursoras, portanto região de máxima sensibilidade). Entretanto, ao aumentarmos o raio do cilindro com anomalia de velocidade, a anomalia de tempo é também registrada pelas estações entre o cilindro e região de máxima sensibilidade, o que mostra que há grande sensibilidade para anomalias de velocidade de raios maiores que 1° . Anomalias de velocidade para estruturas menores ($r < 1^\circ$) não são bem detectadas devido ao efeito de wavefront healing, que faz com que as irregularidades na frente de onda por efeitos de focagem se desfaçam mais rapidamente se a anomalia de velocidade for de uma estrutura menor e estiver bem distante do receptor (a difração não é observada), entretanto esse efeito é menor ou praticamente inexistente para anomalias de maior comprimento de onda (> 1000 km). Percebemos que o comportamento das anomalias de tempo em função da estação é bastante similar não importa a fase. No entanto, é importante notar que as anomalias de tempo são mais pronunciadas na região de máxima sensibilidade para SS do que para suas precursoras. Isso se deve pelo ângulo de incidência das precursoras, ligeiramente menos inclinado (entre 0.5° e 1°) que da SS, que faz com que o caminho percorrido dentro da anomalia seja menor e a sensibilidade a ela seja reduzida.

Ao compararmos as anomalias de tempo calculadas pelos dois métodos, a teoria do raio mostra picos na estação de máxima sensibilidade, mesmo para cilindros com raios pequenos, tanto para a SS quanto para as precursoras, diferentemente das obtidas por correlação. Isso mostra que a teoria do raio não consegue prever o efeito de wavefront healing, presente em situações reais. As medidas obtidas por correlação cruzada, que utilizam formas de ondas obtidas pela equação de movimento resolvida numericamente e, assim, contém todos os efeitos de frequência finita, evidenciam portanto uma importante limitação da teoria do raio: não modelar apropriadamente fenômenos de difração.

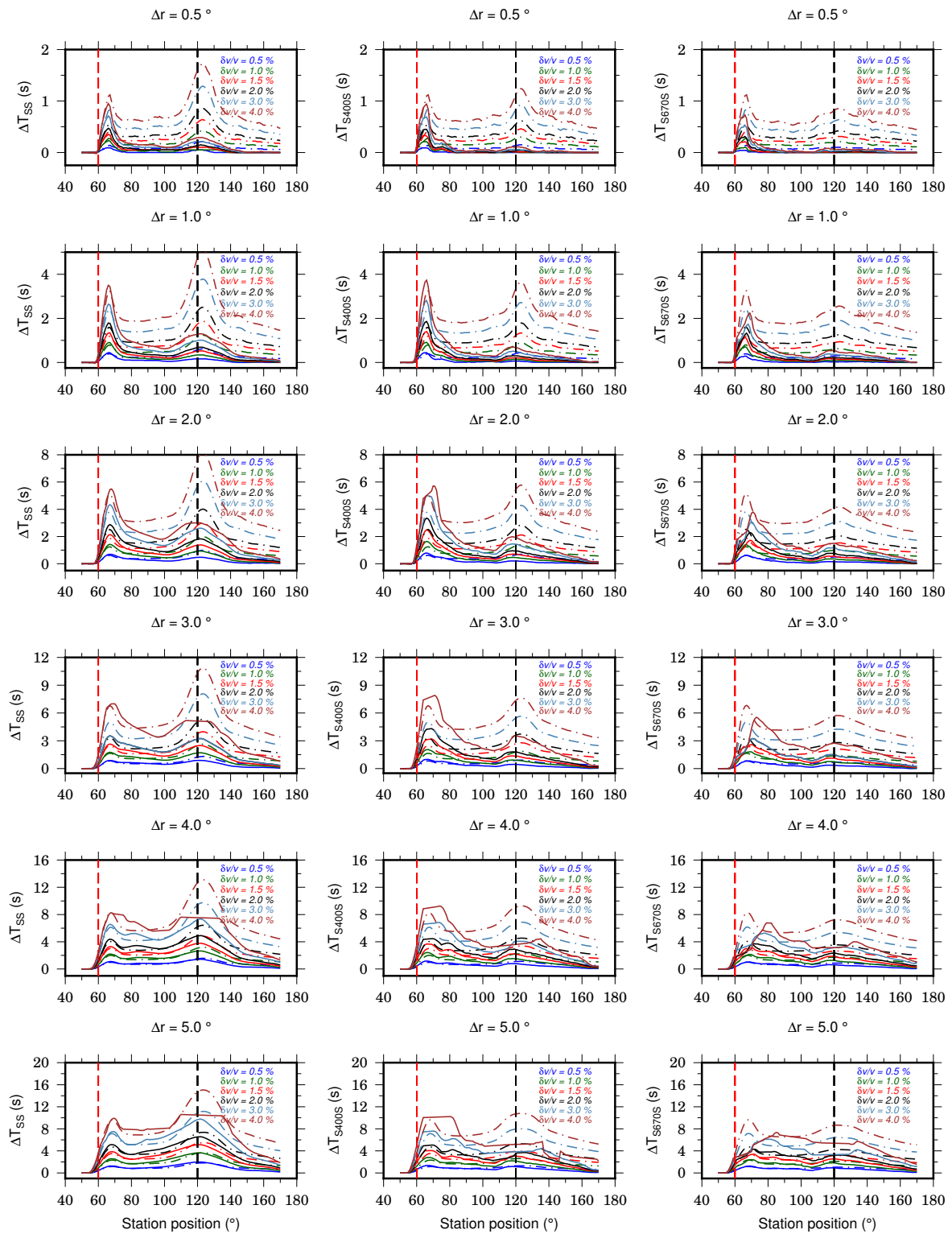


Figura 4.3: Comparação entre correlação cruzada das anomalias calculadas pela teoria do raio (linha contínua) e SEM (linha tracejada) para estação com máxima sensibilidade a 120°.

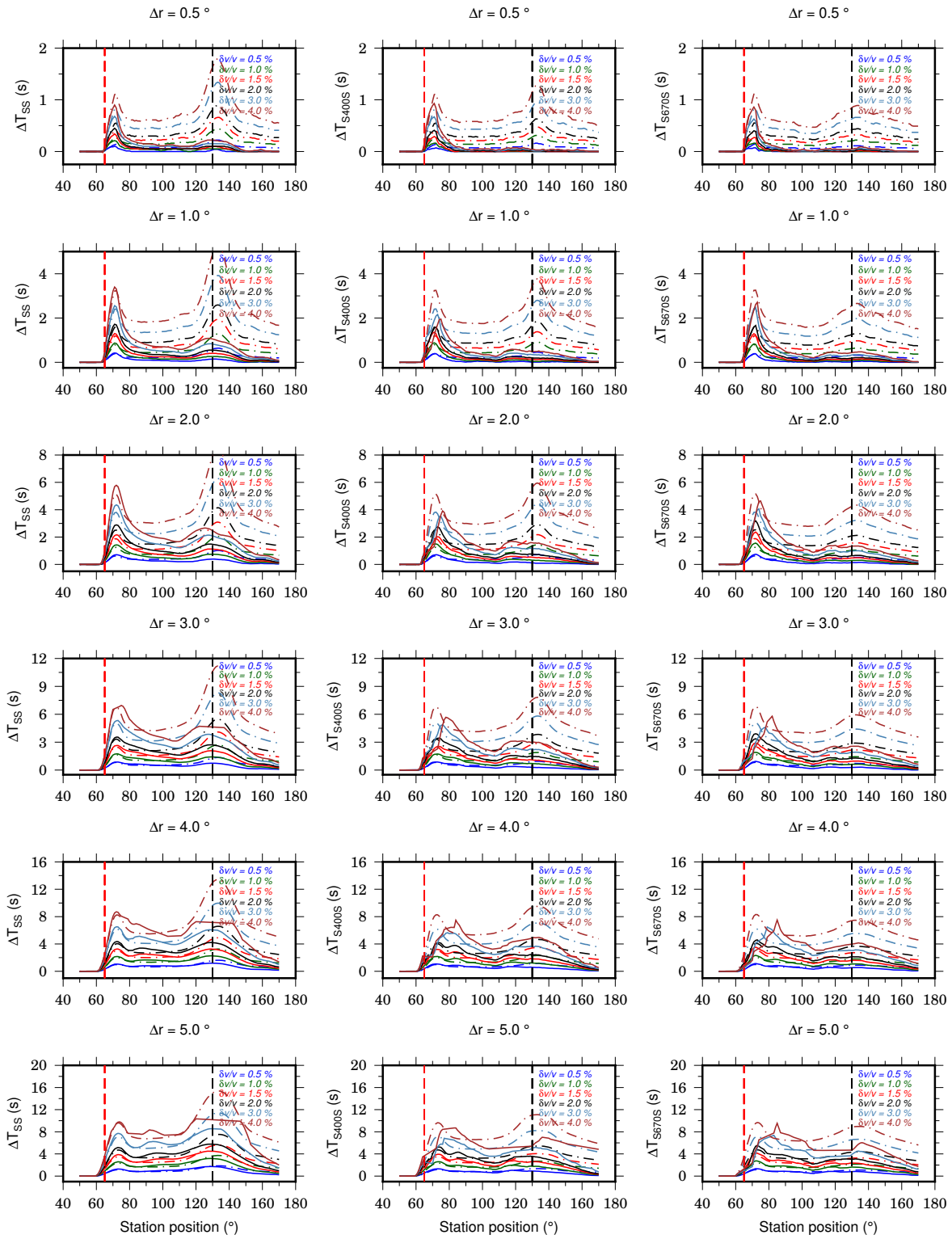


Figura 4.4: Comparação entre correlação cruzada das anomalias calculadas pela teoria do raio (linha contínua) e SEM (linha tracejada) para estação com máxima sensibilidade a 130° .

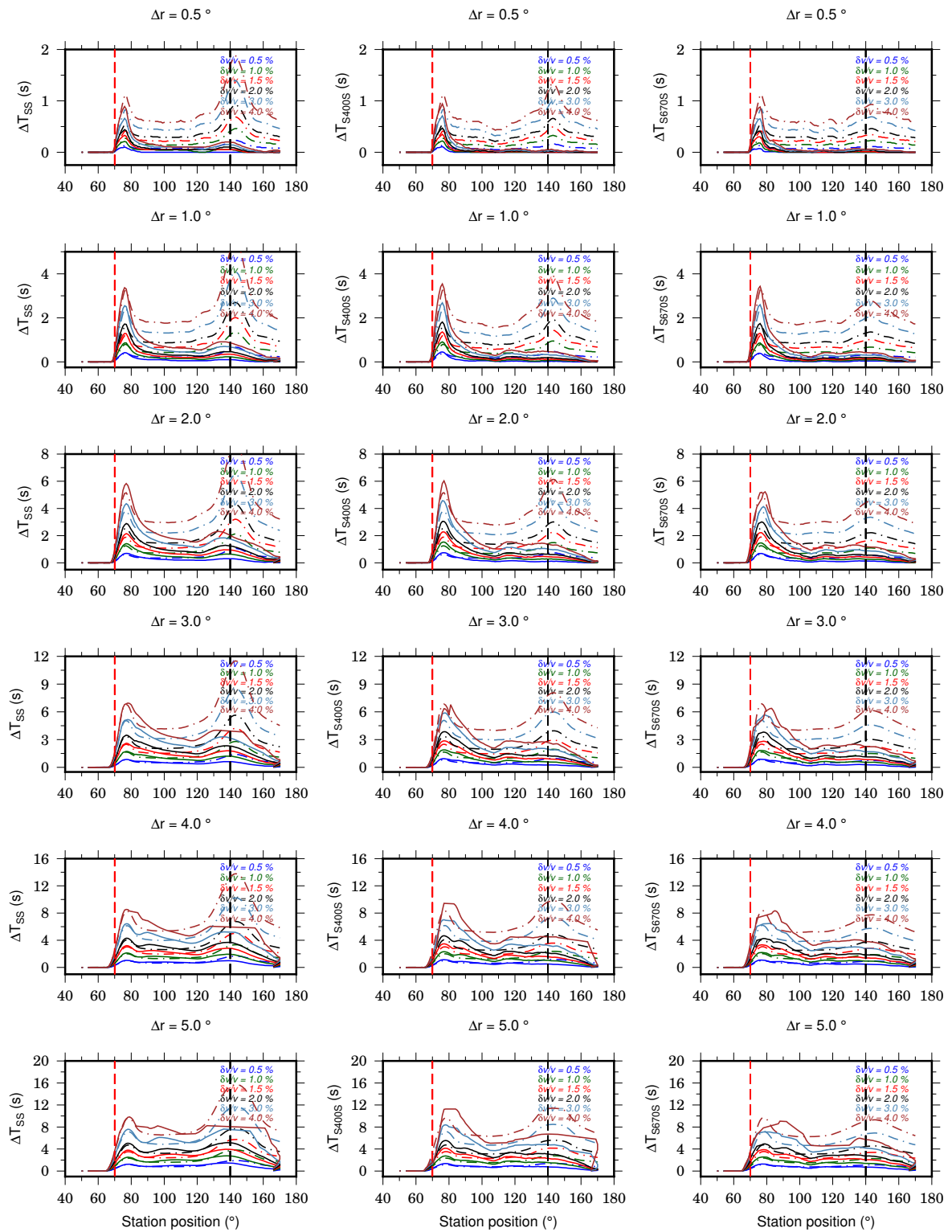


Figura 4.5: Comparação entre correlação cruzada das anomalias calculadas pela teoria do raio (linha contínua) e SEM (linha tracejada) para estação com máxima sensibilidade a 140°.

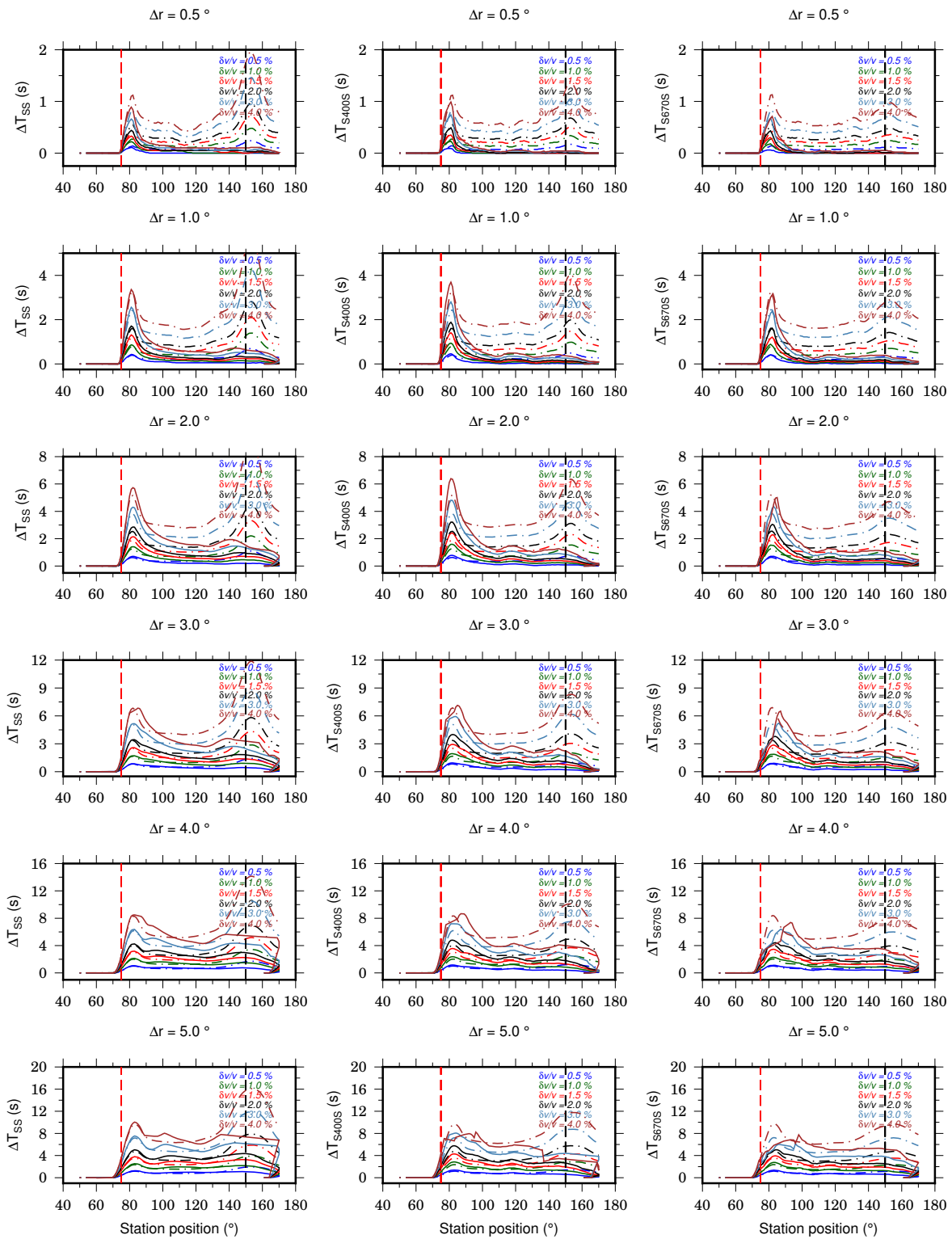


Figura 4.6: Comparação entre correlação cruzada das anomalias calculadas pela teoria do raio (linha contínua) e SEM (linha tracejada) para estação com máxima sensibilidade a 150° .

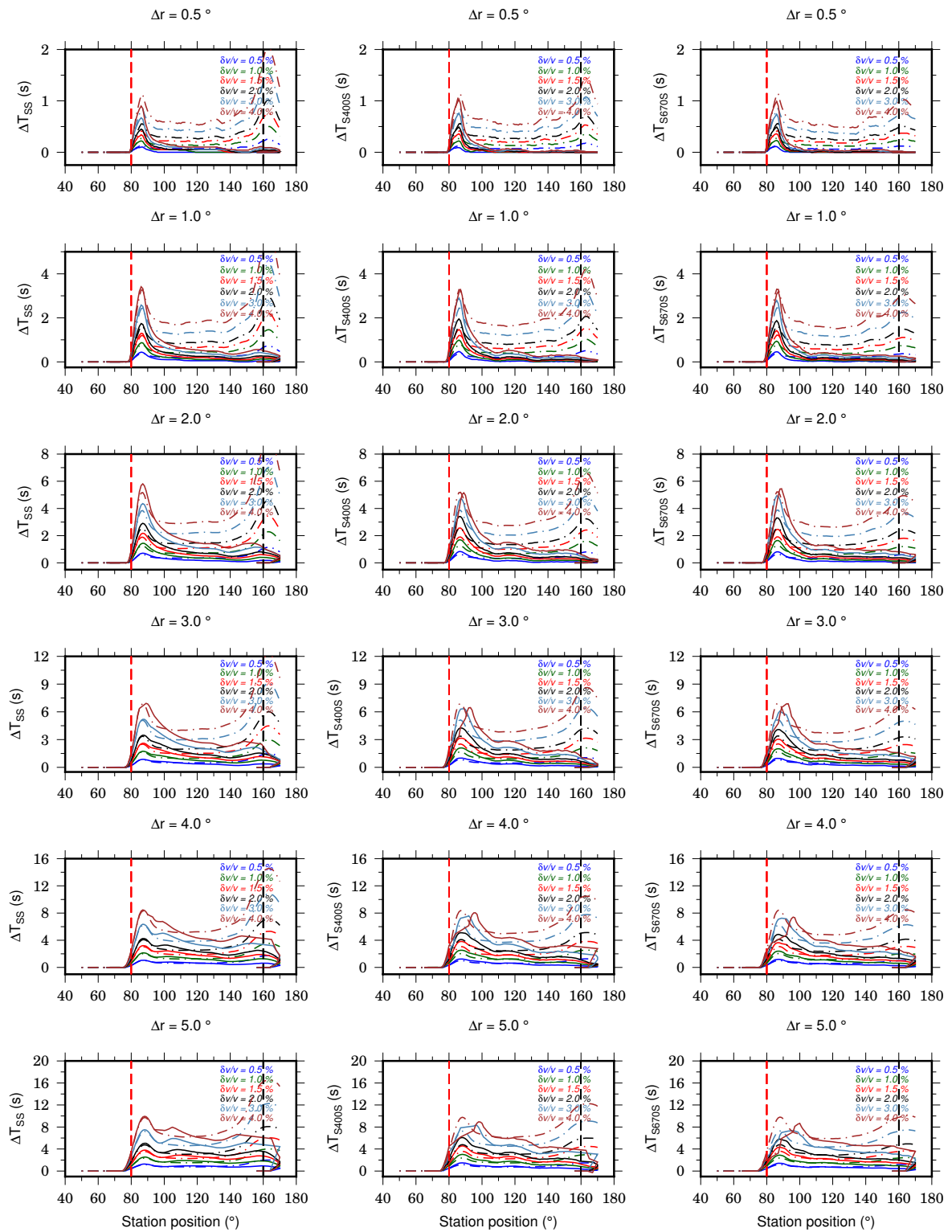


Figura 4.7: Comparação entre correlação cruzada das anomalias calculadas pela teoria do raio (linha contínua) e SEM (linha tracejada) para estação com máxima sensibilidade a 160° .

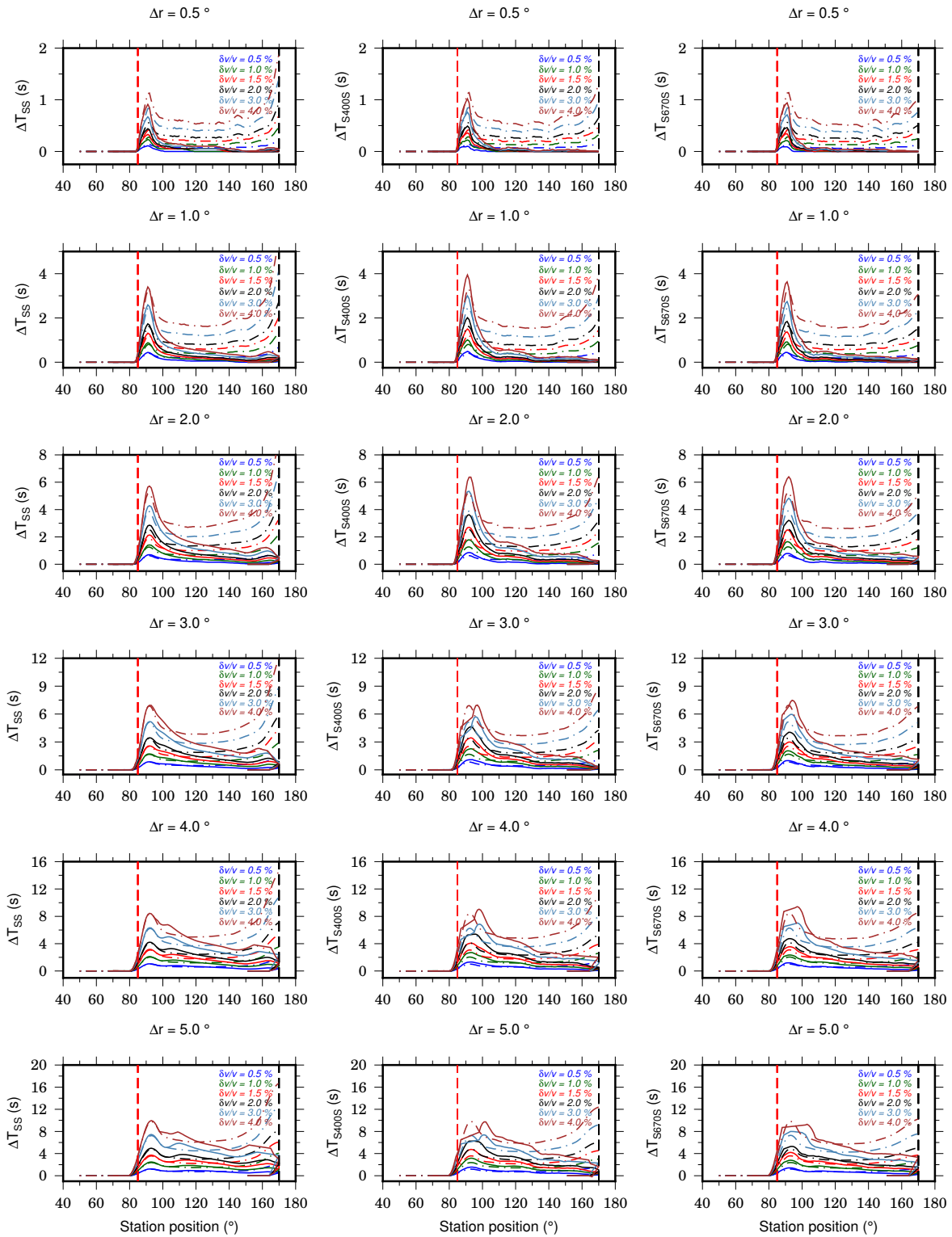


Figura 4.8: Comparação entre correlação cruzada das anomalias calculadas pela teoria do raio (linha contínua) e SEM (linha tracejada) para estação com máxima sensibilidade a 170° .

4.2 Avaliação global da SS e suas precursoras com modelos globais de tomografia

Realizamos, inicialmente, uma análise utilizando as formas de onda calculadas para o modelo S20RTS. A Figura 4.9 mostra mapas de anomalias de ΔT_{UM} e ΔT_{TZ} com tempos de percurso calculados em relação ao modelo PREM, na coluna do meio, pela teoria do raio. Essas anomalias são representadas por δT_{UM}^{1D} e δT_{TZ}^{1D} . Como a simulação realizada assume que não há variações na topografia das descontinuidades de 410 km e 660 km para o modelo S20RTS, as variações de grande amplitude de δT_{UM}^{1D} e δT_{TZ}^{1D} refletem as variações de heterogeneidade de velocidade da onda S a 100km e 600km de profundidade, conforme os mapas da primeira coluna da Figura 4.9. As variações de δT_{UM}^{1D} possuem, em geral, variações de maior amplitude do que as observadas no mapa de variações δT_{TZ}^{1D} . O mapa de δT_{UM}^{1D} também exibe estruturas de comprimento de onda mais longo porque as heterogeneidades de velocidade da onda S no manto superior são relativamente mais fortes e extensas. δT_{UM}^{1D} representa o tempo de percurso integrado verticalmente através do manto superior. Consequentemente, as dorsais e continentes se destacam como anomalias de tempo de percurso com valores positivos e negativos, respectivamente. As variações de δT_{TZ}^{1D} se correlacionam com a estrutura de velocidade da onda S na zona de transição. Apresenta valores negativos abaixo da parte leste do Pacífico, América do Sul, Atlântico central e ao longo da costa atlântica da África, onde a velocidade da onda S dentro da zona de transição é relativamente alta. A Figura 4.9 também apresenta em sua terceira coluna mapas de variações ΔT_{UM} e ΔT_{TZ} em relação aos tempos de percursos previstos para o modelo S20RTS, determinados pela teoria do raio. Essas anomalias são representadas por δT_{UM}^{3D} e δT_{TZ}^{3D} . Como as formas de ondas são calculadas para a mesma estrutura de velocidade, ou seja, para o modelo S20RTS, na segunda coluna, não é surpreendente que as variações δT_{UM}^{3D} e δT_{TZ}^{3D} sejam significativamente menores do que as variações apresentadas nos mapas de δT_{UM}^{1D} e δT_{TZ}^{1D} . No entanto, os valores diferentes de zero nos mapas de δT_{UM}^{3D} e δT_{TZ}^{3D} indicam que os cálculos de tempos de percurso teóricos para SS através da teoria do raio são imprecisos (como já ilustrado na Figura 3.3) e que erros nos cálculos de tempo de chegada produzem anomalias de tempo de percurso que não se correlacionam com a estrutura de velocidade do modelo S20RTS. Além disso, a variação pico-a-pico em δT_{TZ}^{3D} é apenas um fator de dois menor do que a variação de pico-a-pico em δT_{TZ}^{1D} . Se essas análises

se aplicam a outros modelos tomográficos, a resposta não é óbvia. Conforme ilustrado na Figura 1.4, a estrutura de velocidade estimada dentro da zona de transição varia significativamente entre os vários grupos de pesquisa. O mapeamento depende dos conjuntos de dados escolhidos com diferentes sensibilidade e resolução da zona de transição. As correções de tempo de percurso dependem dos modelos tomográficos, que diferem significativamente para a zona de transição. Abaixo, apresentaremos a análise de como as Figuras 3.3 e 4.9 dependem do modelo tomográfico escolhido.

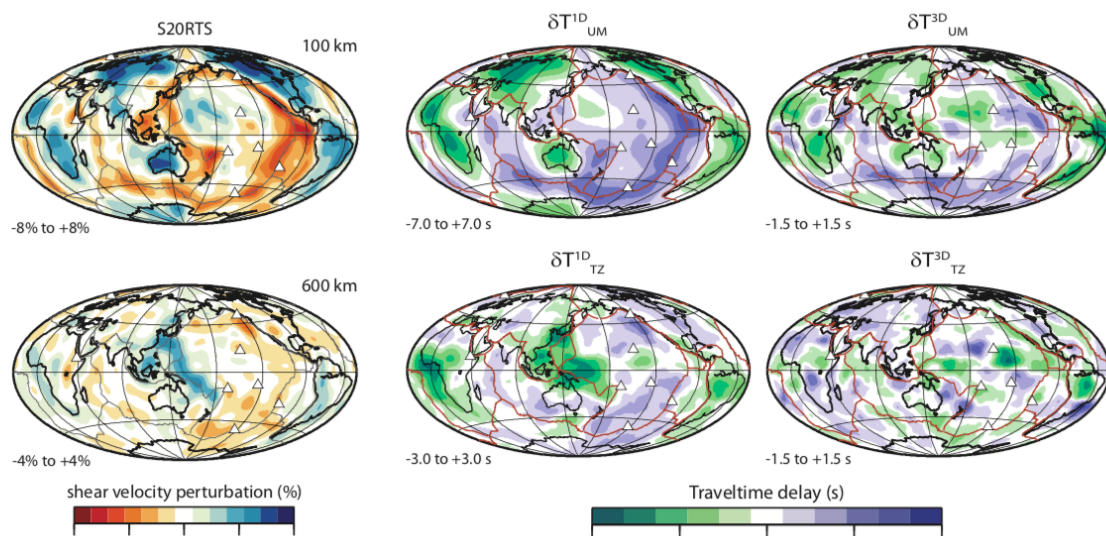


Figura 4.9: (à esquerda) Mapas das variações percentuais de velocidade da onda S a uma profundidade de (topo) 100 km e (parte inferior) 600 km para o modelo S20RTS. A variação total é de -8% a + 8% para 100 km e -4% a + 4% para 600 km. (meio) Mapas com tempos anômalos de percurso (superior) SS-S410S e (inferior) S410S-S660S em relação ao modelo PREM, denotadas por δT_{1D} , conforme obtido por empilhamento dos sismogramas sintéticos. (à direita) O mesmo que os mapas no painel do meio, exceto que os tempos anômalos, representados por δT_{3D} , são agora obtidos pelas previsões de tempo feitas com a teoria do raio para o modelo S20RTS.

As anomalias de velocidade foram calculadas conforme descrito em no Capítulo 2. Como os resultados para os modelos com correção de velocidade pelos modelos de tomografia serão comparados com o modelo PREM, justamente para medir a influência das referidas correções, mostramos abaixo os resultados para esse modelo.

Inicialmente, mostramos os mapas obtidos quando se consideram os tempos de percurso do PREM para o alinhamento das fases no empilhamento, para as discontinuidades (400 e 670 km) e para a ZTM (Figura 4.10 e 4.11). Posteriormente, mostramos o mesmo mapa, porém com a correção da estrutura de velocidade crosta pelo CRUST2.0 aplicada antes do

empilhamento (Figuras 4.12 e 4.13).

Observamos uma marcante diferença entre áreas continentais e oceânicas, com anomalias de tempo positiva para as áreas continentais e negativa para as oceânicas, para ambas precursoras (S400S e S670S). Isso ocorre pela maior espessura da crosta continental. Ainda, observamos um maior comprimento de onda para os Himalaias e em algumas zonas de subducção.

Também observamos as anomalias de tempo com amplitude predominantemente de $\pm 2s$ para o mapa com correção da crosta e $\pm 6s$ para os demais, isso mostra a melhora dos resultados quando consideramos a influência da crosta. Portanto, considerar os efeitos da velocidade da estrutura da crosta causam uma suavização expressiva no comprimento de onda dos mapas. No entanto, vemos que não é possível retirar o efeito da estrutura de velocidade da crosta levando com tempo modelados pela teoria do raio.

Em relação à ZTM, observa-se que as anomalias de tempo estão bem próximas de zero, o que é o desejável. Há apenas algumas anomalias próximas de -1 nos polos e de 1 no equador, porém pontos esparsos. O problema, nesse caso, é que só obtemos um mapa de espessura da zona de transição, perdendo a referência da profundidade das descontinuidades da ZTM e da variação desse valor.

Os resultados dos mapas de anomalias de velocidade para os modelos tomográficos são mostrados nos próximos sub tópicos, subdivididos em duas partes, sem (Seção 3.2.1) e com (Seção 3.2.2) as correções de velocidade dos respectivos modelos tomográficos.

4.2.1 Sem correções de velocidade

As anomalias de velocidade 1D (δT^{1D}) mostram os resultados com o empilhamento das formas de onda sem a realização de correções pelos modelos de tomografia com a teoria do raio, para vermos o quanto a não correção por modelos tomográficos influencia na obtenção de mapas da topografia da zona de transição. Os resultados para o modelo S40RTS são mostrados nas Figuras 4.14 (descontinuidades de 400 e 670 km) e 4.15 (ZTM), para o modelo SGLOBE-rani são mostrados nas Figuras 4.16 (descontinuidades de 400 e 670 km) e 4.17 (ZTM) e para o modelo TX2015 são mostrados nas Figuras 4.18 (descontinuidades de 400 e 670 km) e 4.19 (ZTM).

4.2.2 Com correções de velocidade

As anomalias de velocidade 3D (δT^{3D}) mostram os resultados obtidos quando o empilhamento é realizado após a aplicação das correção de velocidade com modelos de tomografia utilizando a teoria do raio. Se a correção realizada com a teoria do raio estiver correta, espera-se que anomalias de tempo sejam zero (ou muito próximas de zero). Os resultados para o modelo S40RTS são mostrados nas Figuras 4.20 (descontinuidades de 400 e 670 km) e 4.21 (ZTM), para o modelo SGLOBE-rani são mostrados nas Figuras 4.22 (descontinuidades de 400 e 670 km) e 4.23 (ZTM) e para o modelo TX2015 são mostrados nas Figuras 4.24 (descontinuidades de 400 e 670 km) e 4.25 (ZTM).

Posteriormente, mostramos as mesmas estruturas, porém com correção da Crosta pelo Crust 2.0. Os resultados para o modelo S40RTS são mostrados nas Figuras 4.26 (descontinuidades de 400 e 670 km) e 4.27 (ZTM), para o modelo SGLOBE-rani são mostrados nas Figuras 4.28 (descontinuidades de 400 e 670 km) e 4.29 (ZTM) e para o modelo TX2015 são mostrados nas Figuras 4.30 (descontinuidades de 400 e 670 km) e 4.31 (ZTM).

4.2.3 Discussões

Observamos que, mesmo com a correção realizada levando-se em consideração a estrutura de velocidade do modelo CRUST2.0 com a teoria do raio, a influência da crosta ainda é muito perceptível nas topografias de 400 e 670. Já para a zona de transição, onde calculamos a diferença entre as chegadas em cada topografia, essa influência se cancela e não observamos uma interferência evidente da crosta. Notamos, ainda, uma redução de um fator 2 na anomalia de de tempo com correções 3D, se comparada com a anomalia de tempo levando em consideração tempo de percurso de modelos 1D, o que é compatível com estudos citados na bibliografia.

As precursoras percorrem um caminho similar, passando pelo manto superior, zona de transição e manto inferior. Já a SS tem um caminho de percurso que passa mais pelo manto superior. As anomalias de velocidade para a onda S no manto superior podem ser superiores a 8%, bem maior do que na zona de transição e no manto inferior. Além disso, ao percorrerem a crosta, as precursoras têm um ângulo de partida muito alto, a SS tem um ângulo menor e, por isso, sofre mais influência da crosta. A SS percorre quatro vezes a crosta (ao descer, duas vezes ao refletir na superfície e uma ao ser registrado na estação),

enquanto as precursoras passam duas vezes (ao descer e ao subir). Isso é relevante, pois a anomalia de velocidade para a onda S na crosta é podem ser superiores a 10%. Por isso vemos diferenças de tempo relativamente grandes para anomalias entre SS e suas precursoras e próximas a zero para anomalias entre as duas precursoras.

A correção de crosta realizada com o modelo CRUST2.0 é mais relevante nas anomalias de tempo entre SS e suas precursoras, não sendo relevante para as anomalias entre as duas precursoras, ou seja, para determinação da espessura da ZTM. Isso demonstra que a crosta não influencia nessa determinação, uma vez que o caminho de ambas é muito similar.

As anomalias de tempo 1D (δT_{400}^{1D} , δT_{670}^{1D} e $\delta T_{400-670}^{1D}$) mostram grandes comprimentos de onda com alta amplitude, o que demonstra que há uma inacurácia grande quando realizamos o empilhamento sem levar em consideração a correção da estrutura de velocidade dos modelos de tomografia. Já as anomalias 3D (δT_{400}^{3D} , δT_{670}^{3D} e $\delta T_{400-670}^{3D}$) mostram mapas com menor amplitude, mas ainda incapazes de corrigir perfeitamente o efeito da estrutura de velocidade. As amplitudes de ± 6 s para ΔT_{400}^{1D} e ΔT_{670}^{1D} e ± 2 s para $\Delta T_{400-670}^{1D}$ são comparáveis aos obtidos por Bai et al. (2012). Portanto, as anomalias de tempo significativas teriam muita influência na determinação da topografia das descontinuidades (400 e 670 km), embora seja possível determinar a espessura da ZTM de maneira razoavelmente precisa.

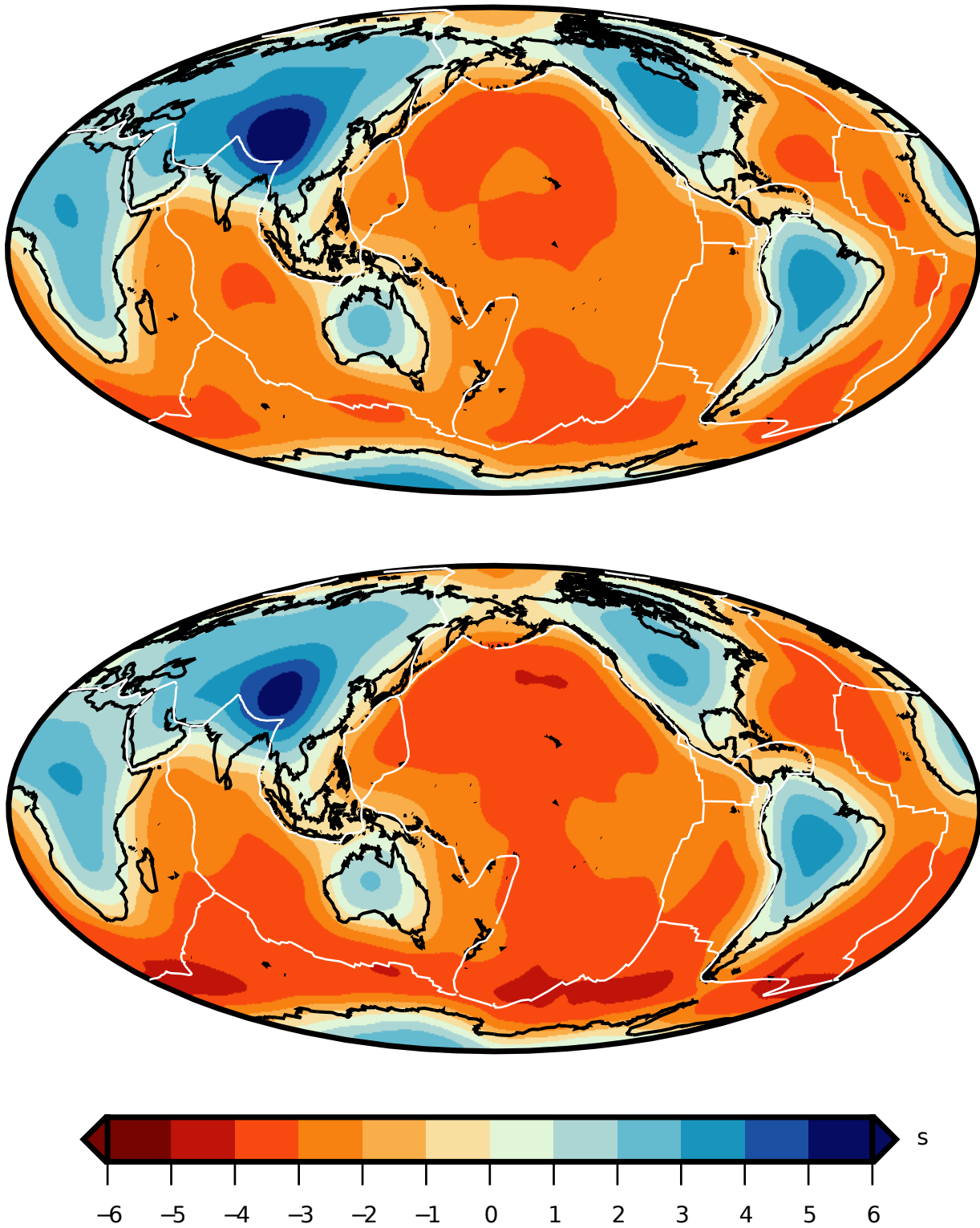


Figura 4.10: Anomalias de tempo 1D para as discontinuidades de 400 km e 670 km para o modelo PREM. Acima - Anomalia de tempo 1D para SS-S400S (δT_{400}^{1D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S400S (ΔT_{400}); Abaixo - Anomalia de tempo 1D para SS-S670S (δT_{670}^{1D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S670S (ΔT_{670}).

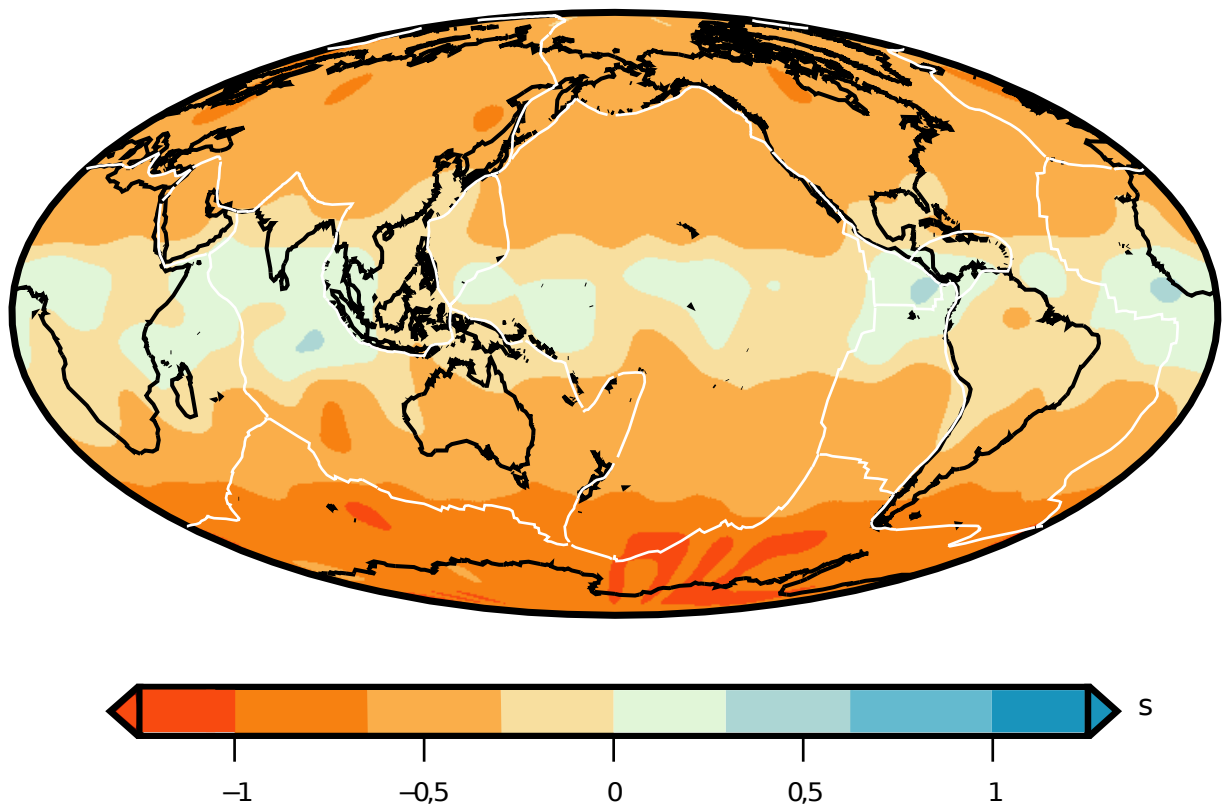


Figura 4.11: Anomalias de tempo 1D para a ZTM para o modelo PREM. Anomalia de tempo 1D para S670S-S400S ($\delta T_{400-670}^{1D}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada das precursoras S400S e S670S ($\Delta T_{400-670}$).

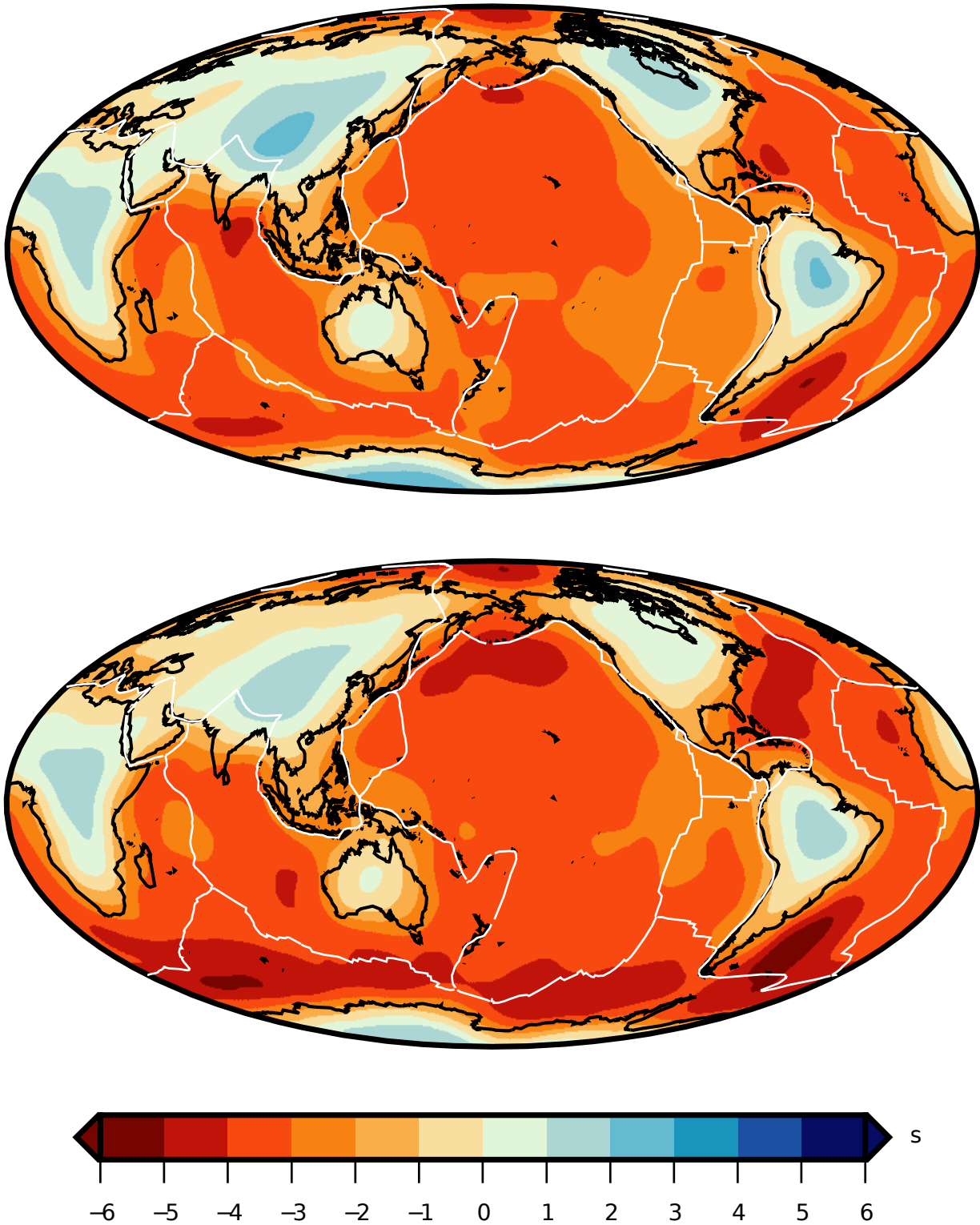


Figura 4.12: Anomalias de tempo 1D para as discontinuidades de 400 km e 670 km para o modelo PREM com correção de crosta. Acima - Anomalia de tempo 1D para SS-S400S com correção de crosta ($\delta T_{400}^{1D+Crust2.0}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S400S (ΔT_{400}), ambos com correção de crosta; Abaixo - Anomalia de tempo 1D para SS-S670S com correção de crosta ($\delta T_{670}^{1D+Crust2.0}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S670S (ΔT_{670}), ambos com correção de crosta.

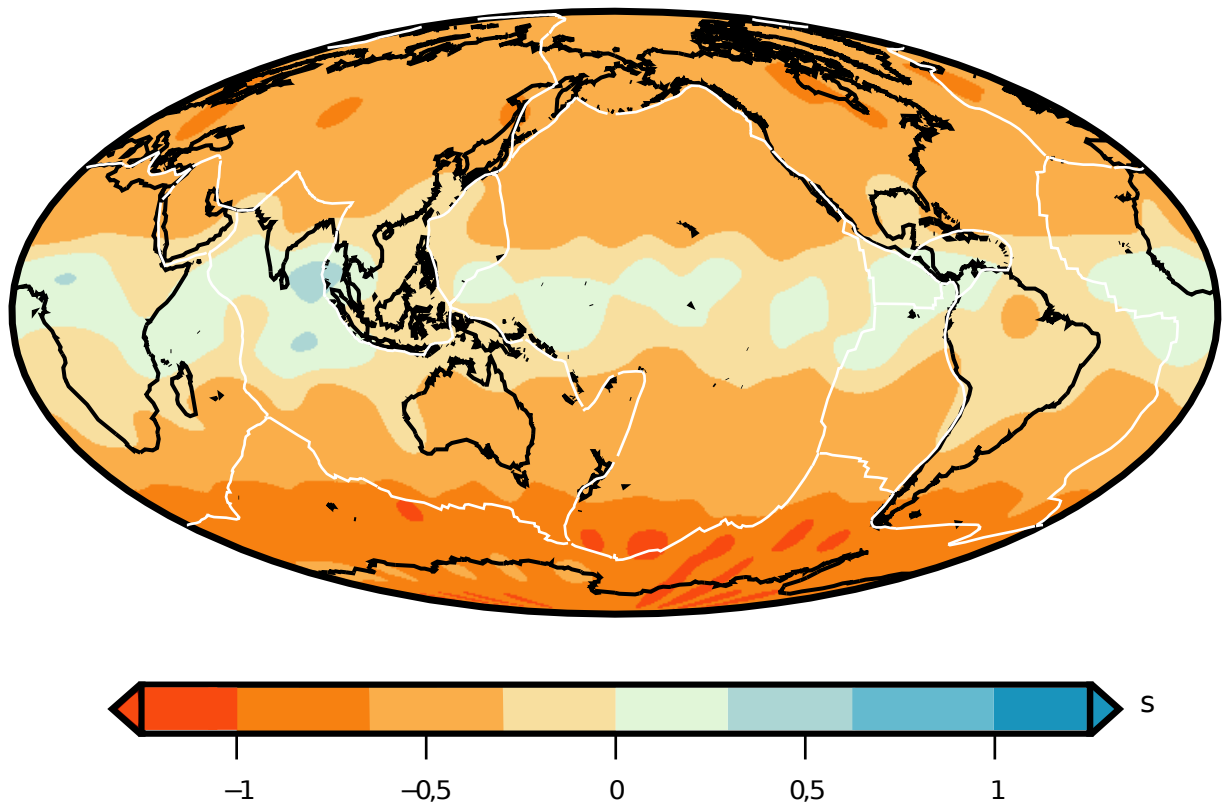


Figura 4.13: Anomalias de tempo 1D para a ZTM para o modelo PREM com correção de crosta. Anomalia de tempo 1D para S670S-S400S com correção de crosta ($\delta T_{400-670}^{1D}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada das precursoras S400S e S670S ($\Delta T_{400-670}$), ambos com correção de crosta.

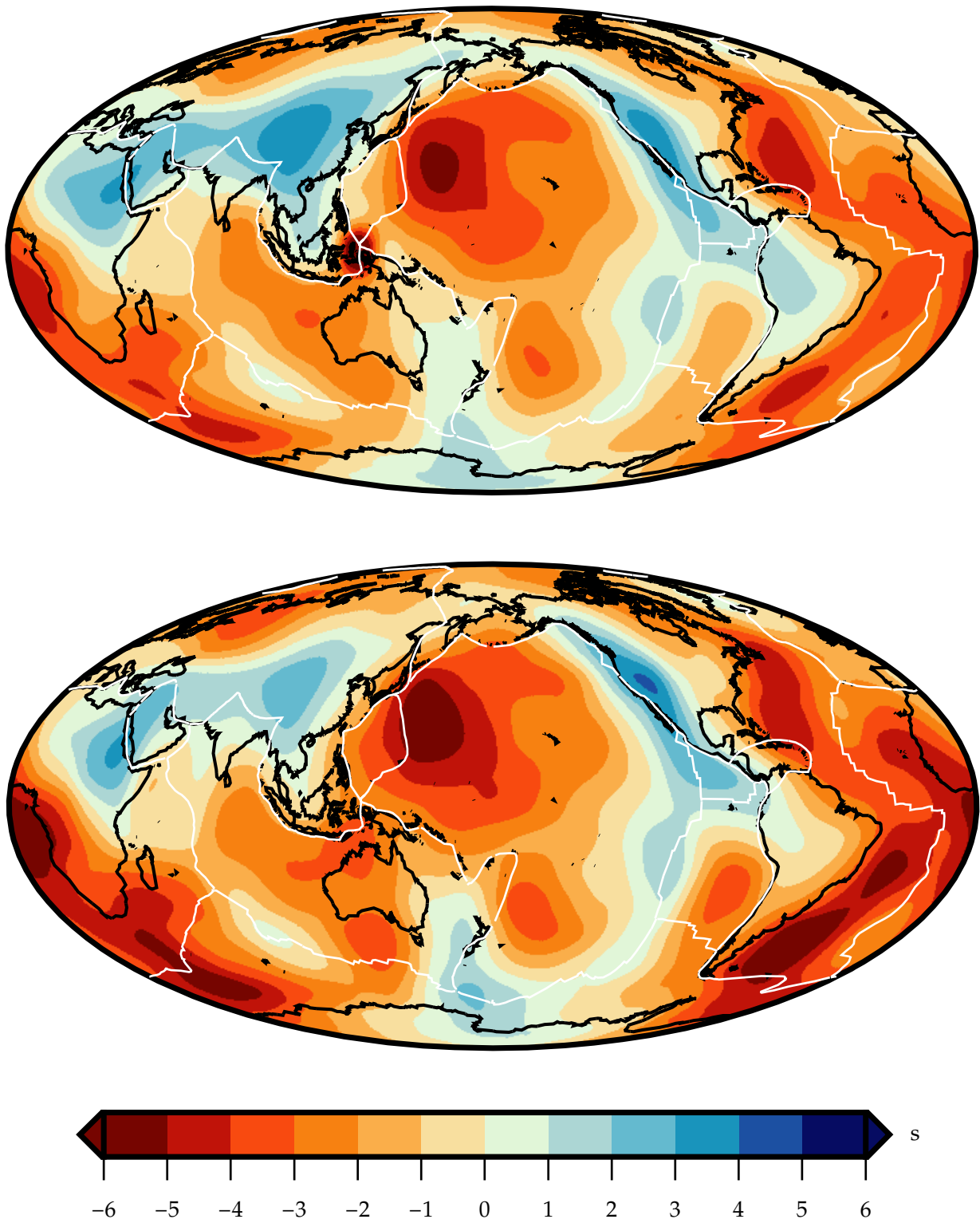


Figura 4.14: Anomalias de tempo 1D para as descontinuidades de 400 km e 670 km para o modelo S40RTS. Acima - Anomalia de tempo 1D para SS-S400S (δT_{400}^{1D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S400S (ΔT_{400}); Abaixo - Anomalia de tempo 1D para SS-S670S (δT_{670}^{1D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S670S (ΔT_{670}).

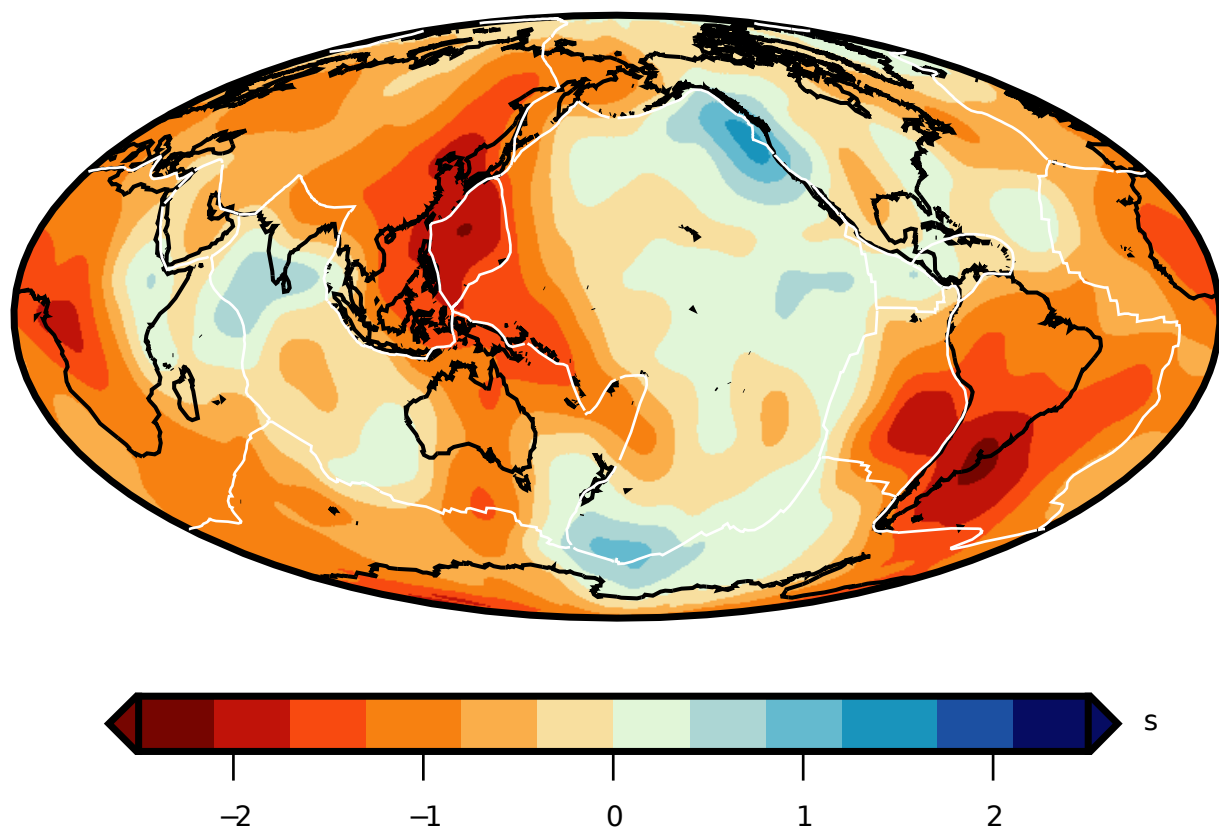


Figura 4.15: Anomalias de tempo 1D para a ZTM para o modelo S40RTS. Anomalia de tempo 1D para S670S-S400S ($\delta T_{400-670}^{1D}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada das precursoras S400S e S670S ($\Delta_{400-670}$).

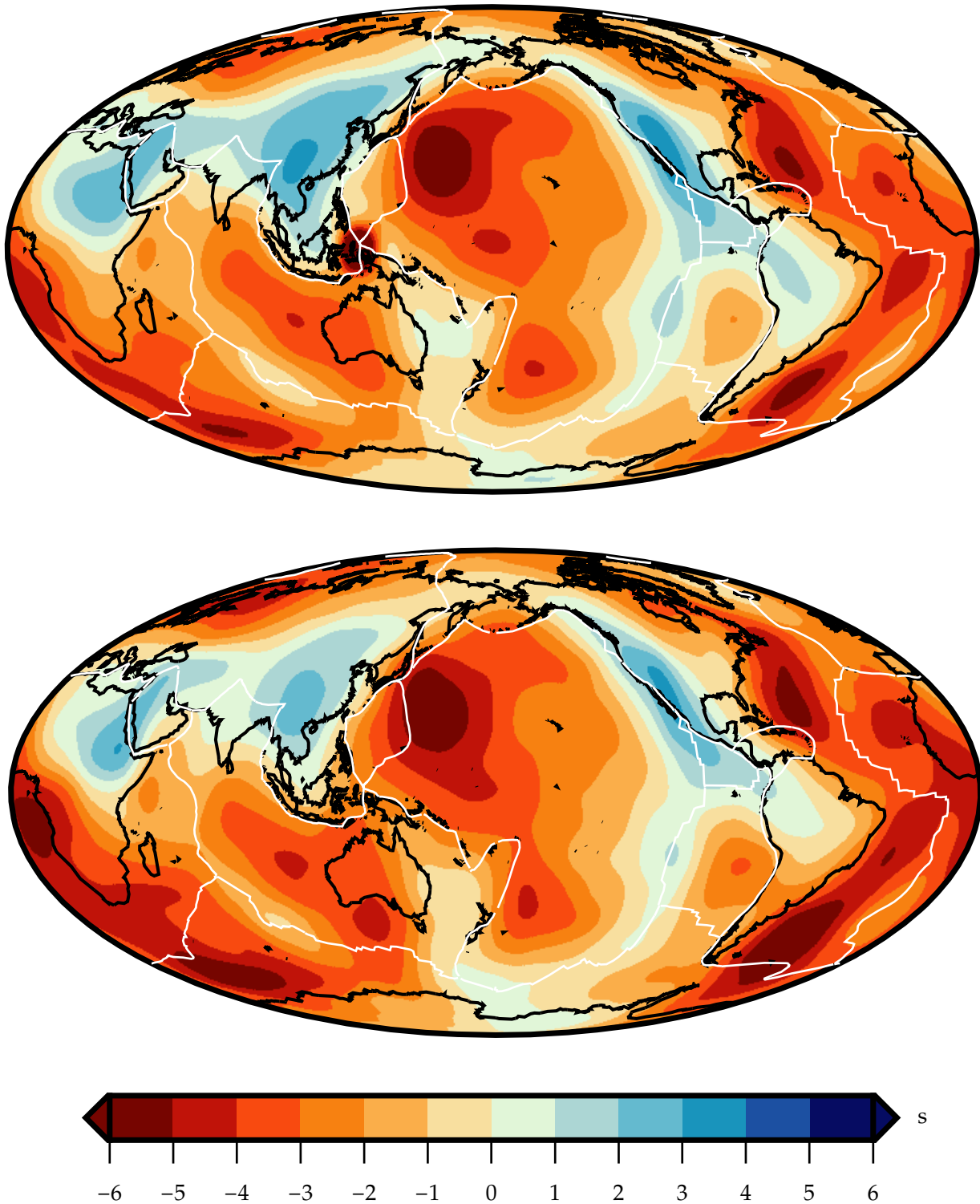


Figura 4.16: Anomalias de tempo 1D para as discontinuidades de 400 km e 670 km para o modelo SGLOBE-rani. Acima - Anomalia de tempo 1D para SS-S400S (δT_{400}^{1D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S400S (ΔT_{400}); Abaixo - Anomalia de tempo 1D para SS-S670S (δT_{670}^{1D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S670S (ΔT_{670}).

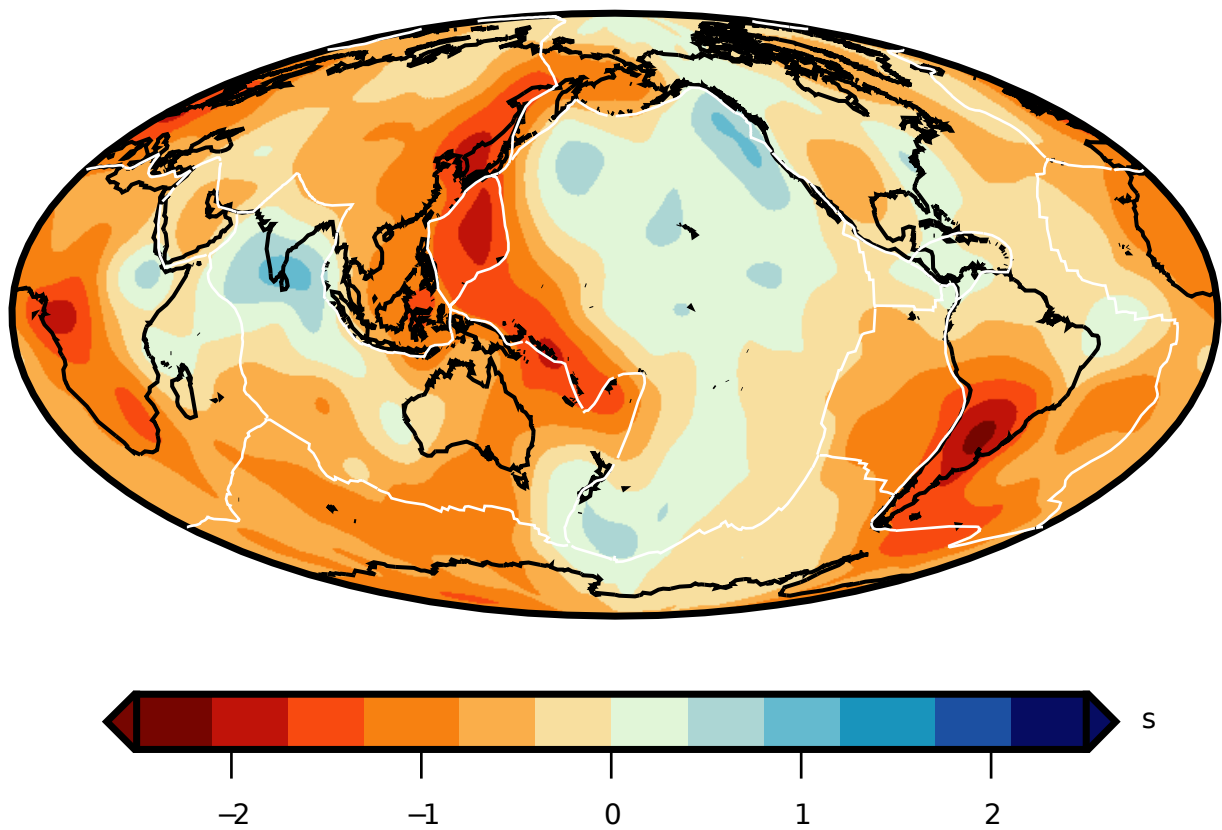


Figura 4.17: Anomalias de tempo 1D para a ZTM para o modelo SGLOBE-rani. Anomalia de tempo 1D para S670S-S400S ($\delta T_{400-670}^{1D}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada das precursoras S400S e S670S ($\Delta_{400-670}$).

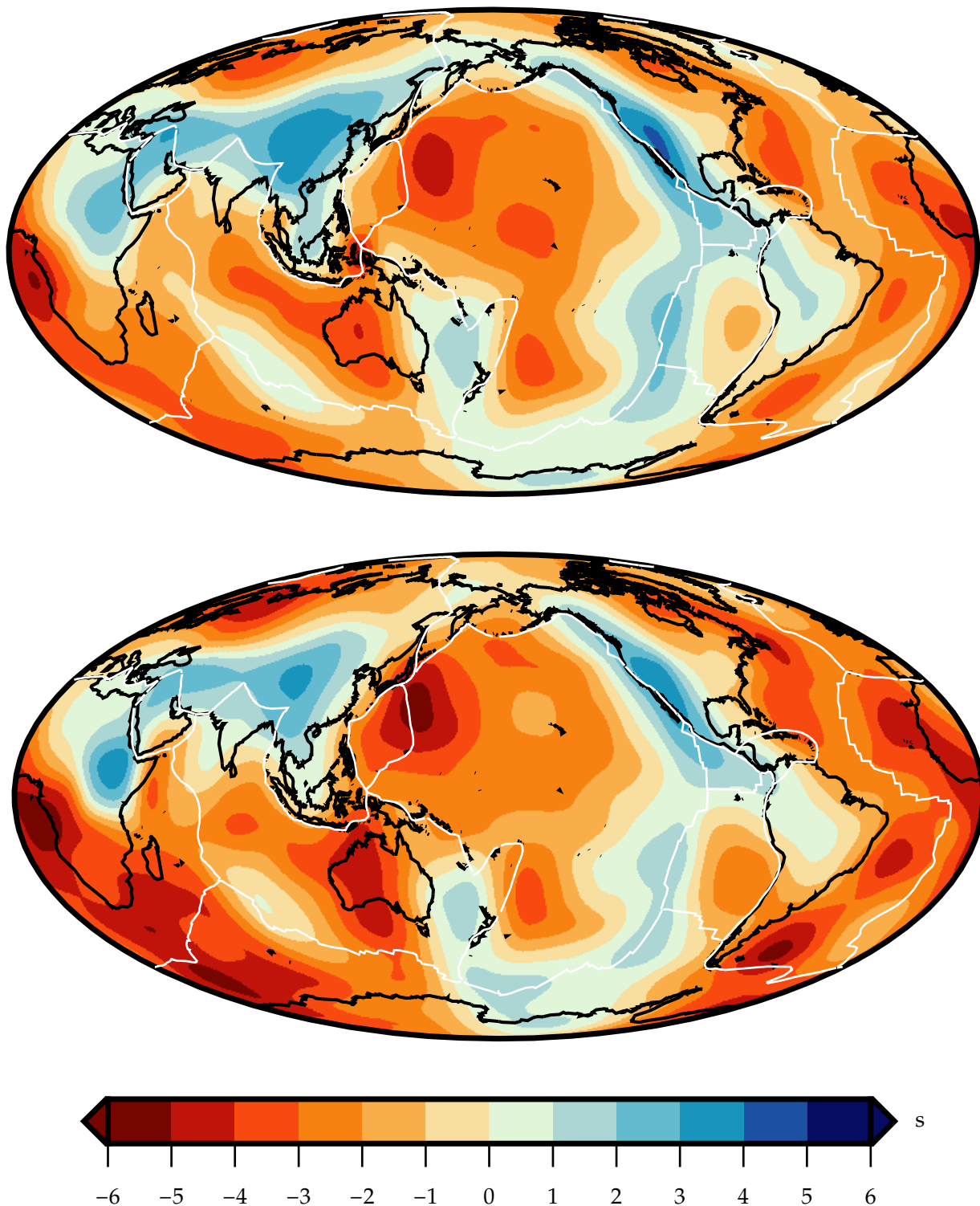


Figura 4.18: Anomalias de tempo 1D das discontinuidades de 400 km e 670 km para o modelo TX2015. Acima - Anomalia de tempo 1D para SS-S400S (δT_{400}^{1D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S400S (ΔT_{400}); Abaixo - Anomalia de tempo 1D para SS-S670S (δT_{670}^{1D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S670S (ΔT_{670}).

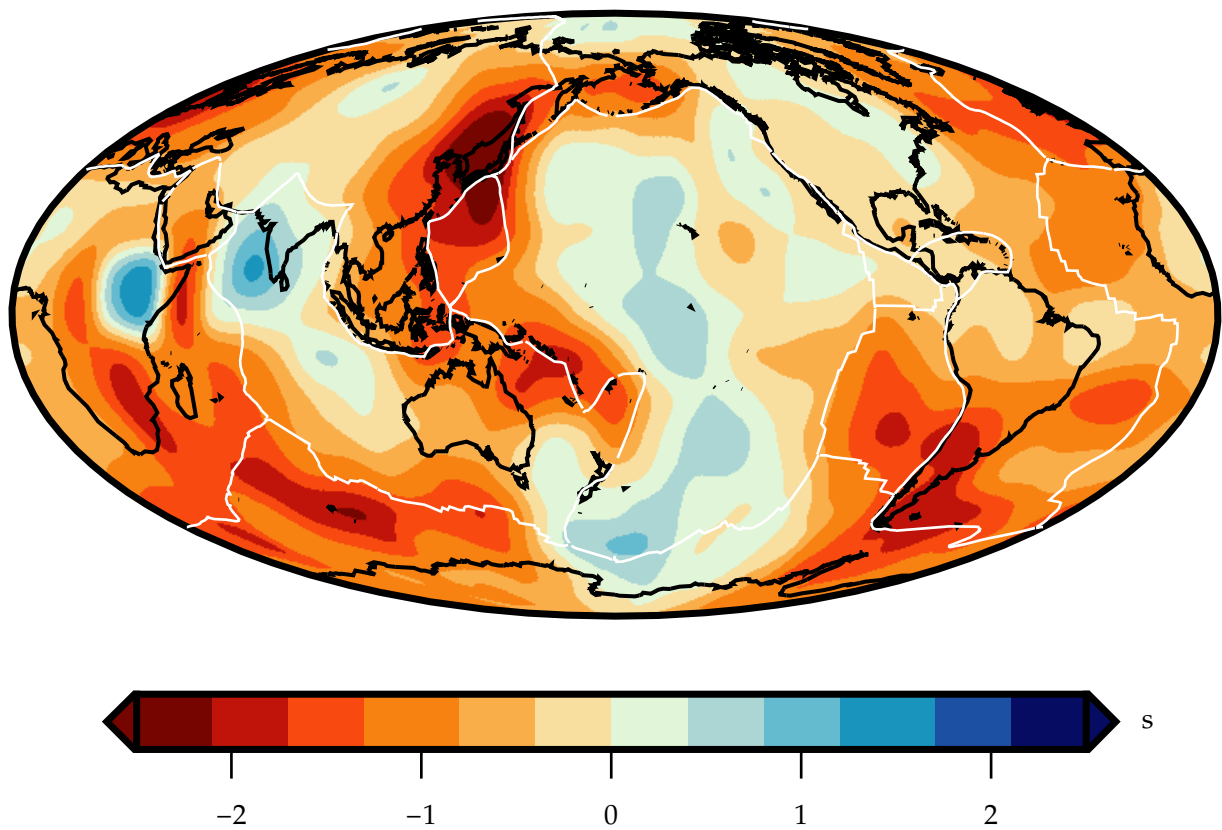


Figura 4.19: Anomalias de tempo 1D para a ZTM para o modelo TX2015. Anomalia de tempo 1D para S670S-S400S ($\delta T_{400-670}^{1D}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada das precursoras S400S e S670S ($\Delta_{400-670}$).

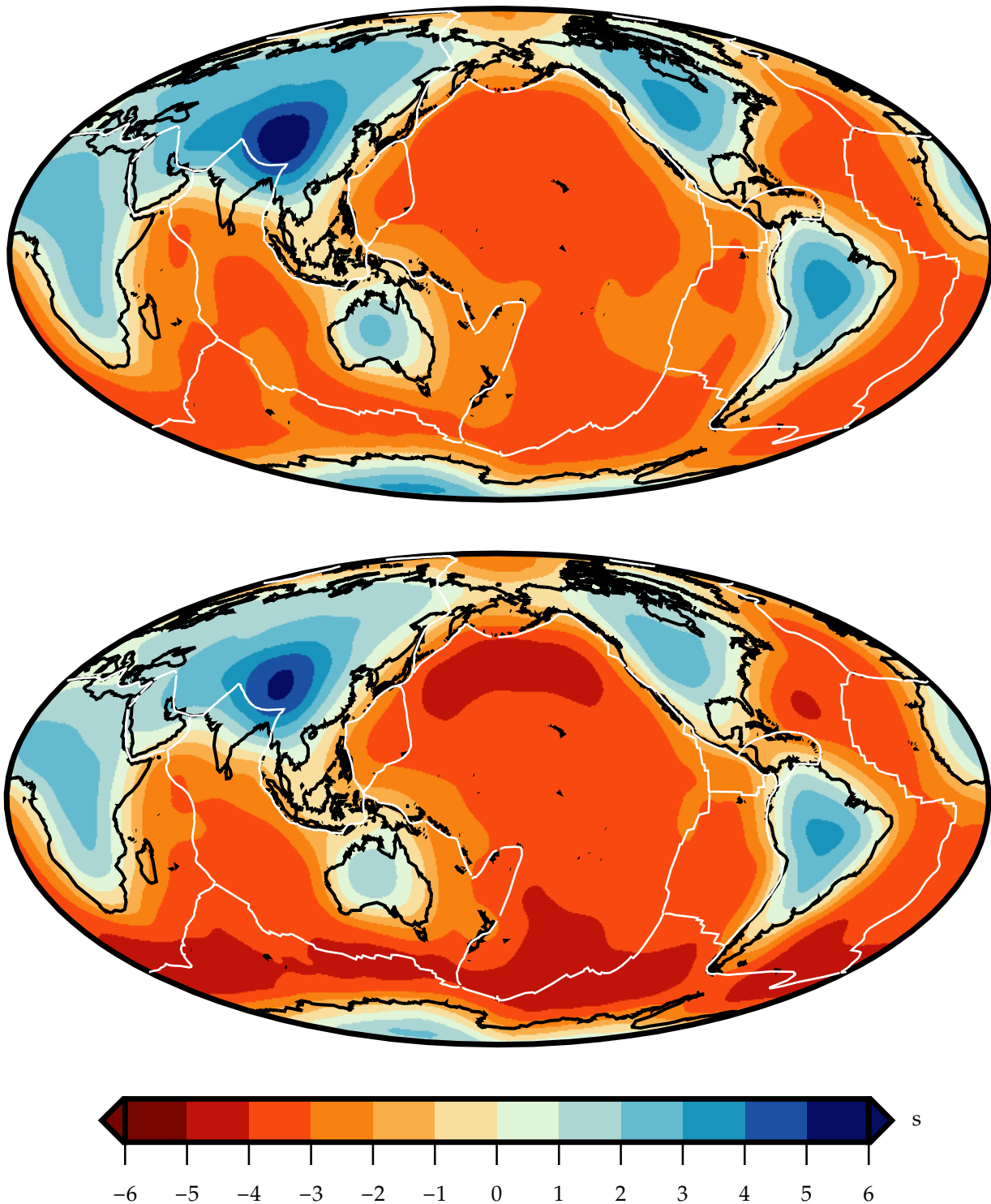


Figura 4.20: Anomalias de tempo 3D para as descontinuidades de 400 km e 670 km para o modelo S40RTS com correção de velocidade. Acima - Anomalia de tempo 3D para SS-S400S (δT_{400}^{3D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S400S (ΔT_{400}); Abaixo - Anomalia de tempo 3D para SS-S670S (δT_{670}^{3D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S670S (ΔT_{670}).

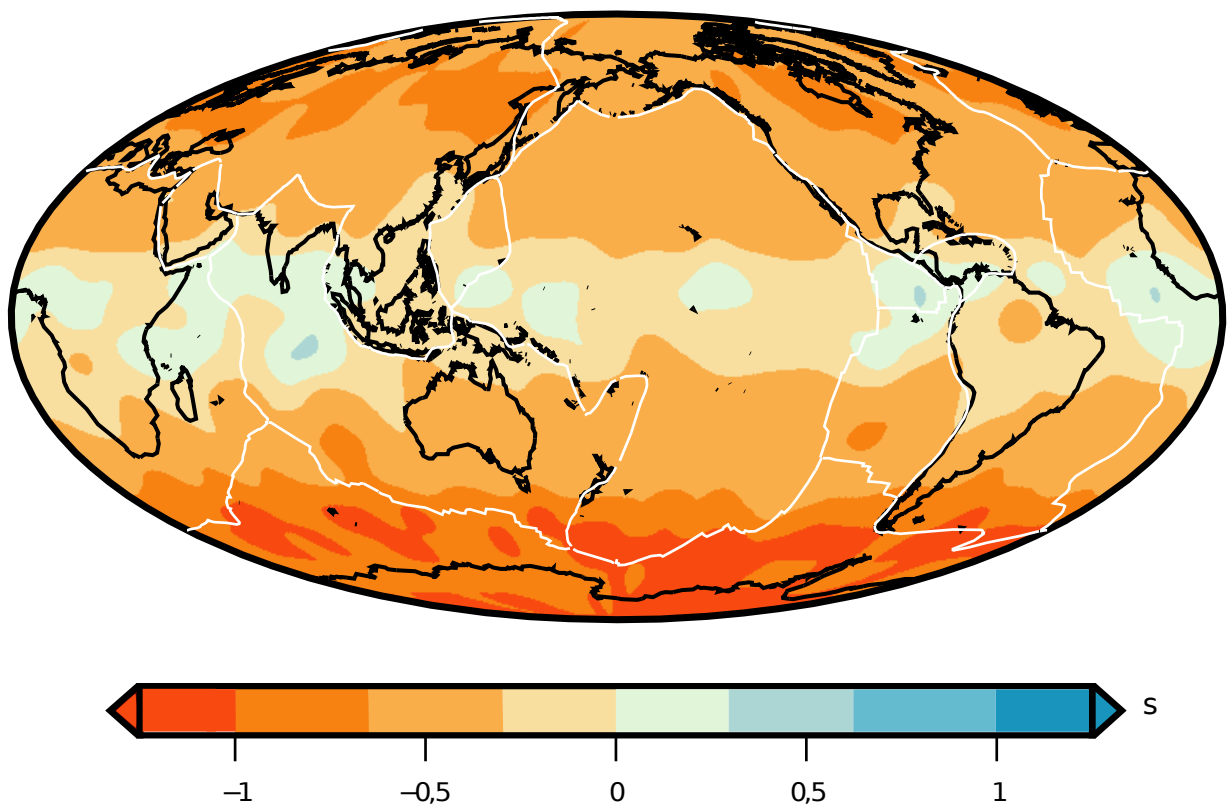


Figura 4.21: Anomalias de tempo 3D para a ZTM para o modelo S40RTS com correção de velocidade. Anomalia de tempo 3D para S670S-S400S ($\delta T_{400-670}^{3D}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada das precursoras S400S e S670S ($\Delta T_{400-670}$).

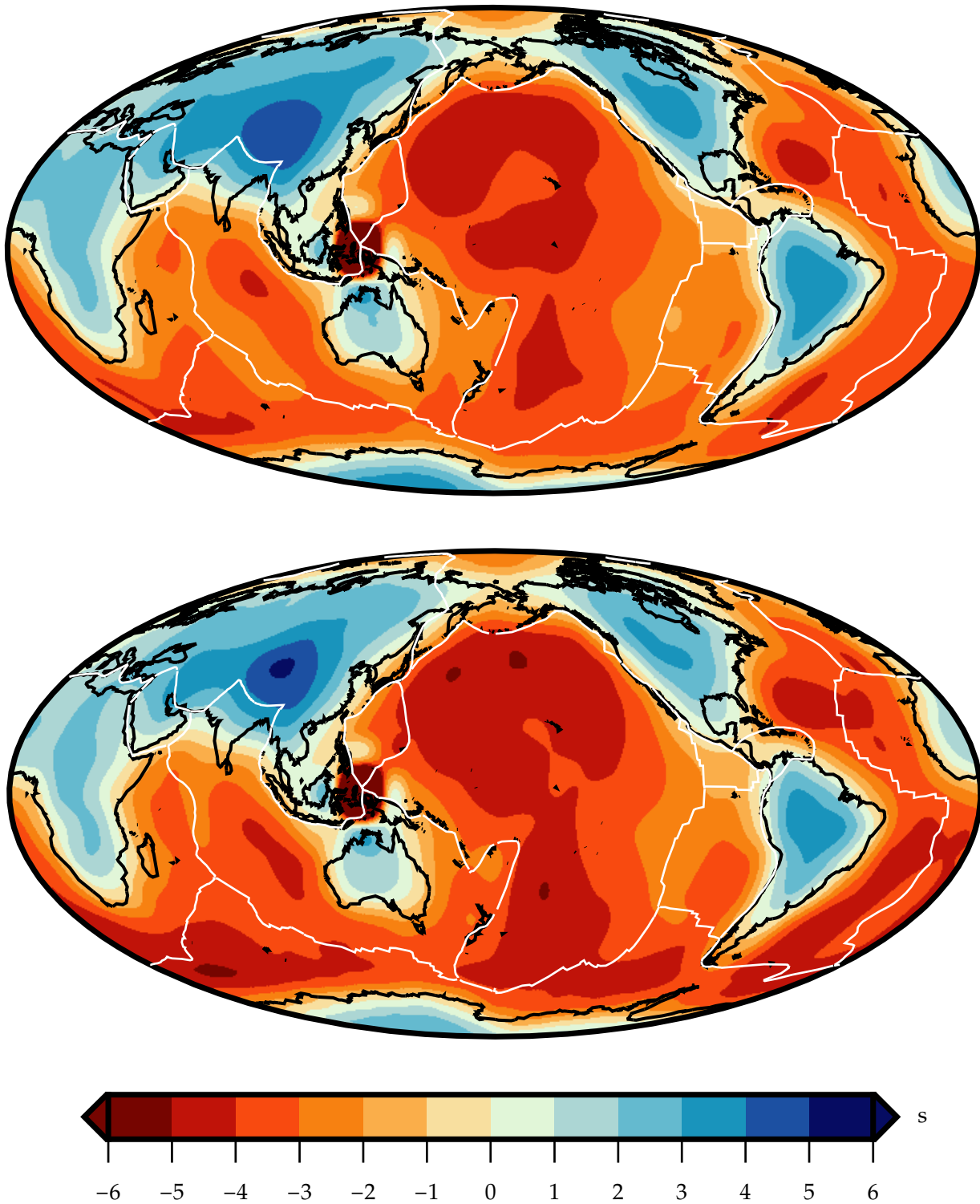


Figura 4.22: Anomalias de tempo 3D para as discontinuidades de 400 km e 670 km para o modelo SGLOBE-rani com correção de velocidade. Acima - Anomalia de tempo 3D para SS-S400S (δT_{400}^{3D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S400S (ΔT_{400}); Abaixo - Anomalia de tempo 3D para SS-S670S (δT_{670}^{3D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S670S (ΔT_{670}).

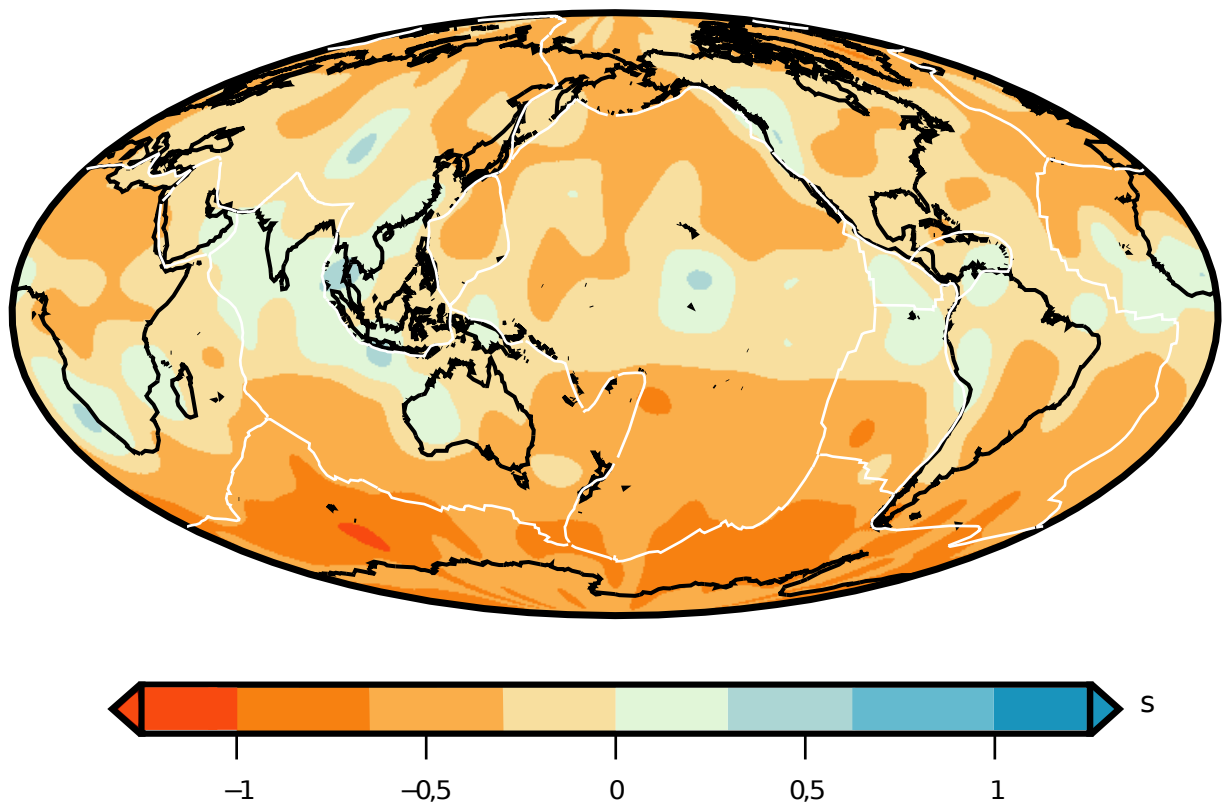


Figura 4.23: Anomalias de tempo 3D para a ZTM para o modelo SGLOBE-rani com correção de velocidade. Anomalia de tempo 3D para S670S-S400S ($\delta T_{400-670}^{3D}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada das precursoras S400S e S670S ($\Delta T_{400-670}$).

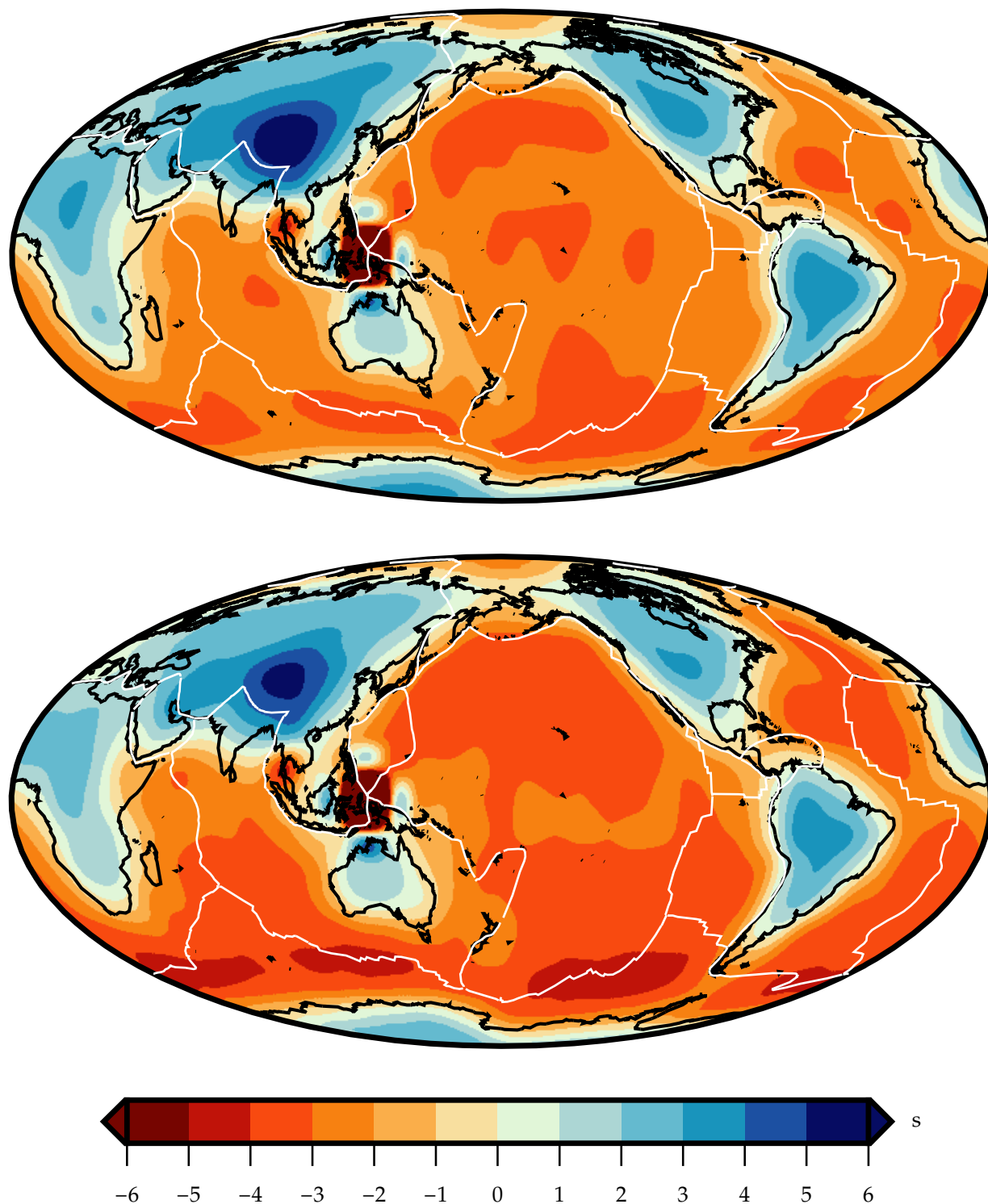


Figura 4.24: Anomalias de tempo 3D para as descontinuidades de 400 km e 670 km para o modelo TX2015 com correção de velocidade. Acima - Anomalia de tempo 3D para SS-S400S (δT_{400}^{3D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S400S (ΔT_{400}); Abaixo - Anomalia de tempo 3D para SS-S670S (δT_{670}^{3D}), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S670S (ΔT_{670}).

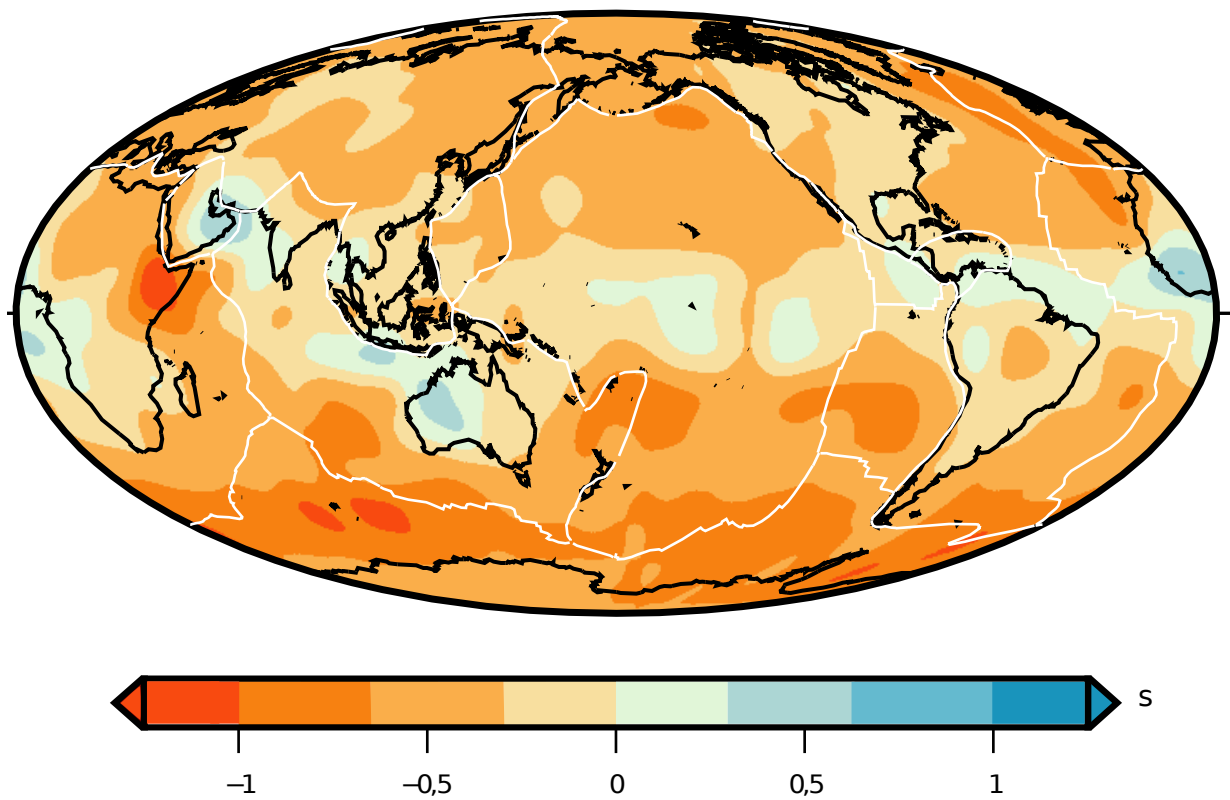


Figura 4.25: Anomalias de tempo 3D para a ZTM para o modelo TX2015 com correção de velocidade. Anomalia de tempo 3D para S670S-S400S ($\delta T_{400-670}^{3D}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada das precursoras S400S e S670S ($\Delta T_{400-670}$).

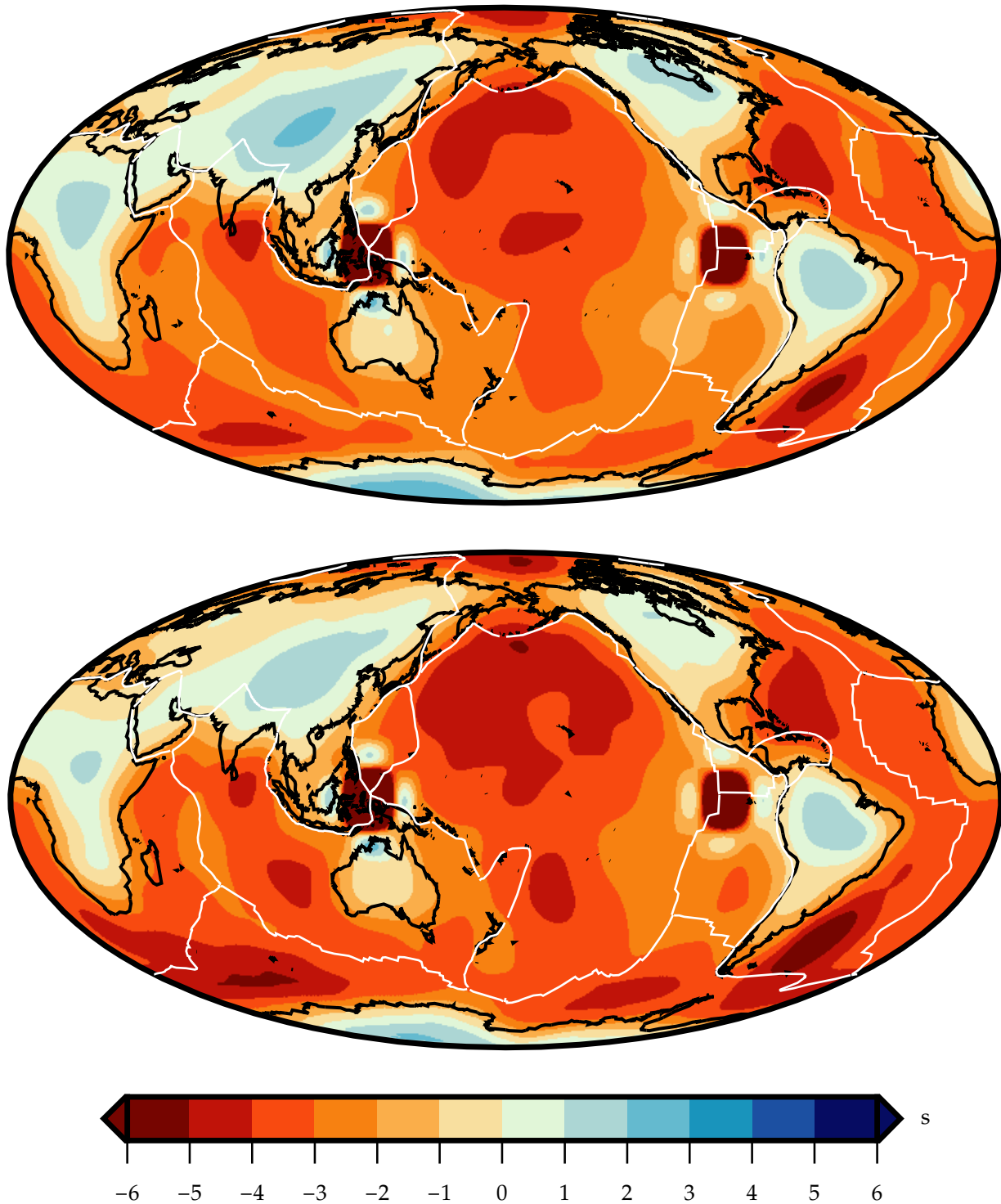


Figura 4.26: Anomalias de tempo 1D para as discontinuidades de 400 km e 670 km para o modelo S40RTS com correção de velocidade e de crosta. Acima - Anomalia de tempo 1D para SS-S400S ($\delta T_{400}^{3D+Crust2.0}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S400S (ΔT_{400}), ambos com correção de crosta.; Abaixo - Anomalia de tempo 1D para SS-S670S ($\delta T_{670}^{3D+Crust2.0}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S670S (ΔT_{670}), ambos com correção de crosta.

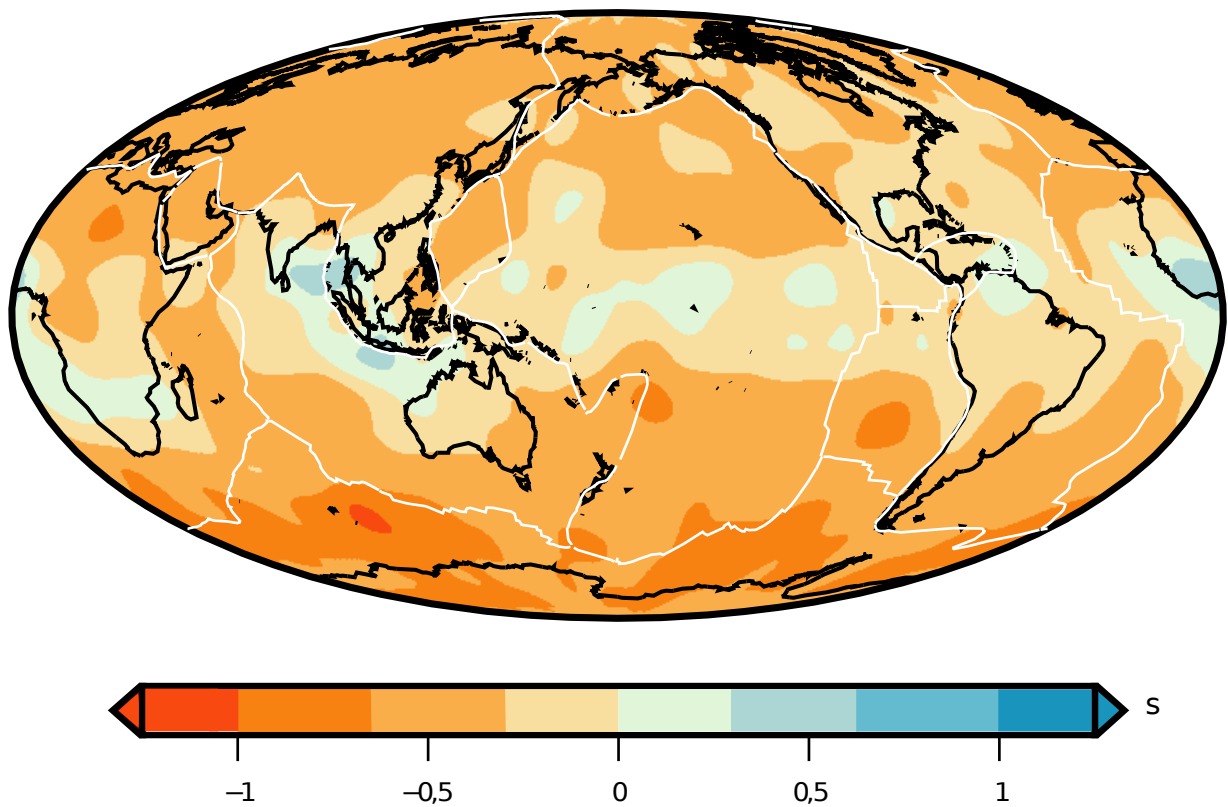


Figura 4.27: Anomalias de tempo 1D para a ZTM para o modelo S40RTS com correção de velocidade e de crosta. Anomalia de tempo 1D para S670S-S400S ($\delta T_{400-670}^{3D+Crust2.0}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada das precursoras S400S e S670S ($\Delta T_{400-670}$), ambos com correção de crosta.

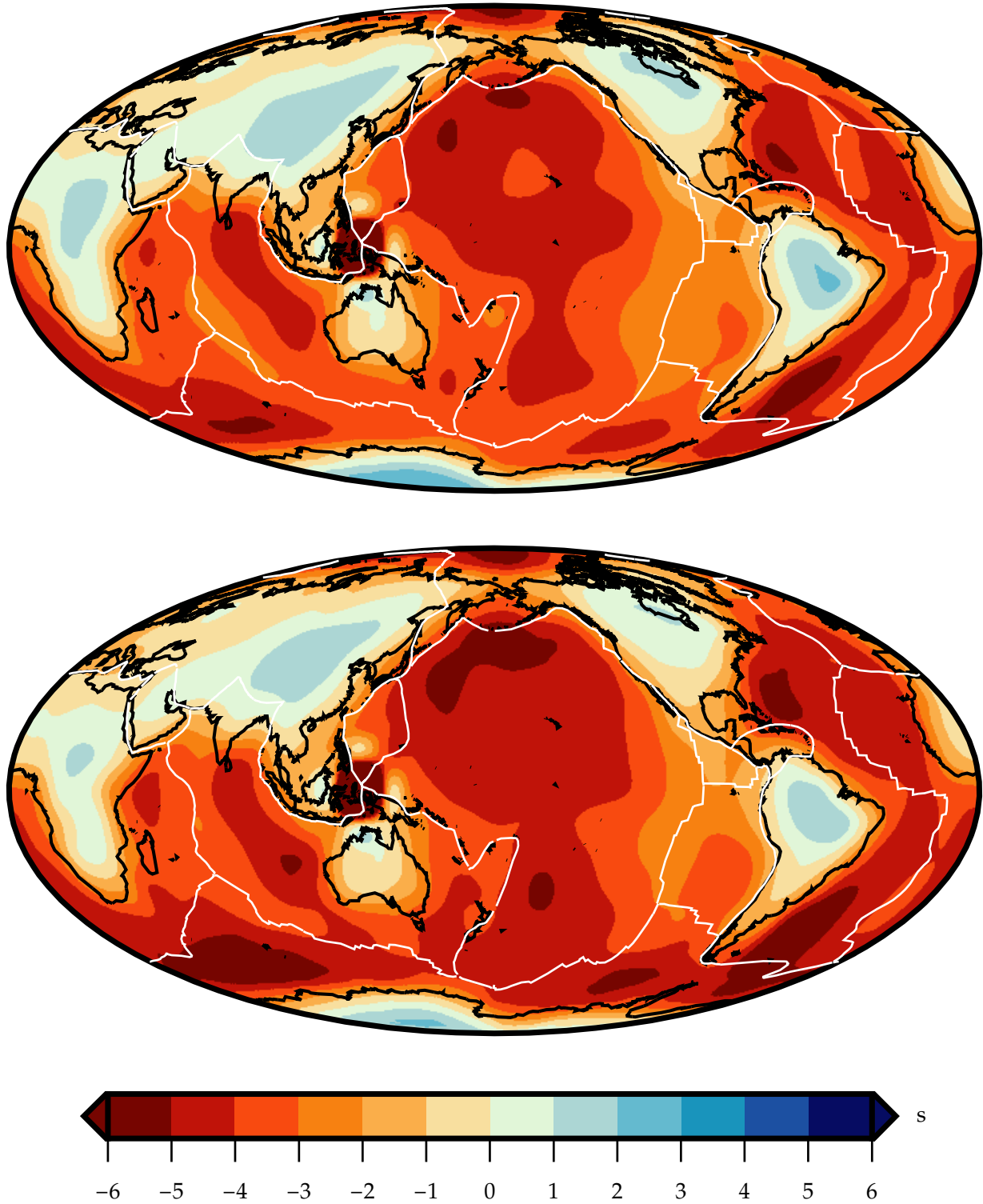


Figura 4.28: Anomalias de tempo 1D para as discontinuidades de 400 km e 670 km para o modelo SGLOBE-rani com correção de velocidade e de crosta. Acima - Anomalia de tempo 1D para SS-S400S ($\delta T_{400}^{3D+Crust2.0}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S400S (ΔT_{400}), ambos com correção de crosta.; Abaixo - Anomalia de tempo 1D para SS-S670S ($\delta T_{670}^{3D+Crust2.0}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S670S (ΔT_{670}), ambos com correção de crosta.

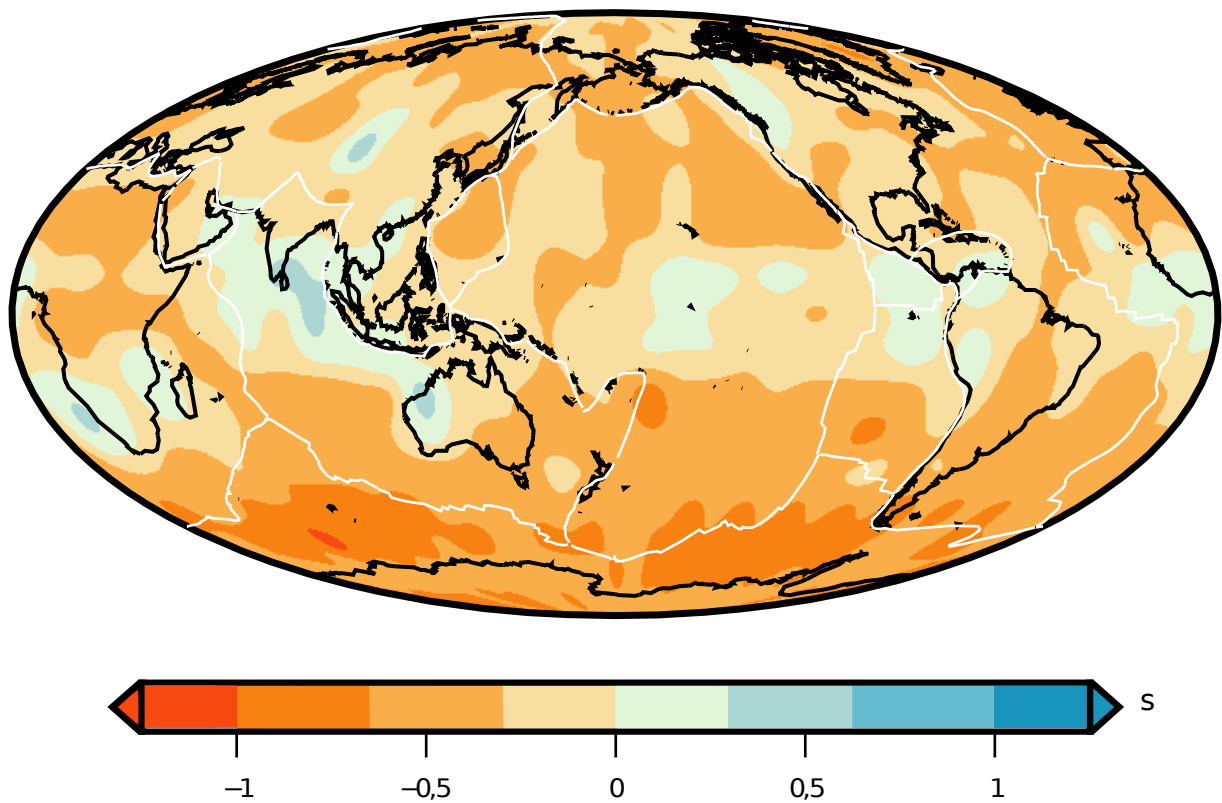


Figura 4.29: Anomalias de tempo 1D para a ZTM para o modelo SGLOBE-rani com correção de velocidade e de crosta. Anomalia de tempo 1D para S670S-S400S ($\delta T_{400-670}^{3D+Crust2.0}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada das precursoras S400S e S670S ($\Delta T_{400-670}$), ambos com correção de crosta.

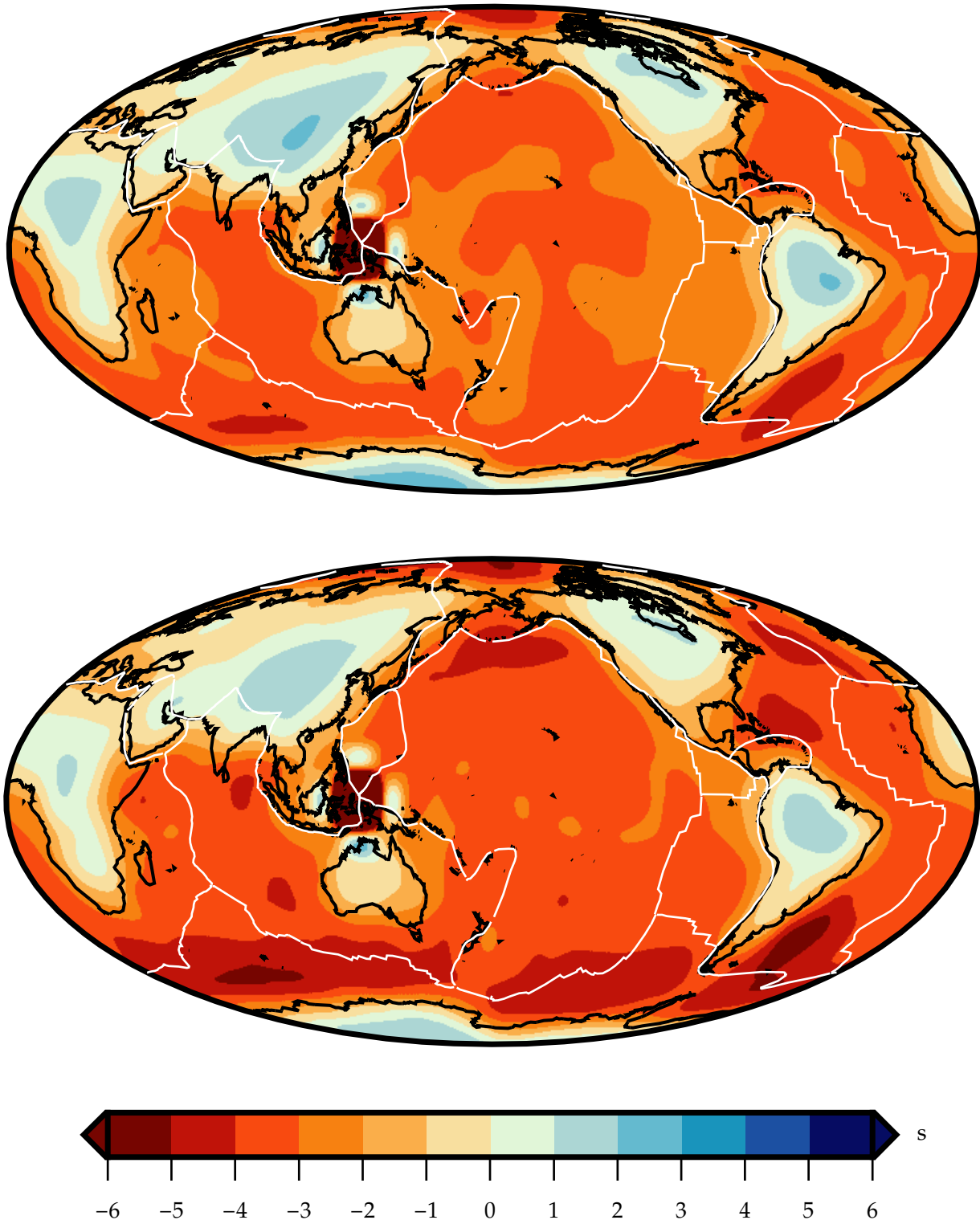


Figura 4.30: Anomalias de tempo 1D para as discontinuidades de 400 km e 670 km para o modelo TX2015 com correção de velocidade e de crosta. Acima - Anomalia de tempo 1D para SS-S400S ($\delta T_{400}^{3D+Crust2.0}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S400S (ΔT_{400}), ambos com correção de crosta.; Abaixo - Anomalia de tempo 1D para SS-S670S ($\delta T_{670}^{3D+Crust2.0}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada da onda SS e da sua precursora S670S (ΔT_{670}), ambos com correção de crosta.

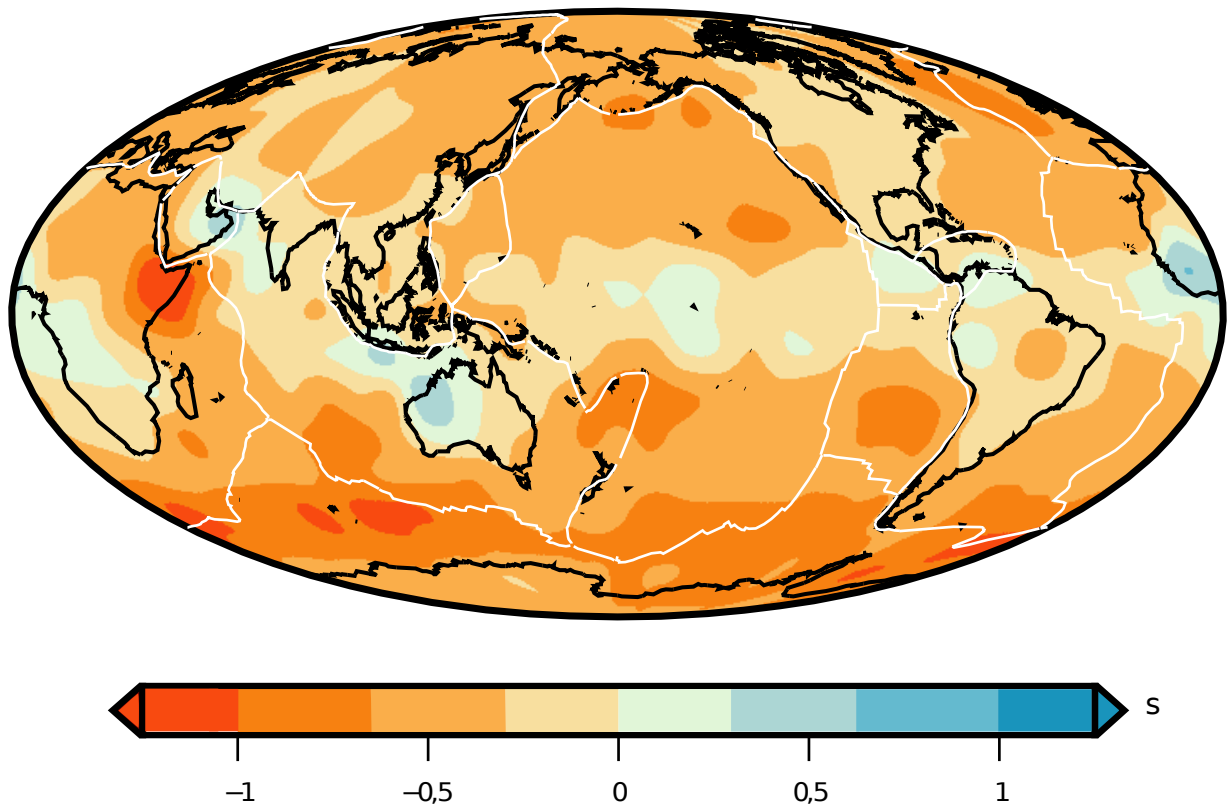


Figura 4.31: Anomalias de tempo 1D para a ZTM para o modelo TX2015 com correção de velocidade e de crosta. Anomalia de tempo 1D para S670S-S400S ($\delta T_{400-670}^{3D+Crust2.0}$), ou seja, anomalia entre o método SEM e a teoria do raio para as diferenças de tempo de chegada das precursoras S400S e S670S ($\Delta T_{400-670}$), ambos com correção de crosta.

Conclusões

Os resultados das estruturas sintéticas (cilindros com anomalias para onda S positivas e negativas) mostram que a teoria do raio, de fato, não modela corretamente a propagação do tempo de ondas de longo período, como a SS, levando à perda de importantes informações sobre efeitos de difração de estruturas de curto comprimento de onda, o que compromete seu uso para estudos desse tipo.

Concluimos que a teoria do raio é incapaz de corrigir de forma efetiva a influência da estrutura de velocidade sobre a SS e suas precursoras e sua utilização pode levar a mapas imprecisos da topografia das descontinuidades. Assim, é necessário que se teste correções que levem em consideração de frequência finita para observar se correções de velocidade podem levar a mapas mais precisos. Apesar disso, a espessura da ZTM pode ser bem determinada, pois, como mostram os resultados, a diferença de tempo residual entre as precursoras ($\Delta T_{400-670}$) é menor do que 1 s, independente de correções serem aplicadas antes do empilhamento ($\Delta T_{400-670}^{SEM} - \Delta T_{400-670}^{3D} = \delta T_{400-670}^{3D} \sim 0$). Isso se deve pelo caminho de propagação ocorrer basicamente no manto inferior (diferentemente da onda SS), já que as anomalias de velocidade da onda S são menores no manto inferior que no manto superior.

Em trabalhos futuros pretendemos explorar o efeito da estrutura de velocidade sobre a amplitude da SS e de suas precursoras.

Referências Bibliográficas

- Anderson D. L., Theory of the Earth. Blackwell Scientific, 1989, 382 p.
- Bai L., Ritsema J., The effect of large-scale shear-velocity heterogeneity on SS precursor amplitudes, *Geophysical Research Letters*, 2013, vol. 40(23), p. 6054
- Bai L., Zhang Y., Ritsema J., An analysis of SS precursors using spectral-element method seismograms, *Geophysical Journal International*, 2012, vol. 188(1), p. 293
- Bassin C., Laske G., Masters G., The effect of large-scale shear-velocity heterogeneity on SS precursor amplitudes, *EOS Trans. AGU*, 2000, vol. 81, p. F897
- Bina C. R., Seismological constraints upon mantle composition, in *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, 2003, 568 p.
- Bina C. R., Helffrich G., Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1994, vol. 99(B8), p. 15853
- Bonatto L., Schimmel M., Gallart J., Morales J., Studying the 410-km and 660-km discontinuities beneath Spain and Morocco through detection of p-to-s conversions, *Geophysical Journal International*, 2013, vol. 194(2), p. 920
- Chaljub E., Tarantola A., Sensitivity of SS precursors to topography on the upper-mantle 660-km discontinuity, *Geophysical Research Letters*, 1997, vol. 24(21), p. 2613
- Chang S. J., Ferreira A. M. G., Ritsema J., van Heijst H. J., Woodhouse J. H., Joint inversion for global isotropic and radially anisotropic mantle structure including crustal

- thickness perturbations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2015, vol. 120(6), p. 4278
- Chaves C. A. M., Ritsema J., The influence of shear [U+2010] velocity heterogeneity on ScS2/ScS amplitude ratios and estimates of Q in the mantle, *Geophysical Research Letters*, 2016, vol. 43(15), p. 7997
- Dahlen F. A., Finite-frequency sensitivity kernels for boundary topography perturbations., *Geophysical Journal International*, 2005, vol. 162(2), p. 525
- Deuss A., Seismic observations of transition-zone discontinuities beneath hotspot locations., *Special Papers-Geological Society of America*, 2007, vol. 430, p. 121
- Deuss A., Global observations of mantle discontinuities using SS and PP precursors Seismic observations of transition-zone discontinuities beneath hotspot locations., *Surveys in geophysics*, 2009, vol. 30(4), p. 301
- Deuss A., Woodhouse J. H., A systematic search for mantle discontinuities using SS [U+2010] precursors., *Geophysical Research Letters*, 2002, vol. 29(8), p. 90
- Dziewonski A. M., Anderson Deuss D. L., Preliminary Reference Earth Model., *Physics of the earth and planetary interiors*, 1981, vol. 25(4), p. 297
- Dziewonski A. M., Chou T. A., Wondhouse J. H., Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity., *Journal of Geophysical Research*, 1981, vol. 86(2), p. 825
- Flanagan M. P., Shearer P. M., Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking SS precursors., *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1998, vol. 103(B2), p. 2673–2692
- Gu Y. J., Dziewonski A. M., Ekstrom G., Simultaneous inversion for mantle shear velocity and topography of transition zone discontinuities., *Geophysical Journal International*, 2003, vol. 154(2), p. 559
- Heit B., Sodoudi F., Yuan X., Bianchi M., Kind R., An S receiver function analysis of the lithospheric structure in South America., *Geophysical Research Letters*, 2007, vol. 34(14), p. L14307

- Hung S.-H., Dahlen F. A., Nolet G., Wavefront healing: a banana–doughnut perspective, *Geophysical Journal International*, 2001, vol. 146, p. 289
- Katsura T., Ito E., The system Mg₂SiO₄-Fe₂SiO₄ at high pressures and temperatures: Precise determination of stabilities of olivine, modified spinel, and spinel., *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1989, vol. 94(B11), p. 15663
- King S. D., Frost D. J., Rubie D. C., Why cold slabs stagnate in the transition zone., *Geology*, 2015, vol. 43(3), p. 231
- Komatitsch D., Ritsema J., Tromp J., The spectral-element method, beowulf computing, and global seismology., *Science*, 2002, vol. 298(5599), p. 1737
- Komatitsch D., Tromp J., Spectral-Element Simulations of Global Seismic Wave Propagation-I. Validation., *Geophysical Journal International*, 2002, vol. 149(2), p. 390
- Koroni M., Trampert J., The effect of topography of upper-mantle discontinuities on SS precursors., *Geophysical Journal International*, 2016, vol. 204(1), p. 667
- Lawrence J., Shearer P., Imaging mantle transition zone thickness with SdS-SS finite-frequency sensitivity kernels., *Geophysical Journal International*, 2008, vol. 174(1), p. 143
- Lu C., Grand S. P., The effect of subducting slabs in global shear wave tomography., *Geophysical Journal International*, 2016, vol. 205(2), p. 1074–1085
- Malcolm A. E., Trampert J., Tomographic errors from wave front healing: more than just a fast bias., *Geophysical Journal International*, 2011, vol. 185(1), p. 385
- Neele F., de Regt H., VanDecar J., Gross errors in upper-mantle discontinuity topography from under- side reflection data., *Geophysical Journal International*, 1997, vol. 129(1), p. 194–204
- Ritsema J., van Heijst H. J. Deuss A., H. W., S40RTS: a degree-40 shear velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltimes, and normal-mode splitting function measurements., *Geophysical Journal International*, 2011, vol. 184(3), p. 1223

- Ritsema J., Van Heijst H. J., Constraints on the correlation of P-and S-wave velocity heterogeneity in the mantle from P, PP, PPP and PKP ab traveltimes., *Geophysical Journal International*, 2002, vol. 149(2), p. 482
- Ritsema J., van Heijst H. J., Woodhouse J. H., Global transition zone tomography., *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, vol. 109(B2)
- Ritsema J., Xu W. Stixrude L., Lithgow-Bertelloni C., Estimates of the transition zone temperature in a mechanically mixed upper mantle., *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, vol. 277(1-2), p. 244
- Schmandt B., Mantle transition zone shear velocity gradients beneath USArray., *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, vol. 355, p. 119
- Schmandt B., Dueker K., Humphreys E., Hansen S., Hot mantle upwelling across the 660 beneath Yellowstone., *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, vol. 331, p. 224
- Schmerr N., Garnero E., Investigation of upper mantle discontinuity structure beneath the central Pacific using SS precursors., *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2006, vol. 111(B8)
- van Mierlo W. L., Langenhorst F., Frost D. J., Rubie D. C., Stagnation of subducting slabs in the transition zone due to slow diffusion in majoritic garnet., *Nature Geoscience*, 2013, vol. 6(5), p. 400
- Weidner D. J., Wang Y., Chemical-and clapeyron-induced buoyancy at the 660 km discontinuity., *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1998, vol. 103(B4), p. 7431
- Wielandt E., Wielandt, E. (1987). On the validity of the ray approximation for interpreting delay times.. Springer, 1987, 85
- Zaroli C., Debayle E., Sambridge M., Frequency-dependent effects on global S-wave traveltimes: wavefront-healing, scattering and attenuation., *Geophysical Journal International*, 1998, vol. 182(2), p. 1025–1042
- Zhao L., Chevrot S., SS -wave sensitivity to upper mantle structure: Implications for the mapping of transition zone discontinuity topographies., *Geophysical research letters*, 2003, vol. 30(11)