

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

JOÃO PEDRO RABELO DO NASCIMENTO

ESTUDO DA ESTRUTURA DA BACIA DOS PARECIS UTILIZANDO
FUNÇÃO DO RECEPTOR

BRASÍLIA
2022

JOÃO PEDRO RABELO DO NASCIMENTO

**ESTUDO DA ESTRUTURA DA BACIA DOS PARECIS UTILIZANDO
FUNÇÃO DO RECEPTOR**

Trabalho Final apresentado ao curso de Bacharelado em Geofísica da Universidade de Brasília como requisito para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Orientador: George Sand Leão Araújo de França

**BRASÍLIA
2022**

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a Deus, que abençoou grandemente minha vida, por ter me mantido na trilha certa durante este projeto de pesquisa com saúde e forças para chegar até o final.

Aos meus pais, Joana e Cleuter, e à meu irmão, André Gustavo, por estarem sempre comigo, me apoiando e me ajudando a superar as dificuldades e desafios que surgem.

Ao meu orientador, George Sand Leão Araújo de França, pelos ensinamentos, paciência e auxílio para a construção deste trabalho. E pelo tempo que sempre disponibilizou para ajudar e sanar dúvidas.

A todos os professores do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília, em especial, Susanne Tainá Ramalho Maciel e Marcelo Peres Rocha.

Agradeço ainda todos os meus familiares e amigos, que, ao longo desta etapa, me encorajaram e me apoiaram, fazendo com que esta fosse uma das melhores fases da minha vida.

Também sou grato as minhas avós, Maria Gomes e Maria Helena pelo amor incondicional e pelos ensinamentos. Ao meu avô José (in memoriam), que me ensinou valores importantes, e a quem agradeço, com todo o meu amor e gratidão, por tudo que fez por mim ao longo de sua vida.

E, finalmente, a todos que, direta ou indiretamente, participaram deste trabalho. Muito obrigado a todos!

*“Os encantos dessa sublime ciência se revelam apenas
àqueles que tem coragem de ir a fundo nela.”
-Carl Friedrich Gauss*

RESUMO

A bacia dos Parecis está localizada na região Centro-Oeste do território brasileiro delimitada pela bacia do Solimões, Alto Tapajós e Paraná, abrangendo uma área de aproximadamente 500.000km². Neste trabalho, foram utilizados dados de função do receptor de 5 estações temporárias, pertencentes à rede de Estudos Tectônicos da Bacia dos Parecis-CNPq e de uma estação permanente da rede sísmográfica Brasileira, todas localizadas no Estado do Mato Grosso. Com o objetivo de imagear a bacia e melhor compreender sua estrutura, foram aplicados o método do empilhamento HK e empilhamento *Common stacking point* - CCP dos dados de Função do Receptor. A aplicação do Método HK permitiu determinar uma V_p/V_s que varia de 1,74 a 1,89 ao longo do perfil, indicando alteração composicional, e uma espessura crustal que varia de 25 a 43 km. No perfil CCP, foi possível observar a Moho e determinar o provável embasamento da bacia, além disso, notou-se uma região intermediária entre a Moho e o embasamento, que foi interpretada como sendo a descontinuidade de Conrad. Portanto, no geral, os métodos aplicados apresentaram resultados consistentes com estudos anteriores feitos na Bacia e notou-se que o empilhamento CCP promoveu uma evolução no aspecto interpretativo das estruturas.

Palavras-chave: Bacia dos Parecis. Espessura crustal. Função do receptor. Common Conversion Point (CCP). Razão V_p/V_s .

ABSTRACT

The Parecis basin is located in the Center-West region of the Brazilian territory, delimited by the Solimões, Alto Tapajós, and Paraná basins, with approximately 6000 meters of accumulated sediments. In this work, were used receiver function data from 5 temporary stations belonging to the Parecis Basin Tectonic Studies network-CNPq and a permanent station from the Brazilian seismographic network, all located in the State of Mato Grosso. To image the basin and better understand its structure, the HK stacking method and Common stacking point - CCP of the Receiver Function data were applied. The application of the HK method allowed us to determine a V_p/V_s that varies from 1.74 to 1.89 along the profile, indicating compositional alteration, and a crustal thickness that varies from 25 to 43 km. In the CCP profile, it was possible to observe the Moho and determine the probable basement of the basin, in addition, an intermediate region between the Moho and the basement was noticed, which was interpreted as the Conrad discontinuity. Therefore, in general, the applied methods showed results consistent with previous studies carried out in the Basin and it was noted that the CCP stacking promoted an evolution in the interpretative aspect of the structures.

Keywords: Parecis basin. Receptor function. Crustal thickness. V_p/V_s ratio. Common Conversion Point (CCP).

LISTA DE FIGURAS

1	Localização das estações. Fonte: Própria.	13
2	Deformações elásticas associadas as passagens das ondas do corpo (modificado de Bolt, 1982). (a) Onda P. (b) Onda S.	15
3	Chegadas das fases de ondas em um sismograma. Modificado de [1]	16
4	A) Deformação associada à passagem da onda Rayleigh. Modificado de Dentith and Mudge (2014). B) Movimento das partículas em função da profundidade. Modificado de Lay and Wallace (1995).	17
5	Amplitude de deslocamento (esquerda) e movimento das partículas (direita) das ondas Rayleigh com a profundidade (Modificado de Gedge and Hill, 2012)	17
6	A profundidade de penetração das ondas Rayleigh depende do seu comprimento de onda e frequência. Ondas Rayleigh de baixa frequência (comprimento de onda longo), (a), penetram mais profundamente do que Ondas Rayleigh de frequências mais altas (comprimentos de onda mais curtos), (b) e (c). Fonte: Modificado de Everett (2013).	18
7	Velocidade de fase da onda Rayleigh (V_r) e velocidade de grupo (V_g). Fonte: Everett(2013).	19
8	Esquerda: Esquema simplificado de um terremoto telessísmico chegando a uma estação. Apenas a onda P direta e as ondas que terminam como ondas S na estação são mostradas, uma vez que as outras ondas P são removidas ao criar a função do receptor. Direita: A função de receptor simplificada correspondente mostrando as ondas P convertidas na camada. Fonte: Modificado de Ammon(1991).	20
9	A localização do ponto de conversão P-S se move do receptor em direção ao ponto de conversão CCP de maneira assintótica com profundidade crescente. A curva de refletividade P-S é deslocada do ponto médio (CMP) em direção ao receptor. Fonte: Modificado de Stewart et al. (2002)	23
10	Ilustração da conversão da onda P em S	24
11	Localização da Bacia dos Parecis.(Bahia et al., 2006)	27
12	Mapa de localização da Bacia dos Parecis com indicação das sub-bacias de Rondônia, Juruena e Alto Xingu. Fonte: da Silva Haeser et al., 2014.	28
13	Mapa de localização da Bacia dos Parecis com indicação dos grábens paleozoicos e proterozoicos definidos respectivamente por levantamentos magnetométricos e gravimétricos. A reta A-A' indica a localização aproximada do perfil feito a partir da posição dos receptores. Modificado de da Silva Haeser et al., 2014.	29
14	Resultados de FR organizadas por azimute reverso para a estação PAR1. Imagem gerada no Python, utilizando o SEISPY.	30
15	Resultados do empilhamento CCP utilizando as FRs radiais.	32

16	Resultado do empilhamento H-K para a estação PDRB, com a indicação dos valores de espessura crustal (H) e V_p/V_s , e os desvios padrões das estimativas para a estação. A escala de cores indica a correlação entre os parâmetros H e V_p/V_s	34
17	Resultado do empilhamento H-K, com a indicação dos valores de espessura crustal (H) e V_p/V_s , e os desvios padrões das estimativas para a estação PDRB. A escala de cores indica a correlação entre os parâmetros H e V_p/V_s	35
18	Funções do receptor radial empilhados da estação PDRB. Alinhamento em 0 segundos corresponde à fase P. A Moho é interpretada como sendo o alinhamento de fases Ps próximos a 3 segundos.	35
19	Imagem ilustrando o empilhamento pela técnica CCP. O tracejado em preto representa a descontinuidade de Moho, sendo possível observar diminuição da espessura da crosta para o leste. Os círculos em verde são as profundidades obtidas pelo empilhamento HK para a Moho em cada uma das estações. A marcação em amarelo é a interpretação do embasamento da bacia.	36
20	Função do Receptor radial e empilhamento H-k para a estação PAR1. . . .	42
21	Função do Receptor radial e empilhamento H-k para a estação PAR2. . . .	43
22	Função do Receptor radial e empilhamento H-k para a estação PAR3. . . .	44
23	Função do Receptor radial e empilhamento H-k para a estação PAR5. . . .	45
24	Função do Receptor radial e empilhamento H-k para a estação PAR6. . . .	46
25	Função do Receptor radial e empilhamento H-k para a estação PDRB. . . .	47

LISTA DE TABELAS

1	Informações das estações utilizadas na Pesquisa.	12
2	Período de dados das FR utilizados e rede de estações a qual pertencem. A estação PAR4 (em vermelho) não tinha dados disponíveis. Modificado de Albuquerque, 2017.	30
3	Resultados de espessura crustal (H) e razão V_p/V_s da Bacia dos Parecis.	33
4	Comparativo de resultados de espessura crustal (H) e razão V_p/V_s da Bacia dos Parecis. (1) Colunas em vermelho indicam os resultados obtidos por Albuquerque(2017)	33

LISTA DE SÍMBOLOS

V_p - Velocidade da onda sísmica P	λ - Parâmetro de Lamé
V_s - Velocidade da onda sísmica S	δ - Delta de Dirac
K - Módulo de compressibilidade	$*$ - Convolução
μ - Módulo de cisalhamento	p - Parâmetro de Raio
ρ - Densidade do meio	ω - Frequência angular
σ - Coeficiente de Poisson	w_1, w_2 e w_3 - Pesos das fases

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
1.1	Objetivos	12
1.2	Localização das estações sismográficas	12
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	14
2.1	Ondas Sísmicas	14
2.1.1	Ondas de Corpo	14
2.1.2	Ondas de Superfície	16
2.2	Função do Receptor - FR	19
2.3	Empilhamento HK	22
2.4	<i>Common Conversion Point</i> (CCP)	23
2.4.1	Empilhamento CCP	25
3	ÁREA DE ESTUDO	27
4	PROCESSAMENTO	30
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	33
6	CONCLUSÃO	38
	REFERÊNCIAS	41
A	APÊNDICE - Funções do Receptor e Empilhamento HK	42

1 INTRODUÇÃO

A estrutura interna da Terra pode ser dividida de acordo com suas características composicionais e mecânicas. A primeira corresponde a composições químicas bem definidas, em que designa a estrutura interna da Terra em: crosta, manto e núcleo. A outra divisão, denominada de reológica, enfatiza a diferença de comportamento mecânico dos compartimentos internos, sendo muito útil para estudos de dinâmica interna terrestre.

No contexto reológico, a crosta e a parte superior do manto formam a litosfera, de comportamento rígido, que está sobre a astenosfera - parte estreita do manto superior que é menos rígida e apresenta baixas velocidades de propagação das ondas sísmicas. Abaixo da astenosfera encontra-se a mesosfera, que apresenta alta viscosidade e completa a parte silicática da Terra, restando a parte central, predominantemente metálica, dividida em núcleo externo (líquido) e interno (sólido).

O aumento da profundidade torna difícil a obtenção de informações a respeito das características internas da Terra, por isso a utilização de métodos geofísicos é imprescindível, visto que, por utilizar as propriedades físicas do meio, é possível obter informações de forma indireta. Um dos principais métodos para obter informações em grande profundidades são a sísmica e a sismologia, que utilizam da propagação das ondas sísmicas para estudar a subsuperfície.

Atualmente, um dos métodos da sismologia, conhecido como função do receptor (FR), permitiu utilizar-se de ondas convertidas para estimar essas estruturas em subsuperfície, principalmente a descontinuidade de Moho. Neste trabalho, com o intuito de imagear a crosta e manto litosférico por meio do empilhamento CCP (*Common Conversion Point*) (Sheehan et al., 1997), foram utilizadas FRs, calculadas por (Albuquerque, de 6 estações posicionadas sobre a bacia dos Parecis. Essa técnica de imageamento é amplamente utilizada para visualização de descontinuidades de velocidade no manto, em que se assume, para sua aplicação, que as FRs são compostas exclusivamente de conversões de P para S nas descontinuidades, cujas profundidades podem ser mapeadas através de seus tempos de chegada.

Além disso, foram calculados a espessura crustal e razão V_p/V_s para a Bacia dos Parecis, utilizando-se do método de empilhamento HK (Zhu and Kanamori, 2000) em dados de FR das 6 estações sobre a bacia. Como estes parâmetros já foram determinados por estudos anteriores, estes serviram então como referência para efeito de comparação com os resultados recalculados no presente trabalho.

1.1 Objetivos

O objetivo deste trabalho é contribuir para o entendimento da estrutura da bacia dos Parecis, imageando-a a partir do empilhamento dos dados de função do receptor segundo o método CCP (*Common conversion point*). Estudos já realizados no cráton amazônico como o de Albuquerque (2017) e de Almeida et al. (2021) já fornecem informações importantes a respeito das variações de espessura crustal e da razão V_p/V_s , entretanto, não houve pesquisas aplicando o método do empilhamento CCP, desta forma, este trabalho visa complementar os estudos realizados na bacia.

1.2 Localização das estações sismográficas

Foram utilizados dados de 7 estações sismográficas, pertencentes à duas redes distintas. Desse total, 6 delas pertencem à rede de Estudos Tectônicos da Bacia dos Parecis (ETBP-CNPq), estações denominadas PARs. A outra estação, chamada PDRB, pertence à rede sismográfica Brasileira (RSBR). A tabela 1 dispõe da localização e elevação relativas às referidas estações.

Estação	Latitude (°)	Longitude (°)	Elevação (m)	Cidade/Estado
PAR1	-11,5548	-57,8661	314	Juara/MT
PAR2	-12,0982	-58,3334	374	Brasnorte/MT
PAR3	-11,4656	-58,7166	347	Juína/MT
PAR4	-11,5332	-59,058	352	Juína/MT
PAR5	-11,5819	57,3888	255	Porto dos Gaúchos/MT
PAR6	-11,5171	-58,1693	260	Brasnorte/MT
PDRB	-11,6123	-56,7296	330	Porto dos Gaúchos/MT

Tabela 1: Informações das estações utilizadas na Pesquisa.

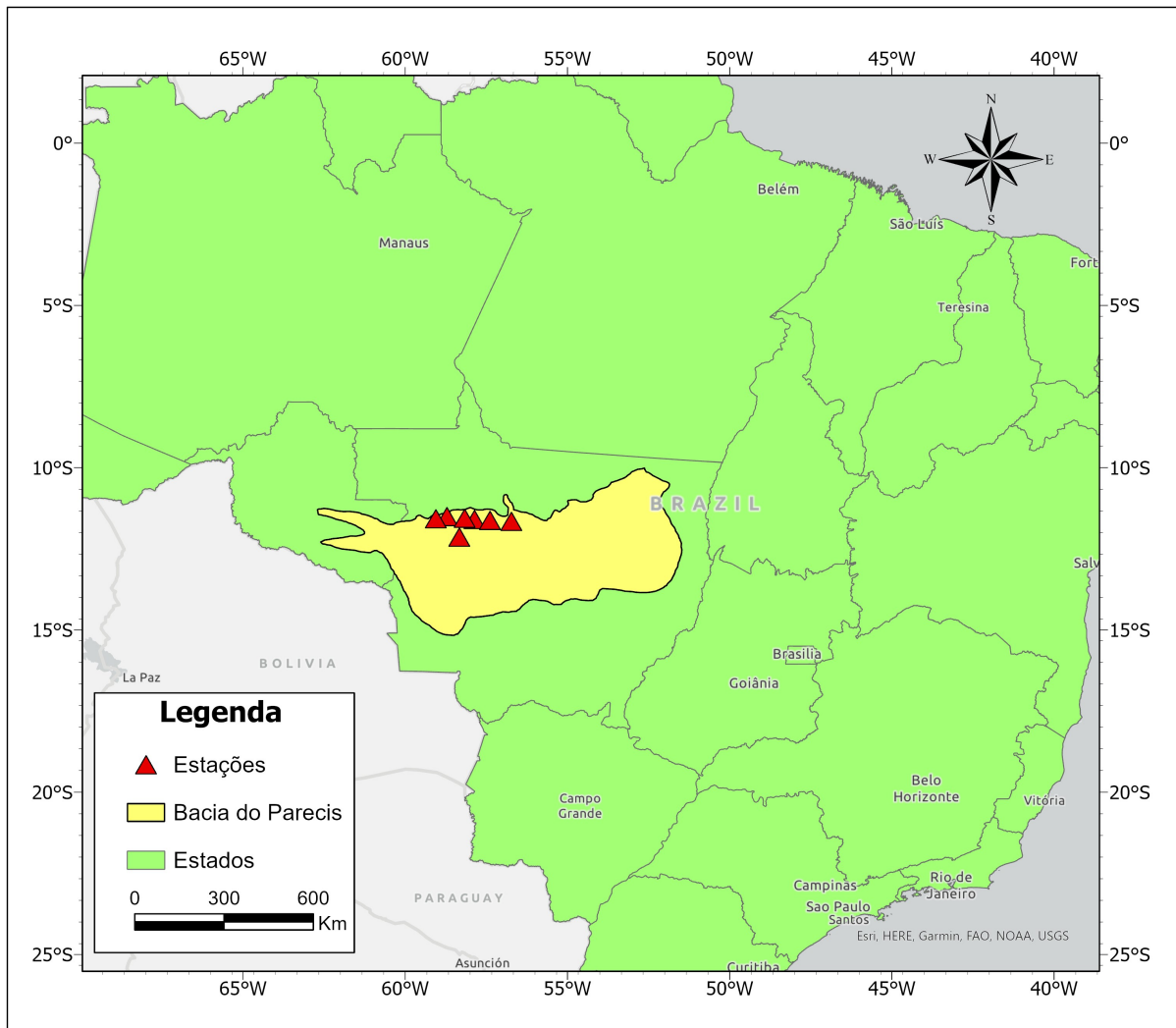


Figura 1: Localização das estações. Fonte: Própria.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A sismologia se utiliza da propagação das ondas elásticas para se obter informações da subsuperfície. De maneira geral, a técnica de exploração se baseia em registrar o tempo necessário para as ondas sísmicas se propagarem da fonte até os receptores, dessa forma, é possível obter informações estruturais da região. Portanto, o conhecimento das características das ondas sísmicas, tais como: velocidade, amplitude, frequência e tipo de onda são de importância fundamental, pois são variações nesses parâmetros que irão fornecer as informações sobre o meio.

2.1 Ondas Sísmicas

Ondas são definidas como perturbações que se propagam em um meio transportando energia sem transportar matéria(Stein, 2003). De acordo com sua natureza, as ondas podem ser classificadas em mecânicas ou eletromagnéticas, sendo diferenciadas pela necessidade da primeira de um meio para se propagar.

As ondas sísmicas são de natureza mecânica e se propagam pela Terra em virtude da deformação de um meio elástico provocado por um sismo ou explosão, denominadas fontes. Em geral, as fontes usadas em geofísica, mesmo as naturais, emitem ondas de curta duração, ou seja, que existem apenas durante um tempo ou num espaço restrito, e são conhecidas como ondaletas. As ondaletas são, na verdade, o resultado da interferência de várias ondas de diferentes amplitudes, frequências e fases, mas que normalmente possuem uma frequência/período dominante (Dentith and Mudge, 2014). Essas ondas se propagam deformando temporariamente o meio, por esse motivo, se assume que a velocidade de propagação é determinada pelo módulo elástico e densidade do material por onde a onda passa. As ondas sísmicas podem ainda ser subdivididas em dois grupos: ondas de corpo e de superfície.

2.1.1 Ondas de Corpo

As ondas de corpo podem se propagar através do volume interno de um sólido elástico e pode ser de dois tipos. As ondas compressoriais (longitudinais, primárias ou ondas P) se propagam por deformações uniaxiais compressivas e dilatadoras na direção do curso das ondas. Portanto, as partículas do meio oscilam no sentido de propagação da onda. As ondas de cisalhamento (transversais, secundárias ou ondas S) se propagam por uma deformação de cisalhamento em um direção perpendicular à direção de propagação da onda (Figura 2b) (Kearey et al., 2002). As ondas S podem ser polarizadas, de tal forma que o movimento da partícula é ao longo de uma direção definida perpendicular à direção de propagação: as ondas SV são polarizadas na direção vertical, enquanto as ondas SH, na direção horizontal.

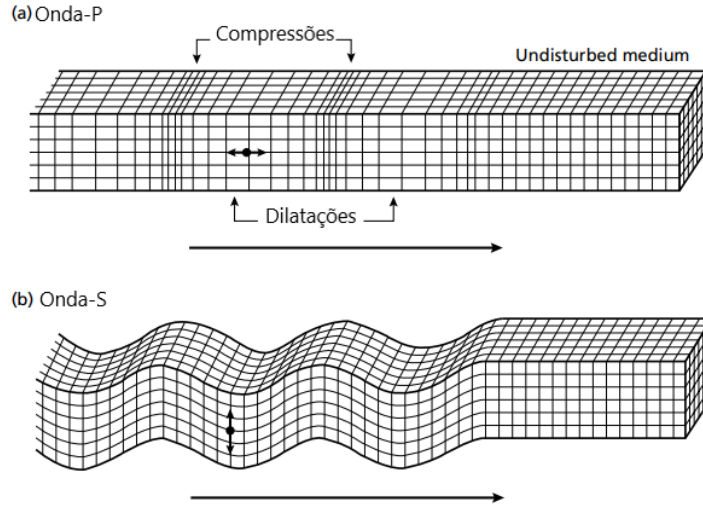


Figura 2: Deformações elásticas associadas as passagens das ondas do corpo (modificado de Bolt, 1982). (a) Onda P. (b) Onda S.

A velocidade de propagação das ondas de corpo em um material homogêneo e isotrópico depende apenas do módulo elástico e densidade do material. Dessa forma, a velocidade da onda P obedece a seguinte relação (White, 1983):

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} \quad (1)$$

Onde ρ é a densidade do material, K é o módulo de compressibilidade, μ é o módulo de cisalhamento e λ é o parâmetro de Lamé. O módulo de compressibilidade (K) é uma medida da capacidade de um material suportar mudanças de volume quando sob compressão em todos os lados, assim K pode ser formalmente definido pela equação:

$$K = -V \frac{\partial P}{\partial V} \quad (2)$$

Onde P é a pressão, V é o volume inicial da substância e $\frac{\partial P}{\partial V}$ é a derivada da pressão com relação ao volume. A velocidade das ondas S, por envolver apenas deformação cisalhante, é definida por:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3)$$

Das equações 1 e 3, nota-se que, em meios iguais, a velocidade das ondas compressivas são sempre maiores que as das cisalhantes. As velocidades das ondas sísmicas estabelecem relações importantes com as propriedades físicas dos materiais. A razão $\frac{V_P}{V_S}$, por exemplo, independe da densidade e permite estimar o coeficiente de Poisson (σ) por meio da seguinte relação:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma}} \quad (4)$$

Onde σ é o coeficiente de Poisson, que é um parâmetro muito utilizado da física das rochas por ser indicador litológico mais diagnóstico (Kearey et al., 2002). Os valores da razão de Poisson variam normalmente entre 0 e 0,5. Para as rochas consolidadas, os valores da razão de Poisson estão em torno de 0,25. Dependendo da rigidez do material, pode variar de 0,05 em rochas consolidadas a 0,45 em rochas moles, pouco consolidadas (Sheriff, 1985).

2.1.2 Ondas de Superfície

As ondas de superfície são outra categoria de ondas sísmicas, caracterizadas por não irradiar energia para o interior da Terra, ou seja, se propagam próximas à superfície dos corpos. Essas são ondas de baixa frequência e grande amplitude, além disso, deslocam-se mais lentamente que as ondas de corpo e, por isso, são registradas mais tardiamente nos sismogramas.

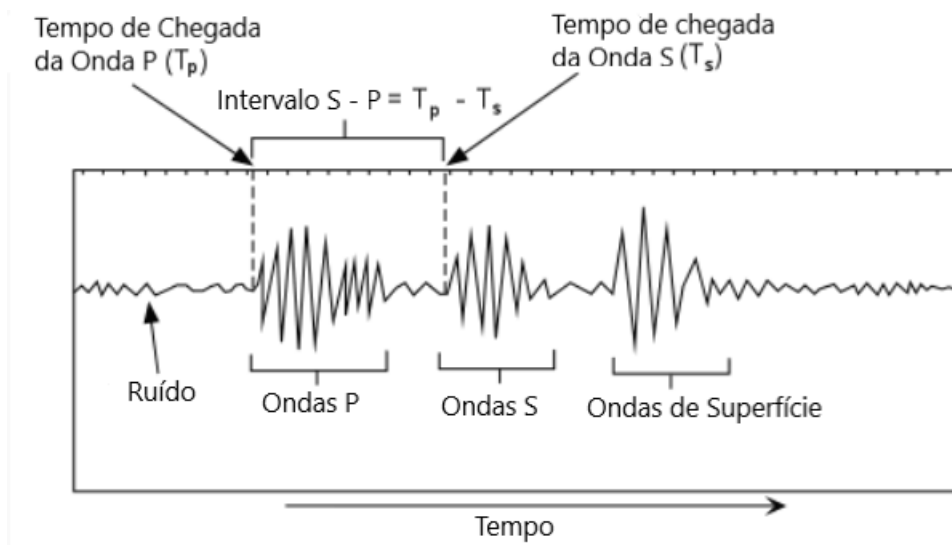


Figura 3: Chegadas das fases de ondas em um sismograma. Modificado de [1]

Existem dois tipos principais de onda de superfície: ondas Rayleigh e ondas Love (Everett, 2013). As ondas Rayleigh são resultantes da interferência da onda P com uma

onda SV (onda cisalhante com polarização vertical) que, ao se propagar pelo meio, gera um movimento elíptico retrógrado, ou seja, o movimento do ponto é elíptico no plano que contém a vertical e a direção de propagação da onda (Figura 4). As ondas Love só existem sob condições estratigráficas específicas: quando existe uma camada de baixa velocidade sobreposta a uma camada de alta velocidade. Nessa situação, um segundo pacote de ondas é gerado, resultante das interações das ondas SH (Kearey et al., 2002).

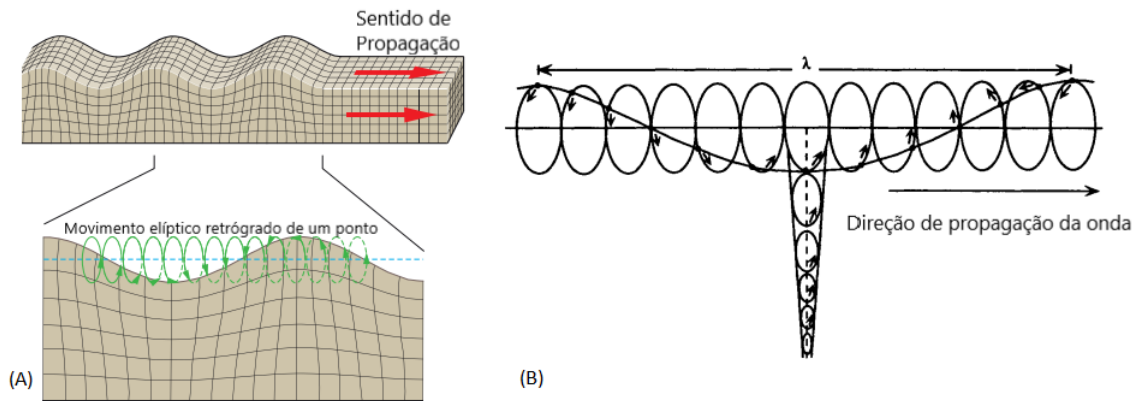


Figura 4: A) Deformação associada à passagem da onda Rayleigh. Modificado de Dentith and Mudge (2014). B) Movimento das partículas em função da profundidade. Modificado de Lay and Wallace (1995).

As ondas Rayleigh são as mais fundamentais das ondas de superfície (Aki and Richards, 2002). A energia de propagação das ondas Rayleigh decai exponencialmente com a profundidade e sua energia diminui com o aumento da frente de onda cilíndrica e suas amplitudes diminuem com a raiz quadrada da distância (Lay and Wallace, 1995).

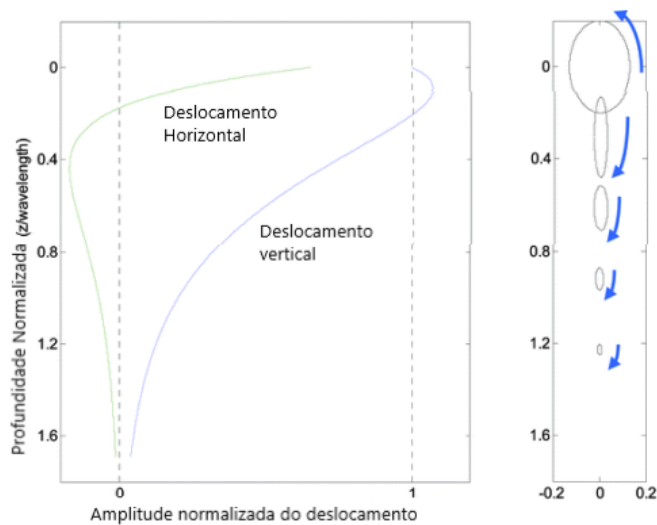


Figura 5: Amplitude de deslocamento (esquerda) e movimento das partículas (direita) das ondas Rayleigh com a profundidade (Modificado de Gedge and Hill, 2012)

Em meios homogêneos, a velocidade da onda Rayleigh independe da frequência, por isso, diz-se que são não-dispersivas. No entanto, em meios estratificados, a propagação das ondas Rayleigh sofre dispersão, isto é, cada componente da onda se propaga com velocidades diferentes. Sabe-se que a fonte sísmica emite uma ondaleta resultante da interferência de várias ondas com frequências distintas, assim cada frequência produzirá um movimento das partículas e deformação que são significativos até determinada profundidade, dependente do comprimento de onda. Conseqüentemente, a propagação de diferentes frequências atinge diferentes profundidades. Como em um meio verticalmente heterogêneo as propriedades mecânicas variam com a profundidade e cada onda com um comprimento distinto se propaga em camadas com propriedades diversas, as velocidades são diferentes (Figura 6)(Strobbia, 2003). Dessa forma, a velocidade de uma onda superficial que sofre dispersão não é única, mas caracterizada por diferentes velocidades de fase, dependentes da frequência.

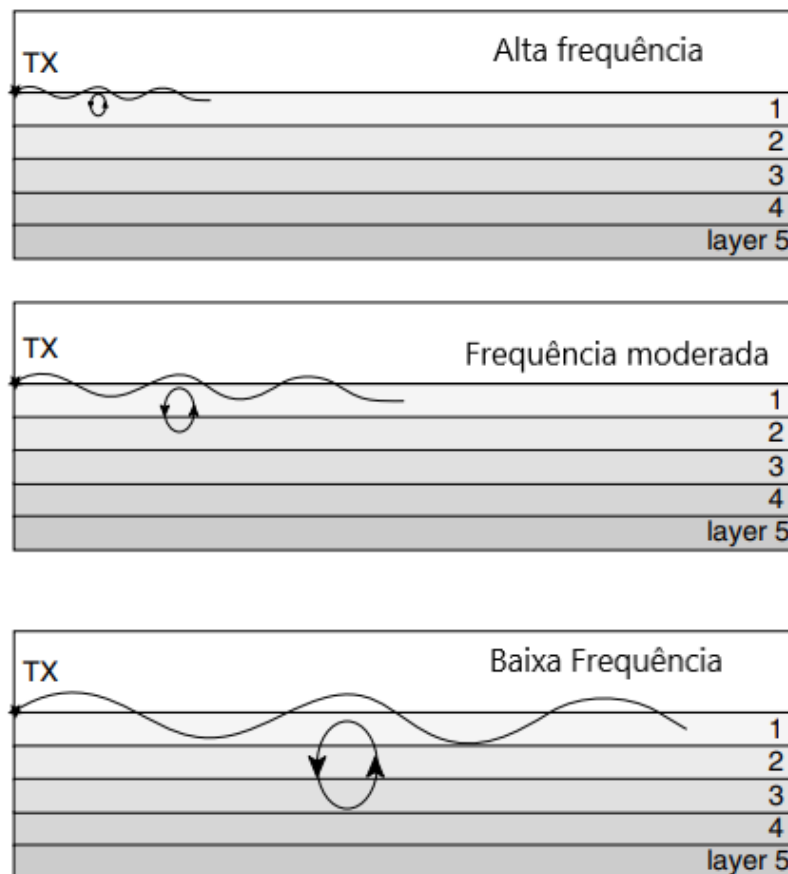


Figura 6: A profundidade de penetração das ondas Rayleigh depende do seu comprimento de onda e frequência. Ondas Rayleigh de baixa frequência (comprimento de onda longo), (a), penetram mais profundamente do que Ondas Rayleigh de frequências mais altas (comprimentos de onda mais curtos), (b) e (c). Fonte: Modificado de Everett (2013).

Da Figura 6, depreende-se que para altas frequências a velocidade da fase será equivalente a velocidade da camada superior; para baixas frequências, a velocidade de fase

tende assintoticamente a velocidade na camada mais profunda. Portanto, a velocidade é função da frequência e fornece informações sobre os módulos elásticos das camadas.

De forma geral, cada componente de frequência num pacote de onda dispersiva se propaga com velocidade V , diferente de seu grupo. A velocidade de propagação de cada componente individualmente é chamada de velocidade de fase (V_r) (Everett, 2013). A velocidade de grupo (V_g) da onda é a velocidade na qual o pacote de onda se propaga através do meio (Everett, 2013).

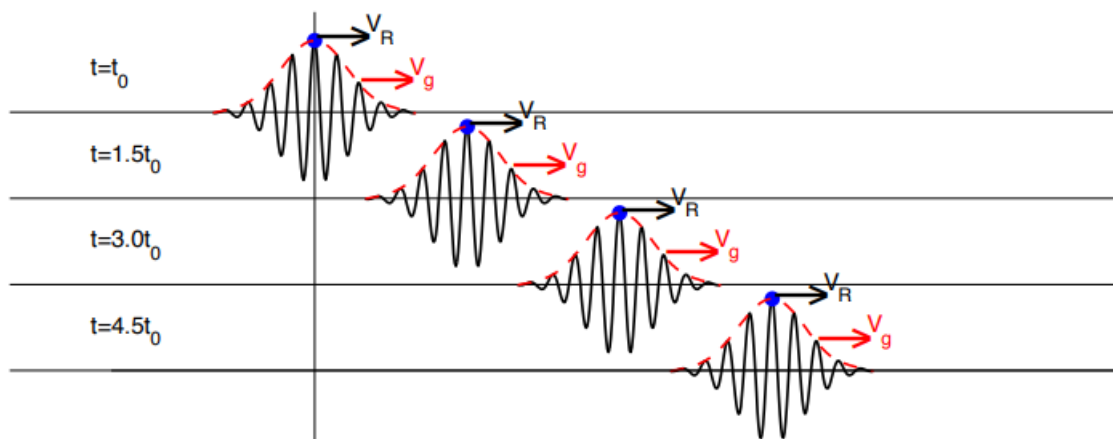


Figura 7: Velocidade de fase da onda Rayleigh (V_r) e velocidade de grupo (V_g). Fonte: Everett(2013).

2.2 Função do Receptor - FR

A FR é um método desenvolvido por Langston (1979), que objetiva estudar as camadas da crosta sob estações sismográficas de três componentes. O método se utiliza do fato que as ondas P telessísmicas que incidem sobre uma descontinuidade têm parte de sua energia convertida em ondas S (fase Ps), bem como em múltiplas reflexões nas camadas rasas. Normalmente, a onda P telessísmica possui um ângulo de incidência na interface crosta-manto mais próximo da vertical, sendo assim, esta fase é mais aparente na componente vertical, enquanto as ondas S, nas componentes horizontais.

Segundo Langston (1979), os telessismos devem estar localizados entre 30° e 90° de distância para evitar efeitos como: triplicação das ondas sísmicas no manto, ângulo de incidência próximo à horizontal, zonas de sombra e atenuação das ondas sísmicas para distâncias maiores que 90° .

A figura 8 ilustra o princípio físico da função do receptor, nela se observa a conversão da onda P em S e as reflexões múltiplas (PpPhs e PpShs+PsPhs) para um evento no qual uma onda P incide na interface "h". A nomenclatura das fases denota para qual tipo de onda foi convertido após a interação com a interface, além disso, as letras maiúsculas indicam um percurso descendente, as minúsculas, ascendente.

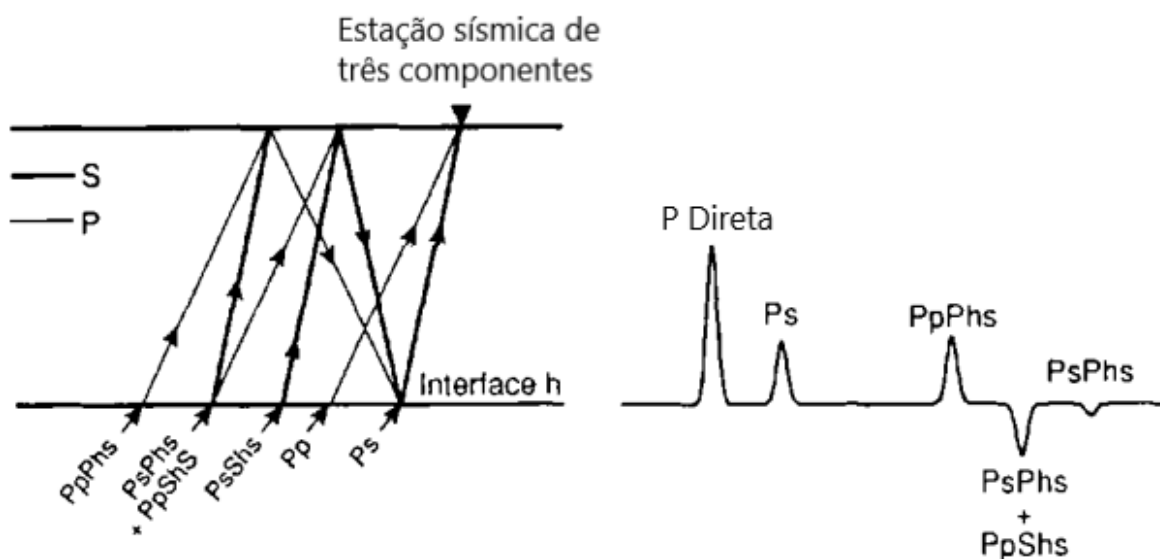


Figura 8: Esquerda: Esquema simplificado de um terremoto telessísmico chegando a uma estação. Apenas a onda P direta e as ondas que terminam como ondas S na estação são mostradas, uma vez que as outras ondas P são removidas ao criar a função do receptor. Direita: A função de receptor simplificada correspondente mostrando as ondas P convertidas na camada. Fonte: Modificado de Ammon(1991).

Com o intuito de isolar a energia Ps da onda P direta e obter fases mais claras e facilmente observáveis, existe a possibilidade de rotacionar os sismogramas registrados no sismômetro de três componentes para o sistema de coordenadas ZRT (Vertical, Radial e transversal), onde a componente R está na direção da onda P incidente; T é perpendicular ao R e o componente Z é o componente vertical do sistema. Desse modo, haverá um registro da onda P, polarizado na direção vertical (Z), e das fases Ps e múltiplas, na direção radial.

Considerando essas três componentes (Vertical, Radial e transversal), o sinal de um evento telessísmico pode ser representado teoricamente no domínio do tempo pelas seguintes equações:

$$D_Z(t) = I(t) * S(t) * E_z(t) \quad (5)$$

$$D_R(t) = I(t) * S(t) * E_R(t) \quad (6)$$

$$D_T(t) = I(t) * S(t) * E_T(t) \quad (7)$$

Onde as funções $D_Z(t)$, $D_R(t)$ e $D_T(t)$ correspondem a componente vertical, radial e transversal, respectivamente, $I(t)$ é a resposta do instrumento, $S(t)$ representa a resposta da fonte e $E_z(t)$, $E_R(t)$ e $E_T(t)$ são as respostas geradas pelas estruturas próximas a estação em suas respectivas componentes. O asterisco é o operador matemático da convolução, definido pela seguinte relação:

$$(f * g)(t) = \int_0^t f(\tau)g(t - \tau)d\tau \quad (8)$$

Langston (1979) afirma que uma onda P telessísmica com ângulo de incidência próximo a vertical, gera uma resposta com pico inicial maior na componente vertical e seguida de alguns picos menores. Por isso, pode-se desprezar esses picos menores e supor que a resposta da estrutura na componente vertical seja somente um pico contendo toda energia da onda P, que pode ser aproximada como uma função Delta de Dirac $[\delta(t)]$.

$$E_z(t) \approx \delta(t) \quad (9)$$

A delta de Dirac ($\delta(t)$) é o elemento neutro da convolução, pode-se reescrever 5 como:

$$D_Z(t) = I(t) * S(t) \quad (10)$$

Para obter informações da estrutura sob a estação sísmológica, aplica-se a transformada de Fourier. Desta forma, as equações passam a ser o produto dos espectros de amplitude no domínio da frequência, visto que a transformada da convolução é o produto das transformadas:

$$D_Z(\omega) \approx I(\omega)S(\omega) \quad (11)$$

$$D_R(\omega) = I(\omega)S(\omega)E_R(\omega) \quad (12)$$

$$D_T(\omega) = I(\omega)S(\omega)E_T(\omega) \quad (13)$$

Com isso, é possível determinar as respostas das estruturas abaixo do receptor (E_R, E_T), substituindo 11 em 12 e 13, permitindo a divisão da componente radial e transversal pelo espectro do sinal vertical:

$$E_R(\omega) \approx \frac{D_R(\omega)}{D_Z(\omega)} \quad (14)$$

$$E_T(\omega) \approx \frac{D_T(\omega)}{D_Z(\omega)} \quad (15)$$

As aproximações acima só são possíveis para ângulos de incidência próximos à normal, dado que pôde-se supor que a resposta da estrutura na componente vertical era somente um pico contendo toda energia da onda P.

As informações utilizadas para caracterizar as feições geológicas, como espessura crustal e razão $\frac{V_p}{V_s}$, são determinadas a partir da função do receptor na componente radial. A componente tangencial não apresenta sinal coerente quando o meio é isotrópico e/ou não estruturado (McNamara and Owens, 1993)

2.3 Empilhamento HK

O tempo de percurso das ondas P e Ps é dependente da espessura da camada, da velocidade média das ondas P, da razão V_p/V_s média e do parâmetro de raio (p). Conhecida a diferença de tempo entre as fases P, Ps e PpPhs - que podem ser obtidas a partir dos sismogramas - e a velocidade média da onda P, pode-se determinar então a razão V_p/V_s (K) e a espessura (H) por meio das equações (Zandt and Ammon, 1995):

$$K = \sqrt{(1 - p^2 V_P^2) \left[2 \left(\frac{t_{Ps} - t_P}{t_{PpPms} - t_{Ps}} \right) + 1 \right]^2 + p^2 V_P^2} \quad (16)$$

$$H = \frac{(t_{Ps} - t_p)}{\sqrt{\frac{1}{v_s^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{v_p^2} - p^2}} \quad (17)$$

$$H = \frac{(t_{PpPms} - t_{ps})}{\sqrt{\frac{1}{v_s^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{v_p^2} - p^2}} \quad (18)$$

$$H = \frac{(t_{PpSms+PsPms})}{2\sqrt{\frac{1}{v_s^2} - p^2}} \quad (19)$$

No empilhamento HK, as amplitudes das FRs são empilhadas nos tempos de percurso calculados para as fases Ps e múltiplas, considerando um determinado valor de H (Espessura) e K (V_p/V_s). Os valores da descontinuidade H e K são estimados pelo método de empilhamento HK, apresentado por Zhu and Kanamori (2000), definido como:

$$S(H, K) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) - w_3 r(t_3) \quad (20)$$

Em que $r(t)$ a FR radial, t_1 , t_2 e t_3 são, respectivamente, os tempos de chegada previsto das fases Ps, PpPms e PpSms + PsPms, K representa a razão V_p/V_s , w_n peso referente as fases, sendo $\sum w_n = 1$. A função $S(H, k)$ alcança o máximo quando todas as três fases estão empilhadas com o valor correto de H e k .

As vantagens do algoritmo são que grandes quantidades de forma de onda podem ser convenientemente processadas, não havendo necessidade de marcar as fases Ps e múltiplas. Ao empilhar a FR de diferentes distâncias e direções, os efeitos das variações de estrutura lateral são suprimidos e um modelo médio crustal é obtido. As incertezas podem ser estimadas a partir do comportamento da função $S(H,K)$ em seu máximo. Esta incerteza é estimada geralmente pelo método *bootstrap* (Efron and Tibshirani, 1991), em que, a partir de um conjunto original de funções do receptor, o programa gera subconjuntos, contendo traços sorteados aleatoriamente. O empilhamento HK é, portanto, repetido para

cada subconjunto, resultando em um conjunto de parâmetros H e K. Para cada medida está relacionada o desvio padrão e a média dos parâmetros obtidos para cada subconjunto de traços de FR.

2.4 Common Conversion Point (CCP)

A conversão de fase é um processo que ocorre quando a onda P ou a onda S encontra uma mudança na densidade/velocidade, e parte da onda é convertida, seja de onda P para onda S ou de onda S para P. A conversão é significativa em altos ângulos de incidência, o que implica na geração de ondas de cisalhamento refletidas e refratadas.

O local de subsuperfície onde ocorre a conversão de P para S é chamado de ponto de conversão comum (CCP). Em outras palavras, o CCP é o ponto em que os pontos de reflexão se aproximam da linha vertical assintoticamente (Figura 9). Mesmo para uma camada perfeitamente horizontal, os CCPs nunca caem em pontos médios comuns (CMPs) como obtidos para uma reflexão natural da onda P. Com o aumento da profundidade, os pontos de conversão comuns se movem assintoticamente da posição do receptor em direção à linha vertical CCP. Não há um único ponto de reflexão para um determinado deslocamento de fonte para receptor.

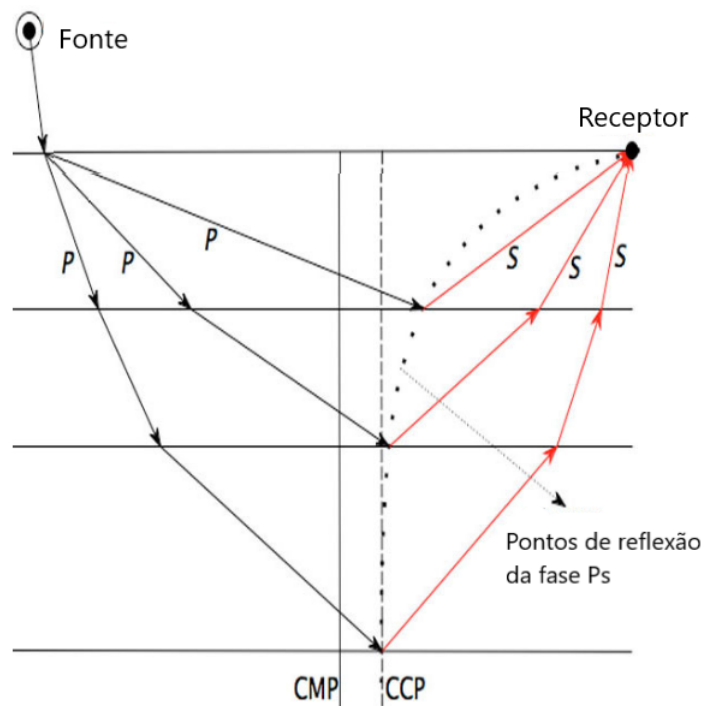


Figura 9: A localização do ponto de conversão P-S se move do receptor em direção ao ponto de conversão CCP de maneira assintótica com profundidade crescente. A curva de refletividade P-S é deslocada do ponto médio (CMP) em direção ao receptor. Fonte: Modificado de Stewart et al. (2002)

Utilizando a figura 10, é possível derivar a posição aproximada do CCP (X_{ccp}) para

uma modelo de uma camada e mostrar que é uma função da razão V_p/V_s , da posição da fonte e da posição do receptor. Aqui assume-se um alvo de reflexão de subsuperfície com uma posição de fonte X_s e posições de receptor X_R .

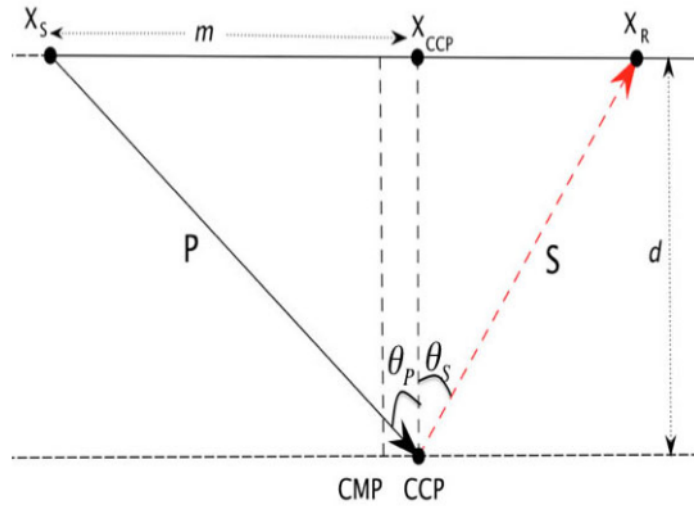


Figura 10: Ilustração da conversão da onda P em S

Pela Lei de Snell, tem-se que:

$$\sin \frac{\theta_p}{V_p} = \sin \frac{\theta_s}{V_s} \quad (21)$$

Sabe-se que,

$$\begin{aligned} X_{ccp} &= X_s + m \\ &= X_s + d \tan \theta_p \\ &= X_s + d \frac{V_p}{V_s} \tan \theta_s \\ &= X_s + d \frac{V_p}{V_s} \frac{(X_R - X_{ccp})}{d} \end{aligned}$$

Agora basta isolar X_{ccp} , obtendo-se a expressão abaixo,

$$X_{ccp} \left(1 + \frac{V_p}{V_s}\right) = X_s + \frac{V_p}{V_s} X_R$$

Finalmente, tem-se que:

$$X_{ccp} = X_S + \frac{X_R - X_S}{\left(1 + \left(\frac{V_p}{V_s}\right)\right)^{-1}} \quad (22)$$

Portanto, conclui-se que, além da análise convencional da velocidade da onda P, deve-se estimar os valores de V_p/V_s para processar os dados da onda convertida em Ps. Para uma única camada horizontal homogênea, a equação derivada acima é suficiente para dar uma ideia do CCP.

2.4.1 Empilhamento CCP

O empilhamento *common conversion point* (CCP) é uma técnica amplamente utilizada para reunir e empilhar dados de FR para mapear as descontinuidades do manto e sua variação lateral abaixo de um conjunto de receptores. De maneira geral, o método consiste em duas etapas principais. Primeiramente, para uma descontinuidade a uma certa profundidade, é computada o tempo de chegada das ondas S convertidas de P (Ps) nas descontinuidades, bem como a sua localização geográfica através do traçado de raio em um modelo de referência. Então, é feita uma soma de todas as FRs que possuem um ponto de conversão semelhante no tempo Ps calculado. Para a soma, geralmente, assume-se que as funções do receptor são compostas simplesmente por ondas S convertidas de ondas P incidentes em diferentes profundidades. No entanto, é sabido que a resposta impulsiva dos telessismos contém, além de ondas convertidas, múltiplas refletidas. E essas múltiplas, possuem um desalinhamento pequeno no sismograma, que, quando empilhado, inevitavelmente formará eventos artificiais que não representam a real estrutura do manto superior.

Segundo Svenningsen et al. (2007), o método CCP faz uma migração em profundidade das estimativas das FRs em cada estação e um empilhamento das amplitudes dos traços das FRs. O procedimento de empilhamento consiste na determinação dos caminhos de raio das funções do receptor, usando um modelo de velocidades inicial, idealmente um modelo tridimensional das velocidades de ondas P e S. Dessa forma, cada estimativa é rastreada ao longo de seu raio usando o modelo de velocidade e, em seguida, projetado no plano de perfil para formar uma seção transversal. As amplitudes são agrupadas em um grid espacial regular (distância do perfil X profundidade) e as amplitudes dos raios que cruzam a mesma posição são calculadas.

O empilhamento CCP das funções do receptor é uma técnica muito utilizada para imagear as descontinuidades do manto, visto que, ao empilhar muitas funções do receptor

que amostram quase o mesmo ponto da subsuperfície, a relação sinal-ruído é melhorada e as fases de pequena amplitude podem ser resolvidas permitindo obter imagens de alta resolução da interface da Moho e de descontinuidades rasas (Sheehan et al., 2000).

3 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia dos Parecis está localizada na região Centro-Oeste, entre as bacias do Solimões, Alto Tapajós e Paraná. É uma das maiores bacias intracratônicas brasileiras, com uma área de aproximadamente 500.000 km^2 nos estados de Rondônia e Mato-grosso. Ocupa a porção sudoeste do Cráton Amazônico, entre os cinturões de cisalhamento Rondônia e Guaporé.



Figura 11: Localização da Bacia dos Parecis. (Bahia et al., 2006)

O embasamento da Bacia dos Parecis é o Cráton Amazônico, que compreende rochas de alto e baixo grau metamórfico, rochas metassedimentares e rochas intrusivas. É estimado que há mais de 6000 metros de sedimentos paleozóicos, mesozóicos e cenozóicos, essencialmente siliciclásticos acumulados na bacia. O preenchimento sedimentar da Bacia dos Parecis teve início no Paleozóico inferior, sendo resultado de um sistema de riftes intracontinentais formados por um evento extensional. A partir desse sistema de riftes depositaram-se a formação Cacoal, as formações Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno, Fazenda da Casa Branca, Rio Ávila e o Grupo Parecis (Bahia et al., 2007).

Siqueira (1989) dividiu a bacia dos Parecis em três domínios tectono-sedimentares (Figura 12): a Fossa Tectônica de Rondônia, no oeste da bacia; o Baixo Gravimétrico dos Parecis no sudoeste da bacia e a Depressão do Alto Xingu, no limite leste da bacia. Esses domínios correspondem, respectivamente, às sub-bacias de Rondônia, do Juruena e do Alto Xingu.

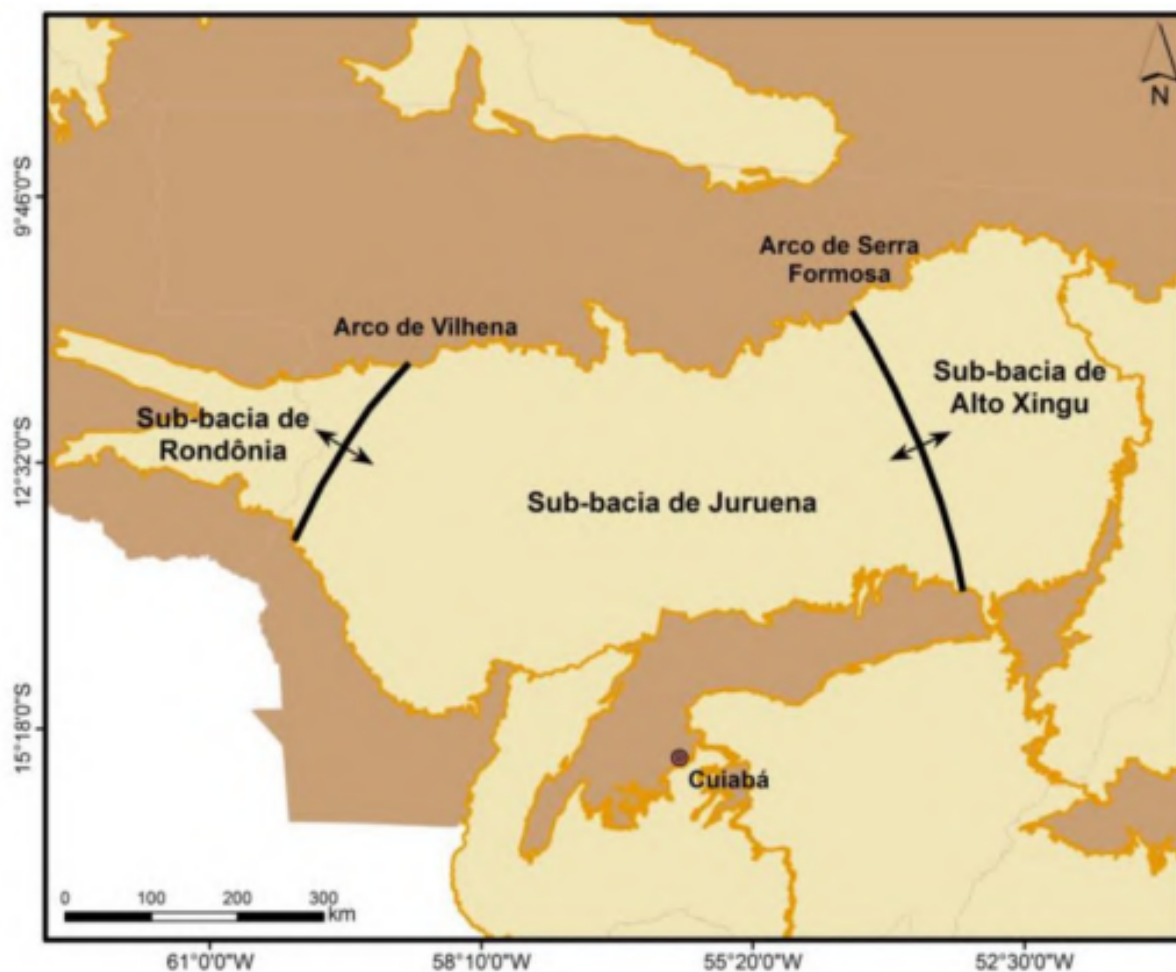


Figura 12: Mapa de localização da Bacia dos Parecis com indicação das sub-bacias de Rondônia, Juruena e Alto Xingu. Fonte: da Silva Haeser et al., 2014.

Na Sub-bacia de Rondônia, as principais estruturas estão concentradas em zonas de falhas que limitam os *grabens* de Pimenta Bueno e do Colorado (figura 13). Além disso, as camadas tem mergulhos suaves de aproximadamente 5 graus.

De acordo com Pedreira and Bahia (2004), no limite norte do Gráben do Colorado (figura 13), existem duas zonas de falhas paralelas: na mais setentrional, ocorrem brechas e blocos de quartzito; esta zona é separada de outra mais meridional por um intervalo onde ocorrem folhelhos de atitude subhorizontal. A segunda zona, que é paralela à primeira por uma extensão considerável, consiste em uma série de morros alinhados, formados por brecha de falha e arenitos silicificados. Na Sub-bacia do Juruena, as camadas são subhorizontais ou têm mergulhos fracos; na Sub-bacia do Alto Xingu as características aparentam ser semelhantes.

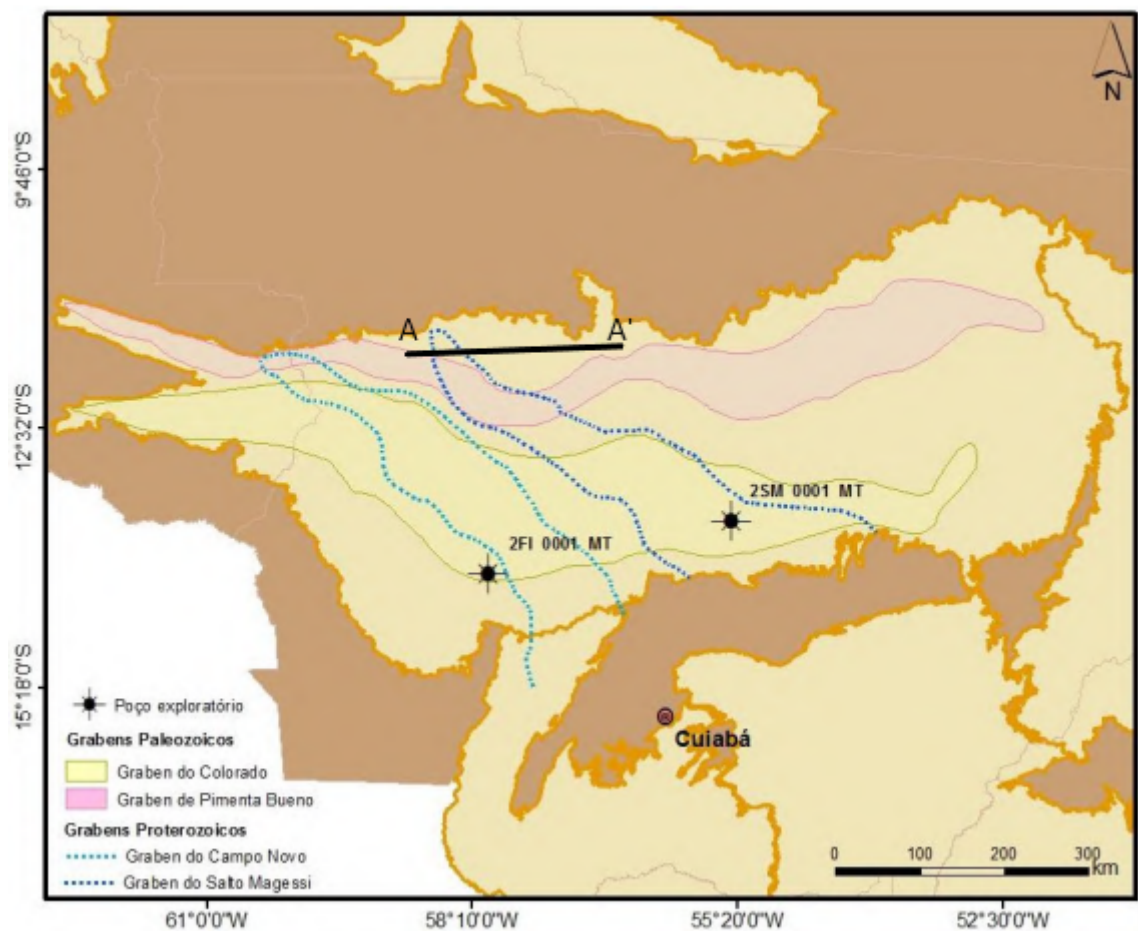


Figura 13: Mapa de localização da Bacia dos Parecis com indicação dos grábens paleozoicos e proterozoicos definidos respectivamente por levantamentos magnetométricos e gravimétricos. A reta A-A' indica a localização aproximada do perfil feito a partir da posição dos receptores. Modificado de da Silva Haeser et al., 2014.

4 PROCESSAMENTO

Para a realização do processamento, foram disponibilizados dados de FR calculados por Albuquerque(2017) das estações PAR1 a PAR6 (Com exceção das PAR4, que não possuía dados), pertencentes à rede de Estudos Tectônicos da Bacia dos Parecis, e da estação PDRB. A tabela 2 apresenta as estações sismográficas, a rede a qual elas pertencem e os intervalos de tempo de registro do dados utilizados para a obtenção das FRs.

A figura 14 apresenta os resultados de FRs ordenados por azimute reverso para a estação PAR1, mostrando o sismograma radial com alinhamento em 0 segundo correspondente à fase P. Os resultados obtidos para as demais estações são apresentados no Apêndice.

Estação	Tipo	Período
PAR1	ETBP - CNPq	23/04/2015 a 29/03/2016
PAR2	ETBP - CNPq	22/05/2015 a 29/03/2016
PAR3	ETBP - CNPq	09/08/2015 a 29/03/2016
PAR4	ETBP - CNPq	11/08/2015 a 19/08/2015
PAR5	ETBP - CNPq	12/05/2015 a 01/12/2015
PAR6	ETBP - CNPq	10/08/2015 a 01/12/2015
PDRB	RSBR	07/12/2012 a 24/03/2016

Tabela 2: Período de dados das FR utilizados e rede de estações a qual pertencem. A estação PAR4 (em vermelho) não tinha dados disponíveis. Modificado de Albuquerque, 2017.

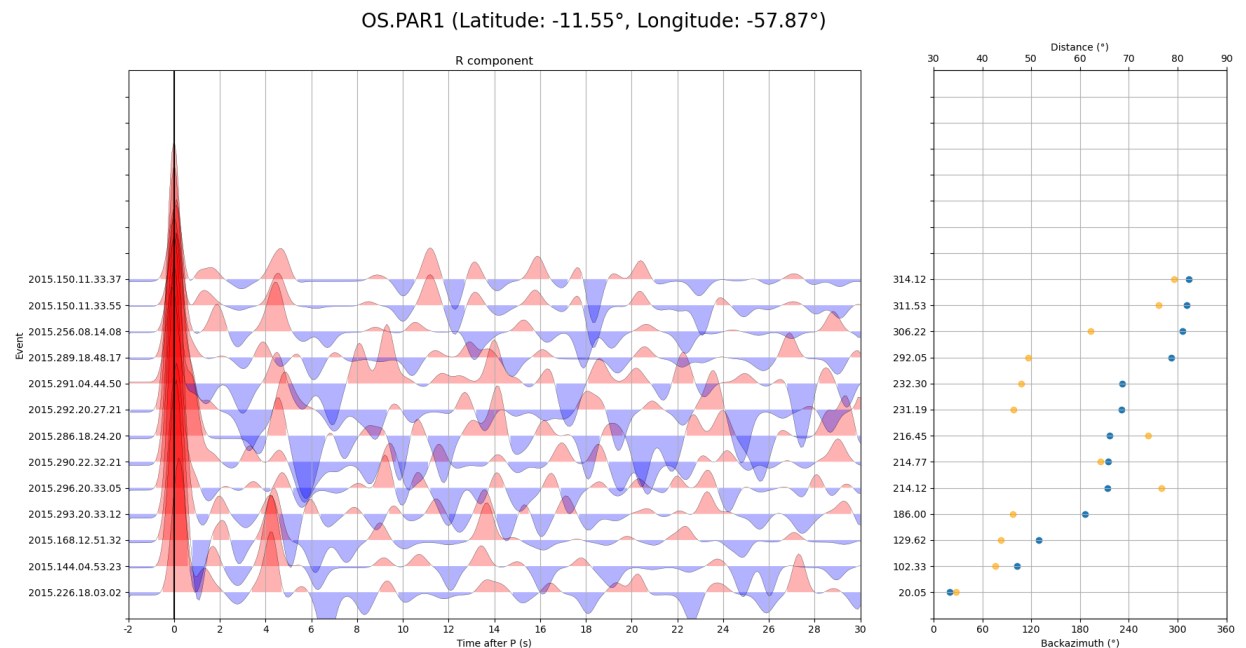


Figura 14: Resultados de FR organizadas por azimute reverso para a estação PAR1. Imagem gerada no Python, utilizando o SEISPY.

As FRs foram geradas no programa ITERDECON (Herrmann, 2013) no qual se

definiu o filtro gaussiano de 2,5 e 200 iterações. Além disso, as FRs correspondem à telessismos de distâncias entre 30° e 100° e magnitudes superiores a 4,5 (Albuquerque, 2017).

Para o processamento dos empilhamentos HK e CCP, foi realizado nas componentes radiais das FRs por meio do SEISPY - Xu et al., 2022 -, que é um módulo do python para processamento de dados sísmológicos, oferecendo bibliotecas com funções que realizam o cálculo de RF, empilhamentos HK e CCP. A utilização do SEISPY é feita no terminal por meio da linguagem *shell script*.

As estimativas de espessura crustal e razão $\frac{V_p}{V_s}$ foram recalculadas no SEISPY, sendo necessário definir no arquivo de configuração do programa, a velocidade da onda P (V_p), os pesos (w_1, w_2 e w_3) e os valores máximo e mínimo esperado para os parâmetros H e K.

Para V_p foi escolhido o valor de 6,4 km/s (Albuquerque, 2017). Entretanto, ao realizar o processamento variando a velocidade até 7 km/s, observou-se que variações nesse parâmetro não promoviam grandes mudanças nos resultados de H e K obtidos, indicando que o método não possui grande sensibilidade à pequenas variações desse parâmetro.

Para os pesos do empilhamento HK, utilizou-se os valores recomendados por Zhu and Kanamori (2000), que são de 0.7, 0.2 e 0.1 para w_1, w_2 e w_3 , respectivamente, atribuindo o maior peso à fase Ps, geralmente a mais clara e com maior amplitude. O intervalo definido para a espessura da crosta H foi de 20 a 50 km, a da razão V_p/V_s (k), de 1,6 a 1,9. O programa utiliza estes valores pra realizar as iterações nos intervalos até estimar o melhor valor para H e K através da técnica *Bootstrap* (Efron and Tibshirani).

A técnica do empilhamento CCP foi utilizada para obter a imagem da estrutura crustal. Como a amplitude ao longo do tempo da FR representa a mudança da impedância acústica do meio no ponto de conversão, a amplitude em cada ponto da FR é atribuída a posição correspondente no caminho do raio, onde a conversão P-S ocorre para o tempo relativo à onda P direta. Em seguida, a área ao longo do perfil é quadriculada em *pixels* (Bins) suficientemente pequenos e todas as amplitudes em cada pixel são somadas para obter a amplitude média. Assim, obtém-se a imagem da estrutura crustal ao longo do perfil. Um modelo de velocidade foi usado para calcular o caminho do raio da FR e, em seguida, aplicamos a técnica de empilhamento CCP em todas as funções do receptor de eventos telessísmicos ao longo do perfil.

A aplicação da técnica CCP pode ser dividida em etapas. A primeira etapa consistiu na preparação e organização dos dados, na qual é feito o selecionamento dos componentes radiais das FR e a posterior adequação do nome e formato dos arquivos para o padrão adotado pelo programa.

Após isso, foi necessário gerar uma lista com informações de nome, latitude e longitude das estações. A etapa seguinte tratou da inserção dos parâmetros no arquivo de configuração, é nele onde é definido o modelo inicial de velocidade, o tamanho e formato

das áreas a serem amostrados (*Bins*) e coordenadas dos *Endpoints* do perfil. O modelo inicial de velocidade escolhido foi o IASP91 - um modelo de velocidade 1D parametrizado que representa uma síntese das velocidades das principais fases de onda -, que possui uma camada sedimentar de 3 km com $V_p = 3,08$ km/s, $V_s = 1,54$ km/s, e $\rho = 1,68$ g/cm³, subjacente por uma crosta uniforme de 37 km com $V_p = 6,33$ km/s, $V_s = 3,51$ km/s, e $\rho = 2,91$ g/cm³.

Por fim, definido os parâmetros, é executada a sub-rotina que faz a migração dos dados de tempo para a profundidade e realiza o empilhamento das formas de onda. Nesta fase que é realizada a migração da fase Ps. Esta fase é importante para identificação da Moho, das discontinuidades do meio da litosfera e do limite litosfera-astenosfera abaixo dos receptores. Dito isso, devido à pequena amplitude dos coeficientes de conversão, empilhar uma quantidade grande de FR é fundamental para se obter uma boa resolução.

Como o SEISPY não oferece ferramentas para gerar a imagem do perfil resultante do empilhamento, fez-se uso então do Generic Mapping Tools - GMT, (Wessel et al., 2013), que por meio de uma pequena rotina no shell script gerou o perfil do empilhamento CCP da figura 15. Esta figura mostra o perfil de distância por profundidade, com uma escala de cor que representa as fases positivas(vermelho) e as negativas(azul). No resultado, já é possível observar alguns alinhamentos de fase que podem indicar discontinuidades, que serão melhor analisadas na seção dos resultados.

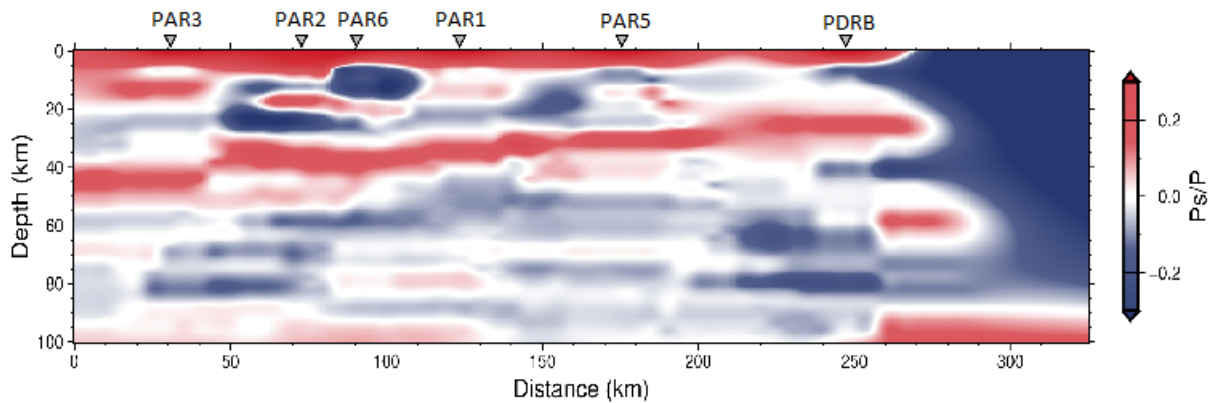


Figura 15: Resultados do empilhamento CCP utilizando as FRs radiais.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados obtidos para espessura (H) e razão Vp/Vs (K) pelo método do empilhamento HK das FRs foram sumarizados na tabela 3.

Estação	H (Km)	Vp/Vs
PAR1	32,9 ± 1,20	1,79 ± 0,061
PAR2	38,1 ± 4,91	1,74 ± 0,126
PAR3	43,2 ± 0,70	1,76 ± 0,026
PAR4	-	-
PAR5	29,1 ± 0,95	1,81 ± 0,028
PAR6	34,0 ± 1,38	1,89 ± 0,025
PDRB	24,1 ± 0,04	1,82 ± 0,001

Tabela 3: Resultados de espessura crustal (H) e razão Vp/Vs da Bacia dos Parecis.

A razão Vp/Vs na bacia apresenta valores próximos a 1,8, com valores variando entre 1,74 e 1,89, e desvio padrão abaixo de 0,06 (com exceção da estação PAR2, que apresentou um desvio padrão de 0,12), tais valores indicam que há grandes mudanças composicionais ao longo do perfil. A espessura da crosta apresenta uma média de 33 km, variando, em valores absolutos, entre 24 e 43 km, e desvio padrão abaixo de 1,4 km, e novamente PAR2 apresentou desvio padrão alto para esse parâmetro.

Na tabela 4, observa-se que os resultados foram muito similares aos obtidos por Albuquerque(2017), com exceção da estação PDRB, que mostrou diferenças notáveis para H e K. A estação PDRB foi a mais suscetível as variações dos parâmetros, apresentando mudanças bruscas nos resultados de espessura e razão Vp/Vs. Para uma Vp de 6,4 Km, ao se definir o intervalo de H entre 20 e 50 Km, se obteve uma espessura crustal de 24,1 ± 0,04 km (Figura 16), no entanto, quando se alterou o valor mínimo para 30 Km, o resultado obtido para a espessura (H) foi de 38,8 ± 1,05 km e a razão Vp/Vs (K) caiu para 1,51 (Figura 17). Este último valor, é muito próximo ao valor estimado por Albuquerque(2017), isso se dá porque o intervalo de busca definido por ele foi entre 36 e 44 km.

Estação	H (Km)	H(km) ₍₁₎	Vp/Vs	Vp/Vs ₍₁₎
PAR1	32,9 ± 1,20	33,4 ± 2,4	1,79 ± 0,061	1,79 ± 0,10
PAR2	38,1 ± 4,91	38,2 ± 3,6	1,74 ± 0,126	1,75 ± 0,10
PAR3	43,2 ± 0,70	43,0 ± 4,6	1,76 ± 0,026	1,78 ± 0,09
PAR4	-	-	-	-
PAR5	29,1 ± 0,95	30,0 ± 4,5	1,81 ± 0,028	1,80 ± 0,11
PAR6	34,0 ± 1,38	34,9 ± 2,7	1,89 ± 0,025	1,86 ± 0,13
PDRB	24,1 ± 0,04	40,4 ± 2,2	1,82 ± 0,001	1,48 ± 0,03

Tabela 4: Comparativo de resultados de espessura crustal (H) e razão Vp/Vs da Bacia dos Parecis. (1) Colunas em vermelho indicam os resultados obtidos por Albuquerque(2017)

No geral, os resultados obtidos para a razão V_p/V_s , pela aplicação do método HK, estiveram próximos de 1,8. Portanto, nesse trabalho assumiremos que não há alterações composicionais tão bruscas, tomando como mais provável o resultado obtido de 1,82 (Figura 16). Somado a isso, no sismograma de FR para a estação PDRB (Figura 18), nota-se que o tempo de chegada da fase Ps clara é de aproximadamente 3 segundos, indicando que a crosta é menos espessa nessa região. Por outro lado, a fase Ps possui peso maior para a definição do resultado no método HK, em comparação às múltiplas.

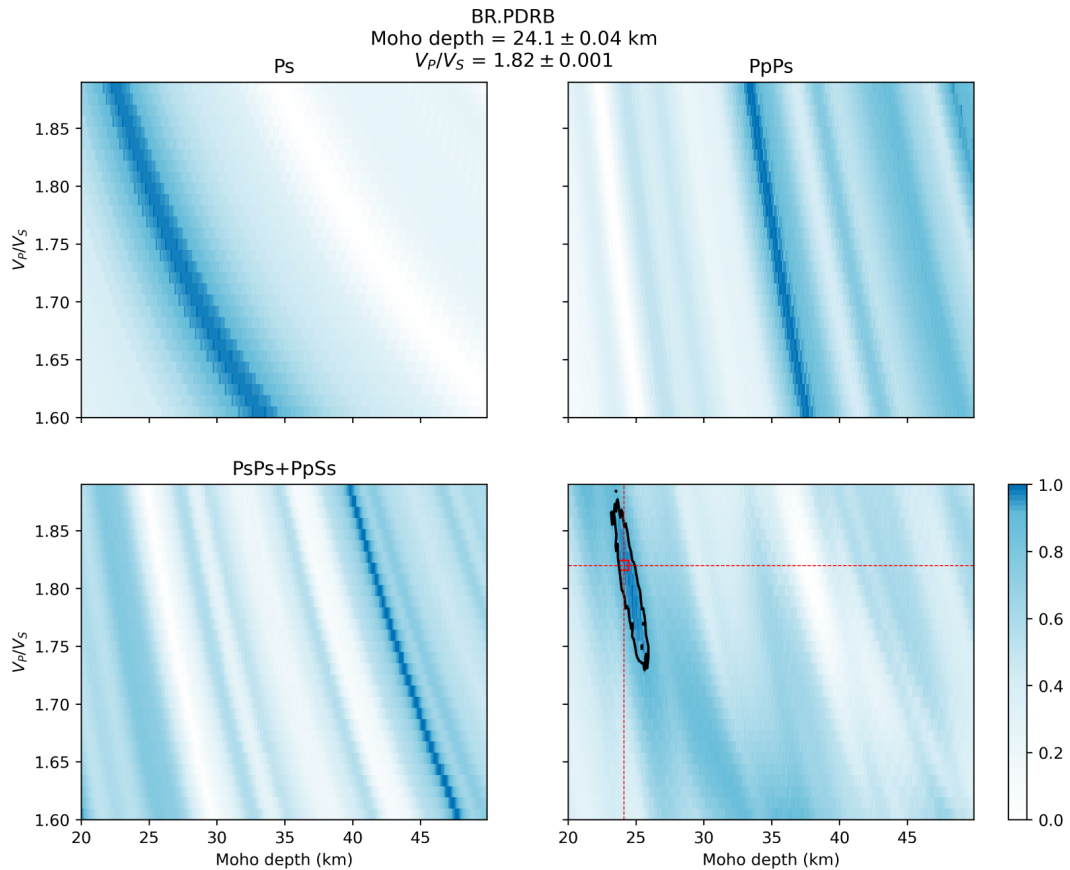


Figura 16: Resultado do empilhamento H-K para a estação PDRB, com a indicação dos valores de espessura crustal (H) e V_p/V_s , e os desvios padrões das estimativas para a estação. A escala de cores indica a correlação entre os parâmetros H e V_p/V_s .

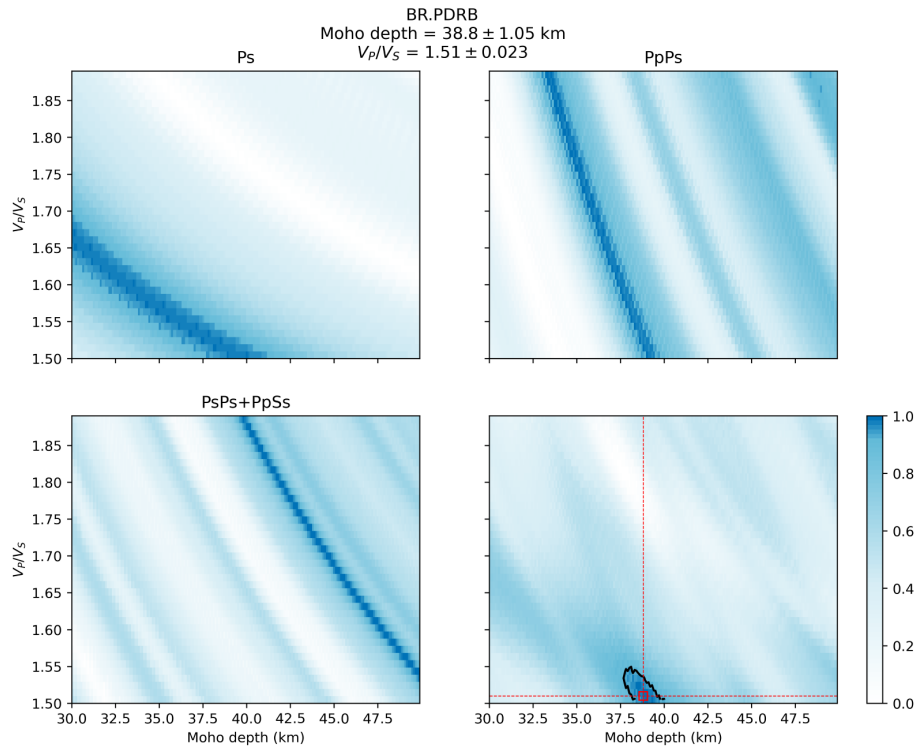


Figura 17: Resultado do empilhamento H-K, com a indicação dos valores de espessura crustal (H) e V_p/V_s , e os desvios padrões das estimativas para a estação PDRB. A escala de cores indica a correlação entre os parâmetros H e V_p/V_s .

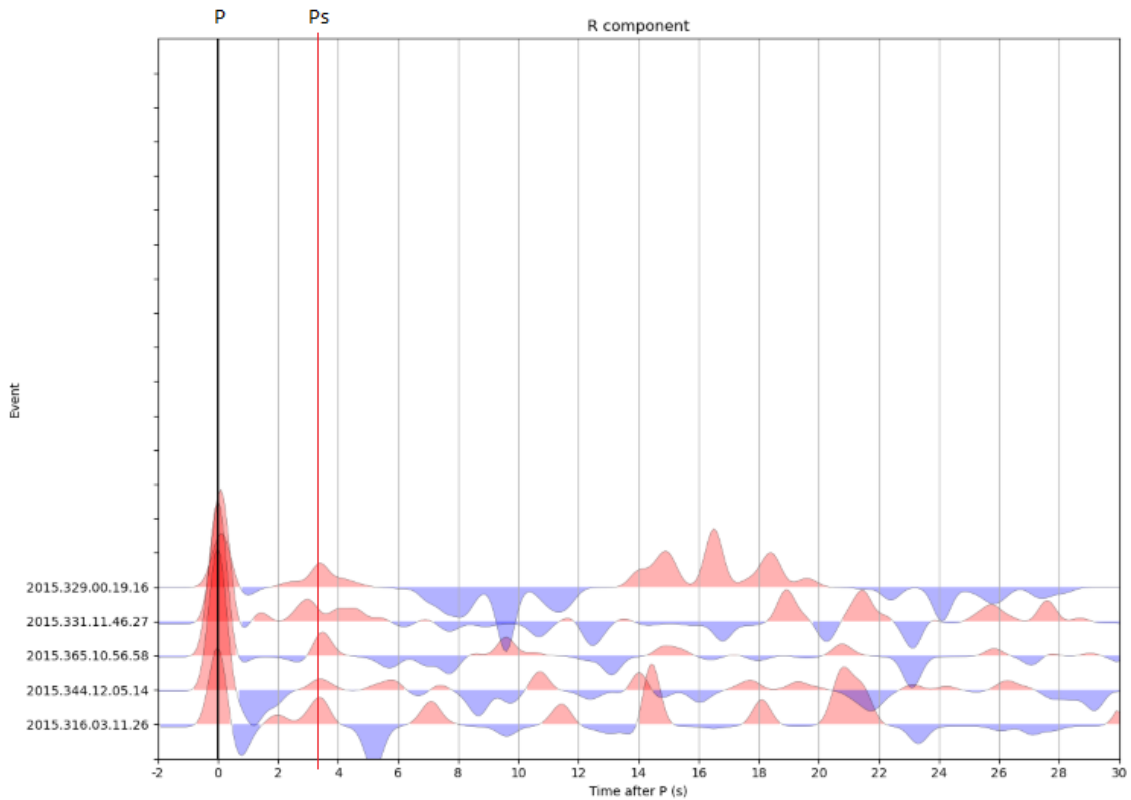


Figura 18: Funções do receptor radial empilhadas da estação PDRB. Alinhamento em 0 segundos corresponde à fase P. A Moho é interpretada como sendo o alinhamento de fases Ps próximos a 3 segundos.

Almeida et al. (2021) realizaram um estudo de espessura crustal no Cráton amazônico usando a gravimetria, e obtiveram resultados de espessura baixos para a região onde se localiza a estação PDRB. Desta forma, reforçando as estimativas de 25 km obtidas neste trabalho.

Os resultados do imageamento CCP considerando fases primárias e múltiplas são apresentados na Figura 19. Na escala de cor, o vermelho indica as fases positivas; o azul, as fases negativas. Os alinhamentos de fases indicam descontinuidades onde ocorrem conversão das ondas (Xu et al., 2022). As migrações de fase Ps foram utilizadas para interpretar a Moho, identificada pelo tracejado em preto (Figura 19), com profundidade média próxima a 40 Km. Para o leste, pode-se notar uma diminuição contínua expressiva da espessura da crosta. Dessa forma, a interpretação do perfil pode ser dividido em 3 domínios distintos, suportado principalmente pelos resultados de espessura (H): o primeiro se estende de 0 a 50 km, com espessura crustal superior a 40 km e razão V_p/V_s de 1,76, indicando uma composição félsica; o segundo domínio se estende de 50 a 180 km, com espessura média de 35 km e valores de V_p/V_s entre 1,74 e 1,89, o que indica uma crosta média variando de félsica à máfica, e o terceiro domínio se estende de 180 a 280 km, com espessura crustal de 25 km e V_p/V_s de 1,82 também apresentando uma composição mais máfica.

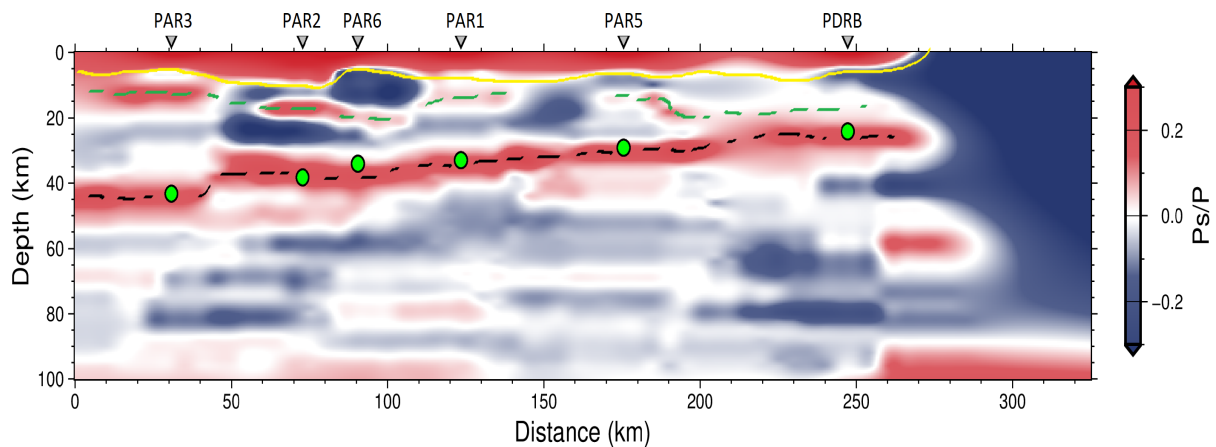


Figura 19: Imagem ilustrando o empilhamento pela técnica CCP. O tracejado em preto representa a descontinuidade de Moho, sendo possível observar diminuição da espessura da crosta para o leste. Os círculos em verde são as profundidades obtidas pelo empilhamento HK para a Moho em cada uma das estações. A marcação em amarelo é a interpretação do embasamento da bacia.

Na figura 19, os círculos verdes indicam as profundidades obtidas pelo empilhamento HK, coincidindo com o alinhamento das fases positivas (tracejado em preto). A linha em amarelo é marcada representando o possível embasamento da bacia, que tem seu valor máximo cerca de 6 km de profundidade ao longo do perfil. Esse resultado condiz com o adquirido por Fontes et al.(2019) e Bahia et al.(2007), que afirmam que a espessura máxima da camada sedimentar da bacia dos Parecis é de aproximadamente 6 km no

graben de Pimenta Bueno.

Também pode-se observar uma região entre a superfície e a Moho no perfil (traçado em verde) com em média 20km de profundidade. Possivelmente está associada à descontinuidade de Conrad, camada considerada o limite entre a crosta continental superior e a inferior. Destaca-se também que a razão V_p/V_s é maior que 1,8 para as estações PAR6, PAR5 e PDRB, indicando uma composição mais máfica. Na figura 19, pode-se observar que há regiões em azul com aproximadamente 10 km de profundidade apenas sob as estações citadas, talvez isso indique a existência de corpos intrusivos nesses locais. No entanto, essas observações são interpretações baseadas em trabalhos anteriores, é importante ressaltar que a pouca quantidade de dados e receptores na região dificulta uma interpretação mais precisa dos resultados.

6 CONCLUSÃO

O presente trabalho foi realizado com os conhecimentos de FR, empilhamentos HK e CCP, que por meio do pacote SEISPY, permitiram imagear a Bacia dos Parecis. Desta forma, o objetivo inicial, de aplicar a técnica do empilhamento CCP no perfil E-W da Bacia dos Parecis utilizando resultados de FR foi alcançado, apresentando resultados satisfatórios, que permitiram com sucesso uma observação clara das descontinuidades crustais.

As funções do receptor empilhadas e dispostas em perfil, os resultados obtidos utilizando o método HK e o imageamento aplicando o empilhamento CCP permitiram concluir que a espessura média da crosta na bacia é de aproximadamente 33 km. Além disso, a razão V_p/V_s apresentou um resultado médio de 1,8, que é característico de regiões máficas, entretanto, em valores absolutos, variou de 1,74 a 1,89, indicando um variação de composição na região. Destes resultados, a estação PDRB foi a única a apresentar divergências quanto ao estimado por Albuquerque(2017). Assumiu-se que essa diferença resulta do intervalo definido para espessura durante a aplicação do método, sendo, que neste trabalho, foi definido entre 20 e 50 km. Nesse intervalo, é provável que exista dois mínimos, no qual o com resultado de 24,1 km apresentou um menor ajuste.

No geral, embora a quantidade de FRs para o perfil ser limitado e o perfil esteja ao norte da bacia, os empilhamentos HK e CCP apresentaram informações consistentes com a literatura e foram eficazes em imagear a crosta, possibilitando identificar estruturas intracrustais e a descontinuidade da Moho, que mostrou uma diminuição expressiva de profundidade à leste, assume-se que tal afinamento crustal seja consequência do processo de estiramento que ocorreu durante sua formação. Ademais, a alteração da razão V_p/V_s média ao longo do perfil, nos permitiu interpretar a existência de intrusões máficas. No entanto, para um melhor detalhamento dessas feições estruturais, seria necessário uma instalação densa de estações sismográficas na região, dado a quantidade limitada de resultados disponíveis para estudo.

REFERÊNCIAS

- [1] Modelling waves. <https://www.scienceworld.ca/resource/modelling-waves/>. "Acessado em 09/06/2022".
- [2] Keiiti Aki and Paul G Richards. *Quantitative seismology*. 2002.
- [3] Diogo Farrapo Albuquerque. Estudos crustais nas regiões norte e centro-oeste do brasil. 2017.
- [4] Yellinson de Moura Almeida, Giuliano Sant'Anna Marotta, George Sand França, Roberta Mary Vidotti, and Reinhardt Adolfo Fuck. Crustal thickness estimation and tectonic analysis of the amazonian craton from gravity data. *Journal of South American Earth Sciences*, 111:103449, 2021.
- [5] Charles J Ammon. The isolation of receiver effects from teleseismic p waveforms. *Bull. Seismol. Soc. Am*, 81(6):2504–2510, 1991.
- [6] Ruy Benedito Calliari Bahia, Marcelo Augusto Martins Neto, Maria Sílvia Carvalho Barbosa, Augusto José de Cerqueira Lima Silva, et al. Revisão estratigráfica da bacia dos parecis-amazônia. 2006.
- [7] Ruy Benedito Calliari Bahia, Marcelo A MARTINS NETO, Maria Silvia C Barbosa, and Augusto José Pedreira. Análise da evolução tectonossedimentar da bacia dos parecis através de métodos potenciais. 2007.
- [8] B Bolt. Inside the earth (ba bolt, ed.), 1982.
- [9] Bolívar da Silva Haeser, Pedro Victor Zalán, Marina Abelha Ferreira, and Eliane Petersohn. Revisão litoestratigráfica da bacia dos parecis e implicações para a exploração de petróleo. In *Rio Oil & Gas Espo and Conference*, 2014.
- [10] Michael Dentith and Stephen T Mudge. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press, 2014.
- [11] Bradley Efron and Robert Tibshirani. Statistical data analysis in the computer age. *Science*, 253(5018):390–395, 1991.
- [12] Mark E Everett. *Near-surface applied geophysics*. Cambridge University Press, 2013.
- [13] SL Fontes, MA Meju, VP Maurya, EF La Terra, and LG Miquelutti. Deep structure of parecis basin, brazil from 3d magnetotelluric imaging. *Journal of South American Earth Sciences*, 96:102381, 2019.

- [14] Michael Gedge and Martyn Hill. Acoustofluidics 17: Theory and applications of surface acoustic wave devices for particle manipulation. *Lab on a Chip*, 12(17):2998–3007, 2012.
- [15] Robert B Herrmann. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84(6):1081–1088, 2013.
- [16] Philip Kearey, Michael Brooks, and Ian Hill. *An introduction to geophysical exploration*, volume 4. John Wiley & Sons, 2002.
- [17] Charles A Langston. Structure under mount rainier, washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B9):4749–4762, 1979.
- [18] Thorne Lay and Terry C Wallace. *Modern global seismology*. Elsevier, 1995.
- [19] Daniel E McNamara and Thomas J Owens. Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the basin and range province using moho ps converted phases. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B7):12003–12017, 1993.
- [20] Augusto J Pedreira and Ruy Benedito Calliari Bahia. Estratigrafia e evolução da bacia dos parecis: região amazônica, brasil. 2004.
- [21] Anne F Sheehan, Peter M Shearer, Hersh J Gilbert, and Kenneth G Dueker. Seismic migration processing of p-sv converted phases for mantle discontinuity structure beneath the snake river plain, western united states. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B8):19055–19065, 2000.
- [22] RE Sheriff. Aspects of seismic resolution: Chapter 1. 1985.
- [23] Luiz P de Siqueira. Bacia dos parecis. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 3(1-2):3–16, 1989.
- [24] Michael Stein, Seth e Wyssession. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons, 2003.
- [25] Robert R Stewart, James E Gaiser, R James Brown, and Don C Lawton. Converted-wave seismic exploration: Methodsconverted-wave seismic exploration: Methods. *Geophysics*, 67(5):1348–1363, 2002.
- [26] Claudio Strobbia. Surface wave methods. *Acquisition, processing and inversion PhD Thesis, Politecnico di Torino*, 317, 2003.
- [27] L Svenningsen, N Balling, BH Jacobsen, Rainer Kind, Kurt Wylegalla, and J Schweitzer. Crustal root beneath the highlands of southern norway resolved by teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, 170(3):1129–1138, 2007.

- [28] Paul Wessel, Walter HF Smith, Remko Scharroo, Joaquim Luis, and Florian Wobbe. Generic mapping tools: improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45):409–410, 2013.
- [29] White. Application of seismic waves, 1983.
- [30] Mijian Xu, Dayong Yu, Zhouchuan Huang, Ping Tong, Shijie Hao, Youyi Ruan, and Cunrui Han. Crustal and uppermost mantle heterogeneities across the ailaoshan red river shear zone, se tibet: Implications for cenozoic magmatic activity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(6):e2021JB023656, 2022.
- [31] George Zandt and Charles J Ammon. Continental crust composition constrained by measurements of crustal poisson’s ratio. *Nature*, 374(6518):152–154, 1995.
- [32] Lupei Zhu and Hiroo Kanamori. Moho depth variation in southern california from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105 (B2):2969–2980, 2000.

A APÊNDICE - Funções do Receptor e Empilhamento HK

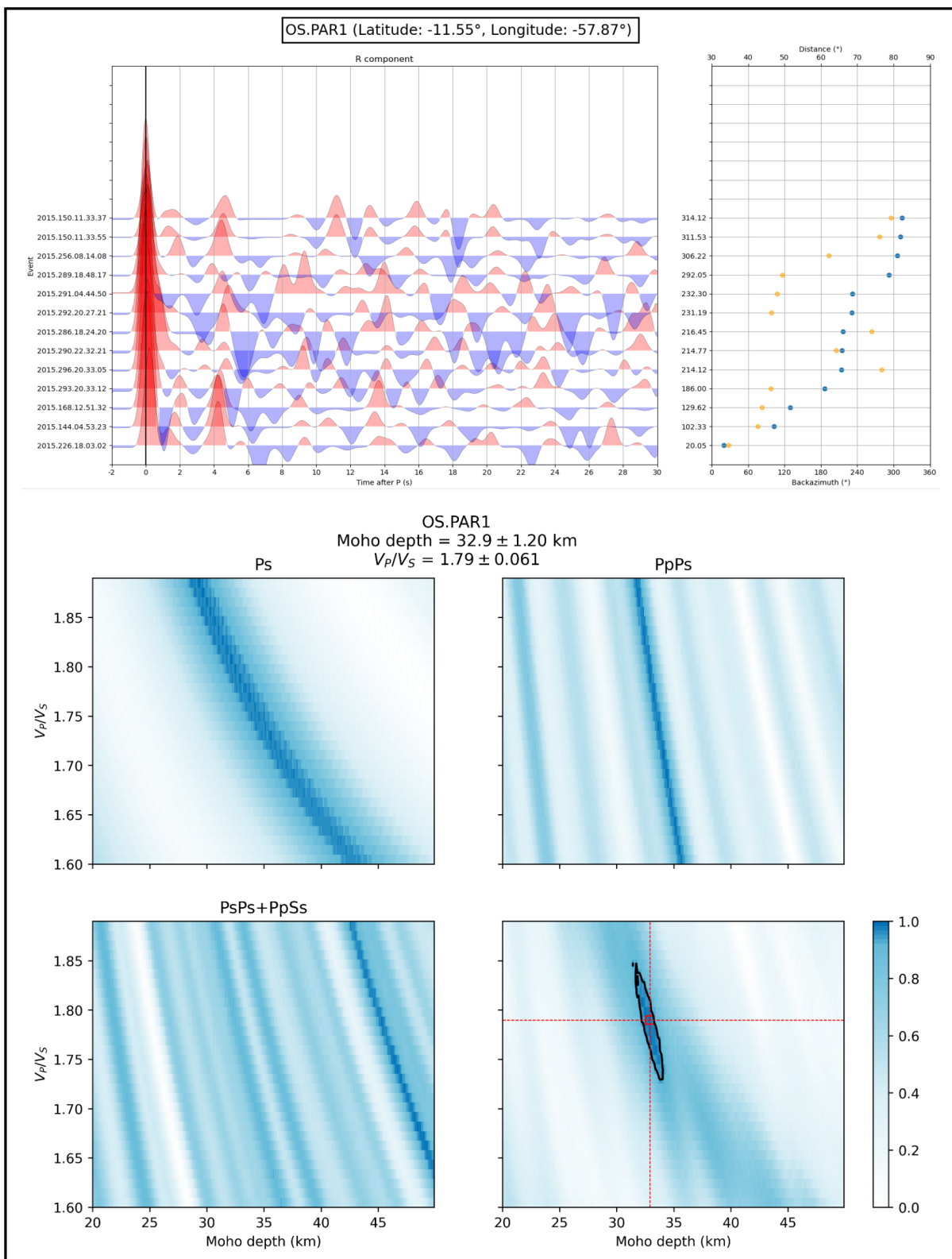


Figura 20: Função do Receptor radial e empilhamento H-k para a estação PAR1.

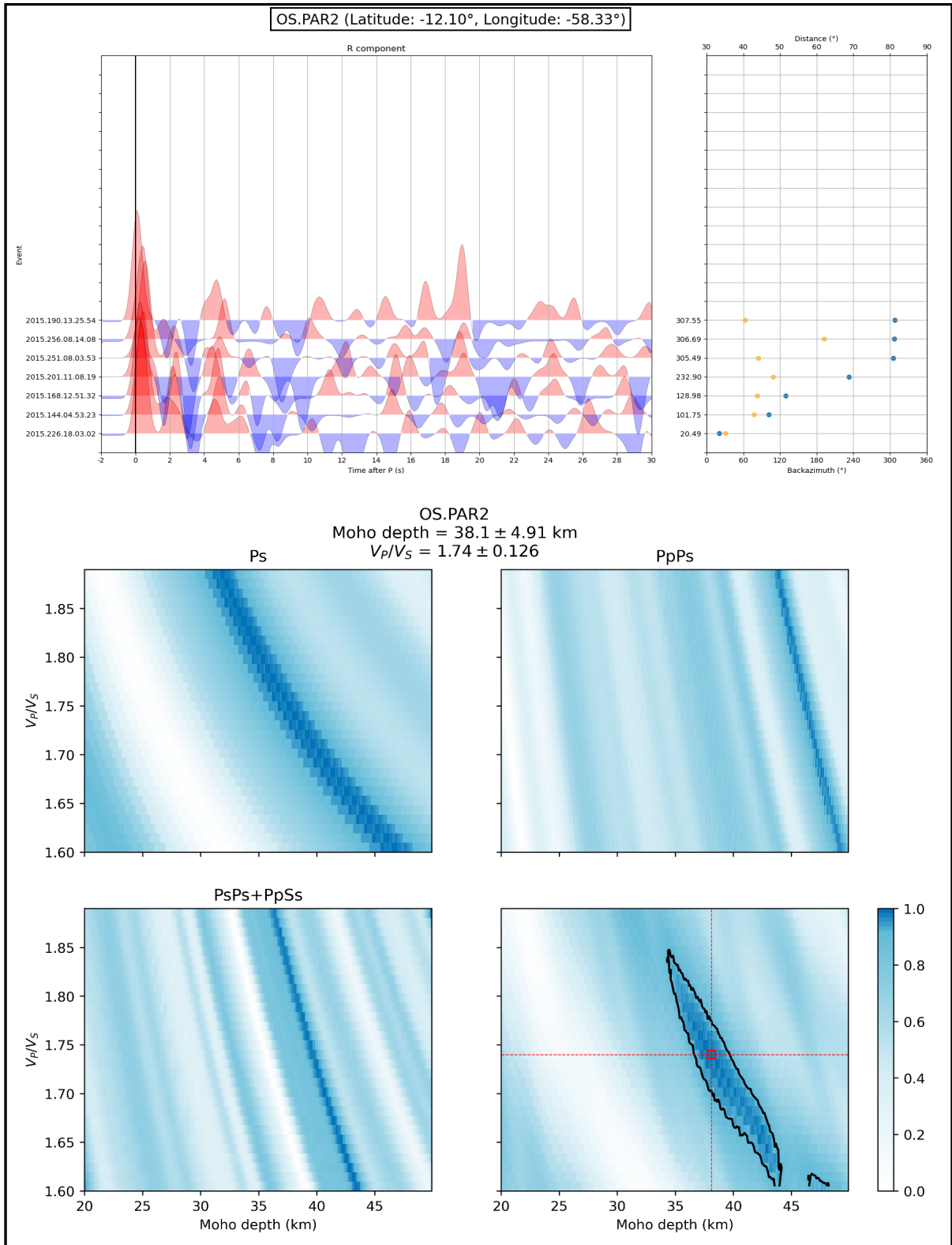


Figura 21: Função do Receptor radial e empilhamento H-k para a estação PAR2.

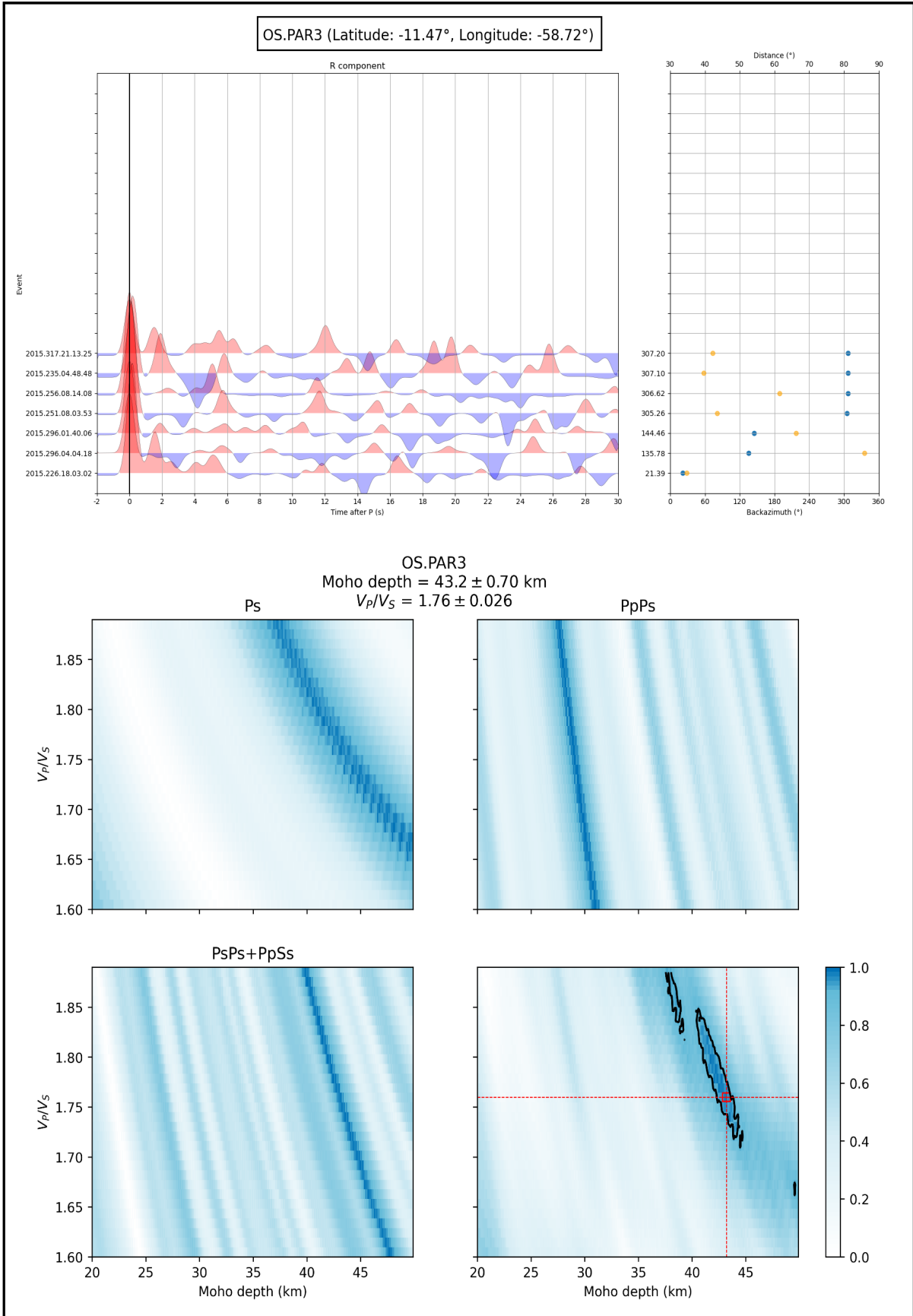


Figura 22: Função do Receptor radial e empilhamento H-k para a estação PAR3.

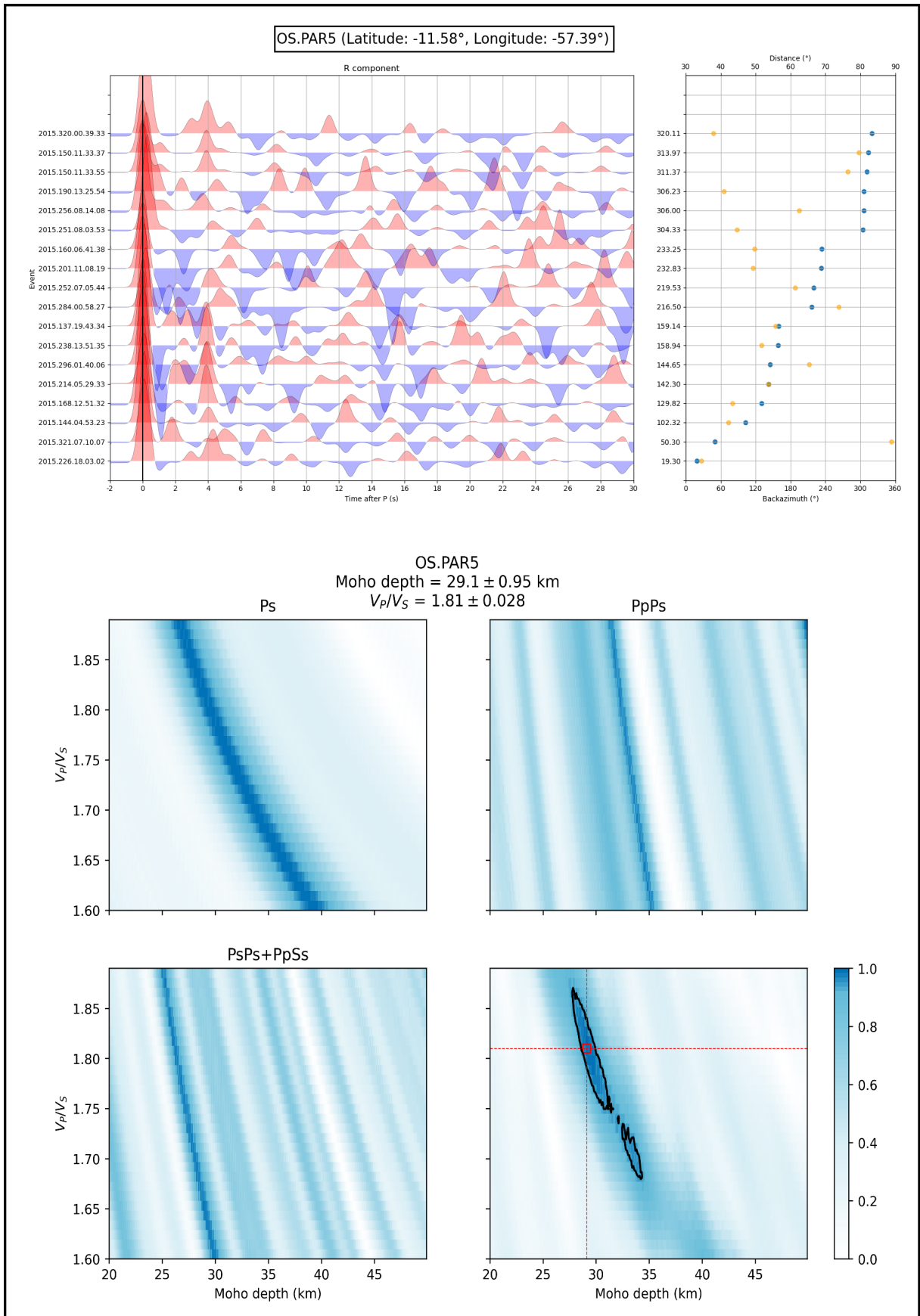


Figura 23: Função do Receptor radial e empilhamento H-k para a estação PAR5.

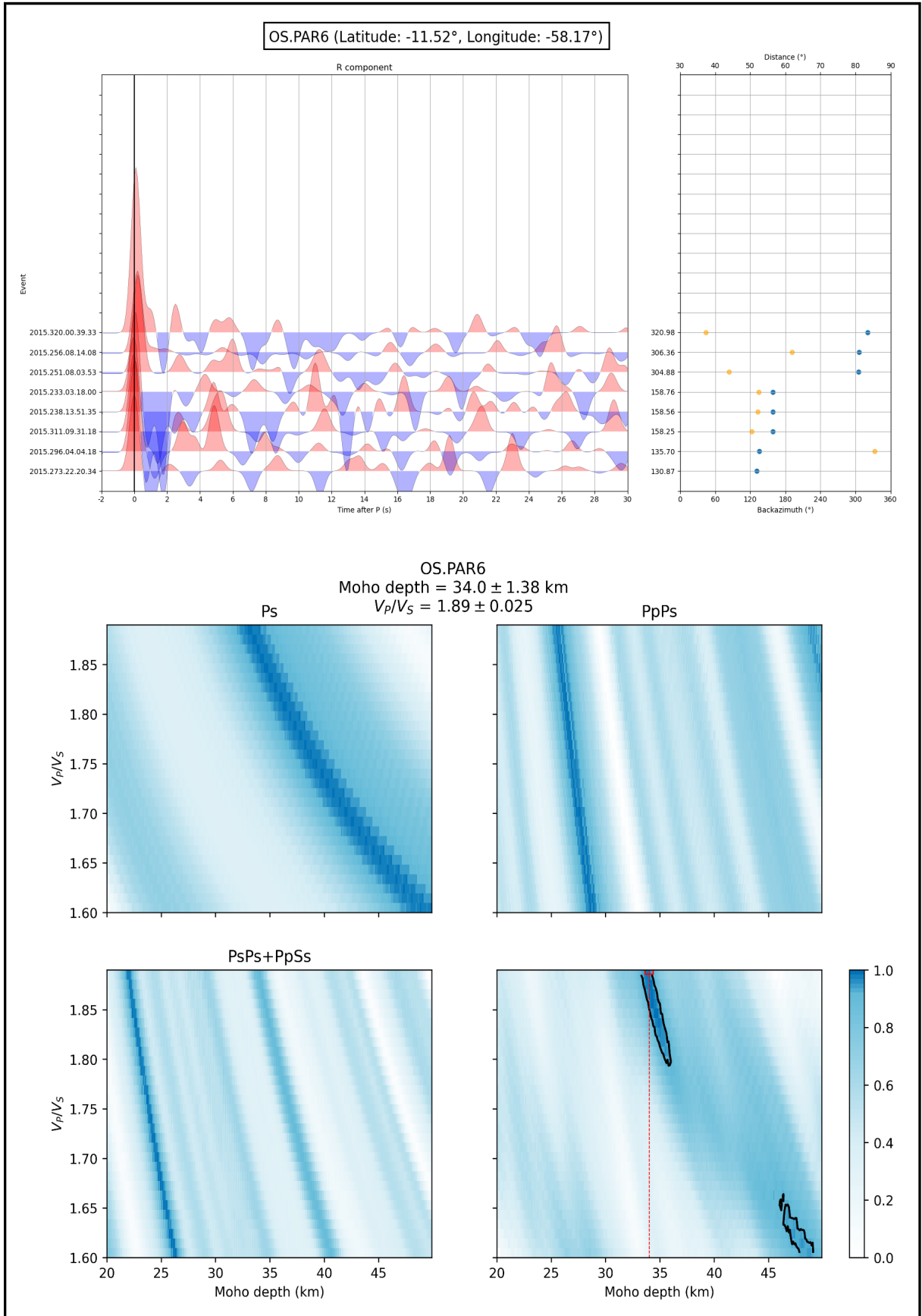


Figura 24: Função do Receptor radial e empilhamento H-k para a estação PAR6.

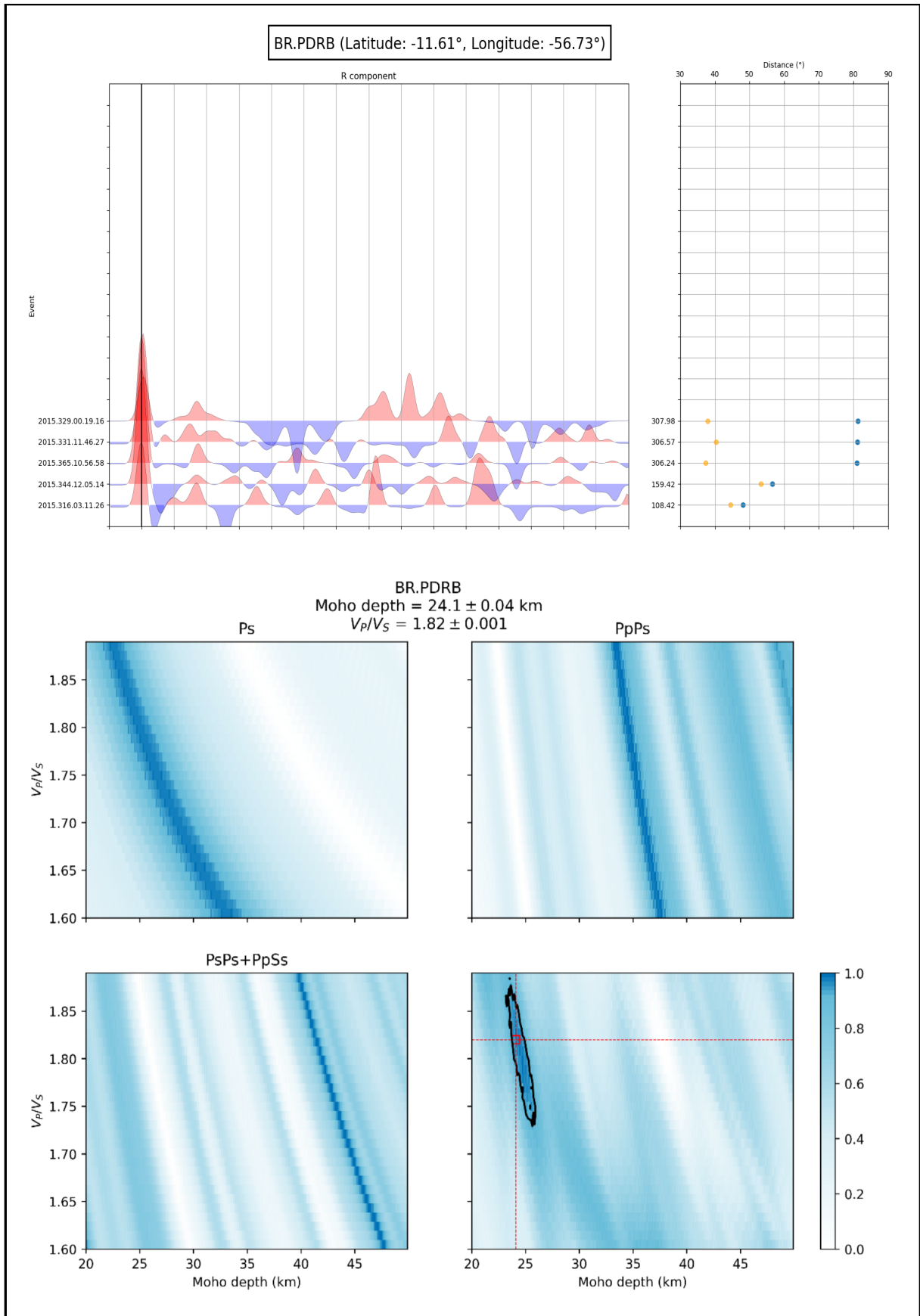


Figura 25: Função do Receptor radial e empilhamento H-k para a estação PDRB.