



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**Transecta sísmica N-S através do depocentro da Bacia do Parnaíba:
Aproximação por função do receptor e CCP**

David Silva de Queiroz
Dissertação de Mestrado nº 343

Reinhardt A. Fuck
Orientador

José Eduardo P. Soares
Co-orientador

Brasília – DF 2019



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**Transecta sísmica N-S através do depocentro da Bacia do Parnaíba:
Aproximação por função do receptor e CCP**

David Silva de Queiroz
Dissertação de Mestrado nº 343

Área de Concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck – UnB

Coorientador: Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares – UnB

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Reinhardt A. Fuck

Prof. Dr. Roberta M. Vidotti

Prof. Dr. Carlos Emanuel de Souza Cruz

Brasília – DF

2019

“Nunca tenha certeza de nada, porque a sabedoria começa com a dúvida.”

Sigmund Freud

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Joselma e Daniel, por estarem sempre comigo, me apoiando e me dando forças para superar as dificuldades e desafio que surgem. Por me motivarem a continuar nos momentos que não tinha motivação de seguir. Muito obrigado!

Aos meus orientadores, Prof. Dr. Reinhardt A. Fuck e Prof. Dr. José Eduardo P. Soares pelos ensinamentos, discussões geofísicas e geológicas. Muito obrigado Soares por ter paciência em discutir a evolução de uma bacia com um geofísico. Sou imensamente grato pelo conhecimento que me transmitiram.

Ao professor Marcus Vinícius A. G. de Lima, pela ajuda nos códigos de processamento, e por sempre está disposto a contribuir com o desenvolvimento do trabalho. Aos colegas do LabLitos, pela amizade e pelos momentos de confraternização e de aprendizado. Aos meus amigos Marcia Carneiro, Gabriela Menezes e Marcel Passos, pela amizade, pelos momentos de alegria, descontração. Muito obrigado pela amizade, sei que é verdadeira.

Ao PEGBr, por disponibilizar alguns dos equipamentos utilizados nesta pesquisa. A Universidade de Brasília e ao Laboratório de Estudos da Listosfera (LabLitos) pela estrutura disponibilizada.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Sumário

LISTA DE FIGURAS.....	i
LISTA DE TABELAS.....	iii
RESUMO.....	iv
ABSTRACT	v
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.2 Objetivo	4
CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	6
2.1 Função do Receptor.....	6
2.1.2 Filtro Gaussiano.....	9
2.1.3 Deconvolução Iterativa.....	10
2.1.4 Espessura e Razão Vp/Vs da Crosta.....	11
2.1.5 Influência de estruturas do meio na função do receptor	13
2.1.6 Sistema de rotação: RTZ e LQT	14
2.2 <i>Common Conversion Point</i> (CCP)	15
CAPÍTULO 3 – CONTEXTO TECTÔNICO E GEOLÓGICO.....	17
3.2 sequência estratigráfica.....	18
3.1 magmatismo na bacia do parnaíba	20
CAPÍTULO 4 – AQUISIÇÃO, PROCESSAMENTO DE DADOS E GERAÇÃO DE MODELOS SÍSMICOS	21
4.1 Implantação do Arranjo Sismográfico	21
4.1.2 INstalação e manutenção do perfil PBAP-ns	23
4.1 processamento dos dados de função do receptor	26
4.2 <i>Common conversion point</i> (ccp)	30
CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	34
5.1 GEometria e profundidade DO PACOTE SEDIMENTAR	37
5.2 Considerações sobre o modelo.....	38
CAPÍTULO 6 – CONCLUSÃO	40
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	41
ANEXO 1.....	45

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa geológico da Bacia do Parnaíba.....	2
Figura 2: a) Modelo de reflexão perfil E-W da Bacia do Parnaíba (Daly et al., 2014). b) Modelo de refração sísmica profunda para o perfil E-W da Bacia do Parnaíba (Soares <i>et al.</i> 2018).....	3
Figura 3: Perfil topográfico. Triângulos representam a posição das estações ao longo do perfil. Em Amarante do Maranhão (ST16) o perfil N-S cruza o perfil de refração E-W (Figura 1)	4
Figura 4: Diagrama de raio da função do receptor	6
Figura 5: Os traços E, N e Z correspondem aos registros de cada componente do sensor; eqr e eqt correspondem às funções do receptor radial e tangencial, respectivamente.	8
Figura 6: Exemplo do espectro de amplitude	9
Figura 7: Gráfico para função Gaussiana, $a=x$, em vermelho e $a=2x$ em preto.....	9
Figura 8: Análise de dados de função do receptor para a estação ST_11	12
Figura 9: Resultados do experimento numérico sobre o efeito de várias características presentes em determinado modelo de velocidade no sismograma sintético correspondente.....	13
Figura 10: Sistemas de rotação. Em a) sistema ENZ, em b) sistema RTZ, e em c) sistema LQT.	15
Figura 11: Esquema de representação do empilhamento das conversões de fase das funções do receptor no CCP.	16
Figura 12: Seção mostrando as megasequências da bacia cratonica e os principais grupos estratigráficos.....	17
Figura 14: Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. (Vaz et al., 2007)	19
Figura 15: Em a) registrador marca RefTek modelo DAS130.....	22
Figura 16: Em a) Registrador Taurus.	22
Figura 17: Mapa de localização com os eventos utilizados no processamento das funções do receptor e CCP.....	25
Figura 18: Resultados de função do receptor para a estação ST_05.	27
Figura 19: Modelo de espessura crustal e razão V_p/V_s obtidos pelo HK-stacking para o perfil PBAP-NS.....	28
Figura 20: Perfil de sismogramas de função do receptor radial empilhados.....	29
Figura 21: Modelo final de velocidade da onda P utilizado no processamento do CCP.....	30
Figura 22: Imagem ilustrando a migração pela técnica CCP usando as fases primárias e múltiplas.	32

Figura 23: Interpretação para a geometria da Bacia do Parnaíba sob o perfil N-S.	33
Figura 24: Interpretação da geometria da Moho	35
Figura 25: Modelo esquemático para o perfil PBAP-NS. Em (a) modelo para a bacia ao longo do perfil. Em (b) modelo para a crosta.	39

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Localização das estações sismográficas do perfil PBAP-NS da Bacia do Parnaíba.	23
Tabela 2: Trabalhos de campo realizados para instalação e manutenção do perfil PBAP-NS da Bacia do Parnaíba	24
Tabela 3: Intervalo de aquisição dos dados	24
Tabela 4: Profundidades calculadas para a Bacia do Parnaíba.....	30

RESUMO

Queiroz, D. S. **TRANSECTA SÍSMICA N-S ATRAVÉS DO DEPOCENTRO DA BACIA DO PARNAÍBA: APROXIMAÇÃO POR FUNÇÃO DO RECEPTOR E CCP.** Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

A Bacia do Parnaíba é uma bacia tipo *sag* localizada no norte do território brasileiro, com espessura máxima de 3,5 km, delimitada a norte pelo Cráton São Luís, a leste pela Província Borborema, a sul pelo Cráton São Francisco e a oeste pelo Cráton Amazônico. Com o objetivo de melhor compreender sua gênese e evolução, foi realizado o *Parnaíba Basin Analysis Program* (PBAP), um programa envolvendo estudos geofísicos e geológicos financiado pela *British Petroleum* (BP) em parceria com universidades brasileiras e britânicas. Neste contexto está inserido o perfil PBAP-NS com aproximadamente 660 km de extensão, atravessa a Bacia do Parnaíba de norte a sul. No estudo foram instalas 26 estações triaxiais equiespaçadas de aproximadamente 25 km entre Julho de 2017 e Dezembro de 2018. Os dados adquiridos foram processados pelo método função do receptor, em seguida migrados para profundidade pela técnica *common conversion point* (CCP). Os resultados obtidos permitiram dividir a crosta sob o perfil em 3 domínios baseados na razão V_p/V_s . O Domínio 1, a sul do perfil apresenta os menores valores da razão V_p/V_s , nele as fases Ps e múltiplas são claras, sendo possível identificar alinhamentos nas componentes radiais em torno de 2,5-3 s e nas fases positivas em torno de 20-25 km no modelo CCP, interpretados como limite crosta superior-inferior. O Domínio 2, localizado na porção central do perfil apresenta valores de V_p/V_s mais elevados ~1,8. O Domínio 3, norte do perfil apresenta valores de V_p/V_s próximos a 1,74. Os dois últimos estão associados a intrusões máficas, interpretadas como *underplating*. A profundidade da Moho ao longo do perfil varia de ~39 km ao sul, à ~45 km ao norte, onde é observada a maior espessura no *underplating*. A variação da espessura na crosta, é acompanhada pelo aumento na espessura da bacia na mesma direção, em especial na sub-bacia do Grajaú (Cretáceo). O Domínio 3 apresenta baixos valores para V_p/V_s , interpretados como limitação do método Hk-stacking em convergir corretamente os valores, devido ausência das múltiplas (Ppps e Psps) nos traços, uma vez que nesta região ocorre intenso magmatismo, sendo esperado valores elevados para esta razão.

Palavras chaves: Bacia do Parnaíba, função do receptor, *underplating*, *common conversion point*.

ABSTRACT

Queiroz, D. S. **SEISMIC TRANSITION N-S THROUGH THE PARNAÍBA BASIN DEPOCENTER: APPROXIMATION BY RECEIVER AND CCP FUNCTION.**

Dissertation (Master) - Institute of Geosciences, University of Brasília, Brasília.

The Parnaíba Basin is a sac type basin, located in the northern territory of Brazil, with a maximum thickness of 3.5 km, bounded on the north by the São Luís Craton, on the east by the Borborema Province, on the south by the São Francisco Craton and on the west by the Craton Amazonian. With the objective to better comprehend its genesis and evolution, the Parnaíba Basin Analysis research project was performed, evolving geophysical and geological studies, sponsored by British Petroleum (BP) in partnership with Brazilian and British universities. In this context it's inserted PBAP-NS profile, with approximately 660 km long, it crosses Parnaíba Basin from north to south. In the study were used 26 triaxial stations, evenly spaced by 25 km, between July, 2017 and December, 2018. The acquired data were processed by Receiver Function method, and then, deep migrated by the Common Conversion Point technique. The obtained results allowed the division of three domains based in V_p/V_s ratio. The Domain 1, situated southernmost, present the lowest observed V_p/V_s ratio, with clear Ps and multiples phases, defining lineaments on radial components (2, 5-3 s) and positive phases around 20-25 km in CCP model, interpreted here as inferior/superior crust limit. The domains 2, located in the central portion of the profile, present higher V_p/vS ratio ~ 1.8 . The Domain 3, occupying the northernmost portion, present V_p/V_s ration close to 1.74. The two former domains are associated to mafic intrusions, interpreted as an underplating. Moho depth along the profile varies from 39 km, to the south, and 45 km, to the north, where is observed the higher thickness of the underplating. The crust's thickness floating is accompanied by an increasing of Parnaíba Basin's thickness in the same direction, especially in Cretaceous Grajaú Sub-basin. The Domain 3 shows low V_p/V_s ratio, interpreted as a limitation of the Hk-stacking in correctly converting the values, due to absence of multiple (Ppps and Psp) since in this region occur intense magmatism, being expected high V_p/V_s values.

Keywords: Parnaíba basin, receiver function, underplating, common conversion point

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

A estrutura interna da Terra pode ser dividida segundo características reológicas e composicionais, a primeira, definido a classificação dinâmica, e a segunda, a classificação estática. A estrutura reológica da Terra é formada por litosfera (camada mais externa e com maior rigidez) astenosfera (camada localizada abaixo da litosfera, apresenta rigidez menor, considerada como um fluido viscoso no tempo geológico), mesosfera (situada abaixo da astenosfera, apresenta alta viscosidade), e núcleo (camada mais interna da terra, sendo dividido em núcleo externo, as ondas transversais (ondas S) não se propagam, e núcleo interno, tanto ondas transversais como longitudinais são propagadas).

A estrutura composicional da Terra é formada por crosta (camada superficial com espessura média de 35 km, limitada pela descontinuidade de Moho, que representa o maior contraste de velocidade sísmica e composição química já identificada (Pacca & McReath, 2000)), manto (camada intermediária) e núcleo (camada mais interna).

A espessura da crosta oceânica varia de 7 a 10 km, enquanto a crosta continental entre 25 e 80 km. A crosta oceânica possui composição mais primitiva (máfica) e é reciclada no manto em uma escala de aproximadamente 200 Ma, enquanto a crosta continental é mais diferenciada (félsica) e tende a ser preservada, registrando a história tectônica e geológica da Terra dos últimos 4,0 Ga (Artemieva, 2011).

O aumento da profundidade torna cada vez mais difícil a obtenção de informações a respeito das características internas terrestres, sendo necessário a utilização de mecanismos indiretos para contornar tais limitações, neste sentido, os métodos geofísicos tornam-se imprescindíveis para o desenvolvimento de tais pesquisas, sendo os principais métodos a sísmica e a sismologia, que estudam o comportamento das ondas sísmicas ao atravessar as descontinuidades do planeta

O estudo e levantamento de dados sísmicos/sismológicos tem realizado importantes contribuições na interpretação e entendimento da estrutura crustal de diferentes ambientes geológicos (Thybo e Artemieva 2013; Peixoto et al., 2015; Daly et al., 2014; Soares et al., 2018). O principal objetivo desta dissertação é determinar a interface de Moho e feições geológicas que tenham controlado a dinâmica e evolução da Bacia do Parnaíba, sob um perfil sismológico com direção norte-sul.

O projeto apresentado, está inserido no (*Parnaíba Basin Analysis Program - PBAP*), um amplo programa multidisciplinar envolvendo indústria e academia, que busca elucidar a

origem e conseqüentemente determinar os mecanismos de controle de evolução de bacias sedimentares intracratônicas/intracontinentais.

Na primeira etapa do projeto foram adquiridos dados sismológicos para estudos de função do receptor e refração sísmica profunda ao longo de perfil linear de direção E-W, com aproximadamente 1.200 km de extensão, cruzando a Bacia do Parnaíba e seus limites leste e oeste (Figura 1). O perfil de refração sísmica profunda seguiu praticamente o mesmo trajeto do perfil de reflexão profunda (20s TWT) de Daly et al. (2014), exceto próximo às longitudes 47°W e 42°W onde evitou os desvios do perfil de reflexão.

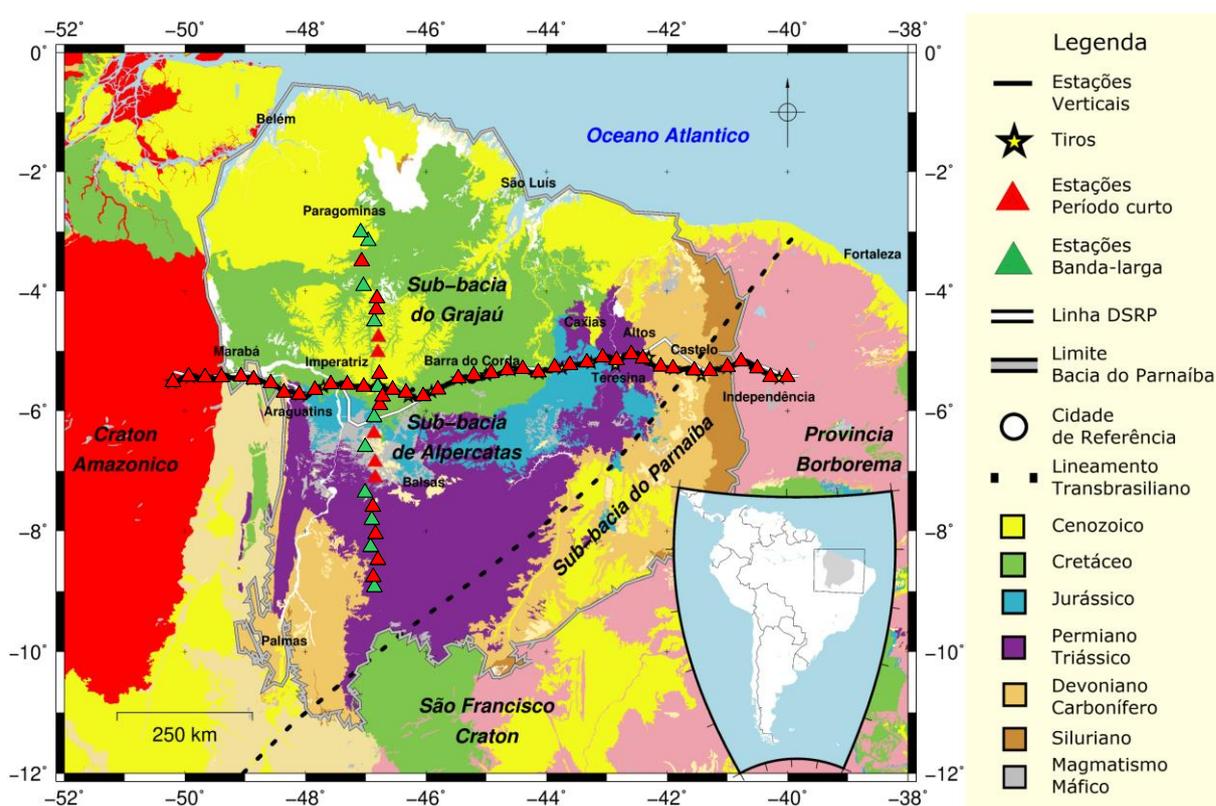


Figura 1: Mapa geológico da Bacia do Parnaíba com a linha de refração sísmica profunda E-W representada por linha contínua preta. A linha contínua branca sobreposta à linha de refração representa o perfil sísmico CDP de Daly et al. (2014). Os triângulos vermelhos representam estações sísmicas de banda-larga e os triângulos verdes estações sísmicas de período curto instaladas pelo LabLitos. No quadro menor a posição da Bacia do Parnaíba na América do Sul (Modificado de Soares et al., 2018).

Os principais resultados da primeira etapa do projeto são descritos pelos modelos sísmicos 2-D (Figura 2), que foi obtido por modelagem direta utilizando o método do traçado de raio e discutido em detalhe por Soares *et al.* (2018) (Figura 2b), e por migração de dados de

sísmica de reflexão CMP (Figura 2a), discutido em detalhe por Daly et al., 2014. Dentre as principais características da litosfera observadas sob o perfil sísmico estão:

- i) Crosta espessa sob a bacia (> 40 km) sem sinais de estiramento,
- ii) Crosta do bloco Parnaíba mais espessa que a crosta dos blocos adjacentes (Cráton Amazônico a oeste e Província Borborema a leste), onde a bacia está ancorada, o que elimina a possibilidade da Bacia do Parnaíba ser classificada como bacia do tipo rifte (Tozer *et al.*, 2017);
- iii) A existência de múltiplas suturas no embasamento, com o bloco Parnaíba sendo subdividido em domínios Grajaú e Teresina;
- iv) A existência de camada/região de velocidade alta (> 7,0 km/s) na base da crosta do domínio Grajaú (“*underplating*” conceito de Thybo e Artemieva, 2013). Essa camada/região possui relação espacial com a sub-bacia do Grajaú e segundo os autores seria a responsável pela migração do depocentro da bacia da porção central para a posição atual durante o Cretáceo, e
- v) Manto litosférico sob a bacia com velocidade de 8,3 km/s, em contraste com a velocidade de 8,0 km/s sob o Cráton Amazônico e Província Borborema.

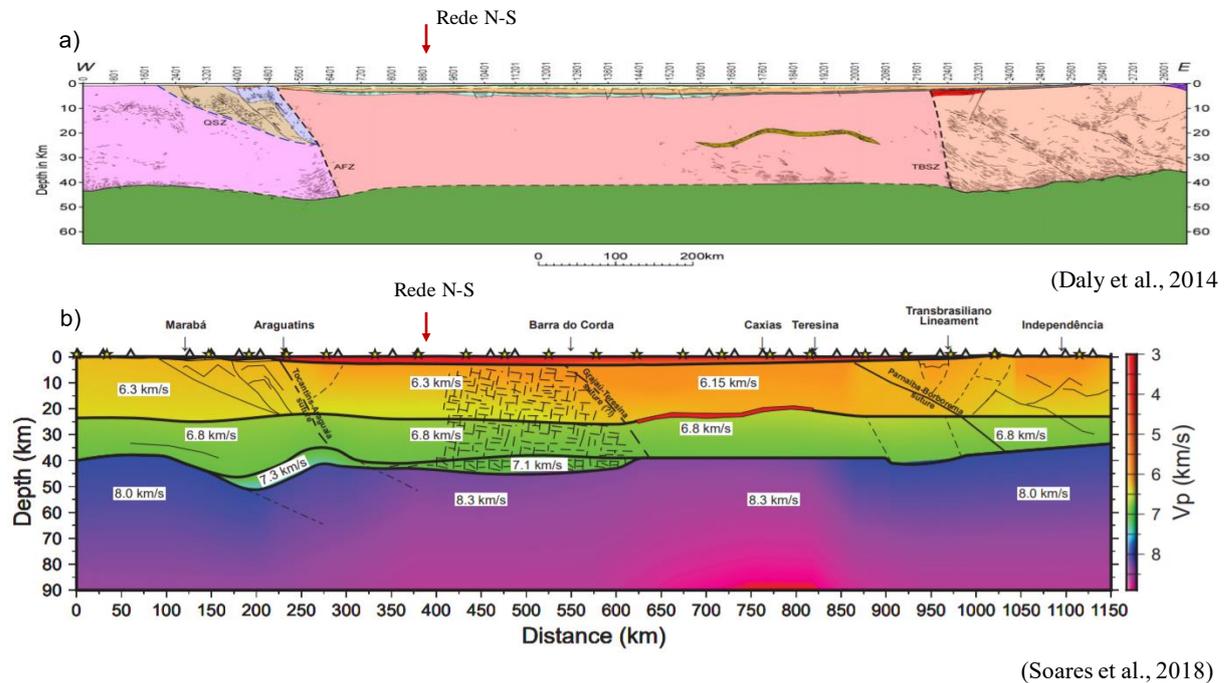


Figura 2: a) Modelo de reflexão perfil E-W da Bacia do Parnaíba (Daly et al., 2014). b) Modelo de refração sísmica profunda para o perfil E-W da Bacia do Parnaíba (Soares *et al.* 2018). O domínio Grajaú é caracterizado por camada de alta velocidade na base da crosta e intrusões descontínuas permeando toda a crosta, como sugerido pelo mosaico de traços descontínuos em torno da posição 500 km.

O perfil sísmico de refração, contudo, passou no limite sul da região de domínio dos sedimentos cenozoicos, que em princípio marcam o depocentro atual da bacia e, segundo Soares et al. (2018), apresentam relação direta com camada de alta velocidade ($>7,0$ km/s) definida na base da crosta inferior (Figura 1 e 2). Desta forma, no intuito de investigar o possível vínculo espacial e genético entre *underplating* magmático e o depocentro atual da bacia e, conseqüentemente, validar as inferências derivadas dos resultados do perfil E-W, foi realizada uma transecta sísmica N-S cruzando o domínio dos sedimentos cenozoicos da Bacia do Parnaíba.

Nesse contexto, foi implantado arranjo de 26 estações sismográficas distribuídas a cada 25 km de distância, dispostas em forma de perfil com orientação preferencial N-S, ao longo da longitude 47° W. De sul para norte, o perfil atravessou o domínio dos depósitos permiano-triássicos na primeira metade, os domínios de rochas jurássicas e os domínios de depósitos cretáceos e cenozoicos da Bacia do Parnaíba a norte (latitude $3,00^\circ$ S). O ponto de cruzamento com o perfil E-W está localizado em Amarante do Maranhão ($5,6016^\circ$ S, $46,8213^\circ$ W), que é um ponto de controle para os resultados do presente trabalho (Figuras 1 e 3).

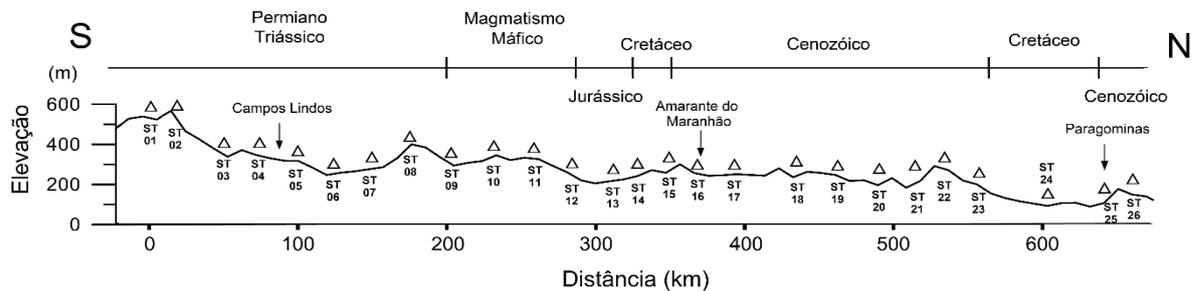


Figura 3: Perfil topográfico. Triângulos representam a posição das estações ao longo do perfil. Em Amarante do Maranhão (ST16) o perfil N-S cruza o perfil de refração E-W (Figura 1)

Neste trabalho é apresentado modelo com espessura e V_p/V_s médios da bacia e da crosta sob a Bacia do Parnaíba ao longo do perfil N-S, elaborado a partir da técnica da função do receptor e análise *Hk-stacking*, e imagem da crosta e manto litosférico obtida com a migração CCP (*Common Conversion Point*) dos resultados de função do receptor (Dueker e Sheehan, 1997; Kosarev et al., 1999).

1.2 OBJETIVO

O objetivo da pesquisa é contribuir para o entendimento da evolução da Bacia do Parnaíba por meio da caracterização sísmica da crosta da porção cretácea-cenozoica da Bacia

do Parnaíba, determinando modelo para a bacia e para a crosta sob o perfil N-S, com a utilização de dados de função do receptor.

Objetivos específicos são: (i) aquisição de dados sismológicos a partir de rede sismográfica composta por 26 estações triaxiais; (ii) processamento de dados telessísmicos para obtenção dos resultados de função do receptor; (iii) obtenção de traço de função do receptor representativa de cada estação para estabelecer o perfil sísmico de função do receptor no tempo; (iv) determinação da espessura (H) em função da razão V_p/V_s (k) a partir da técnica *H-k stacking*; (v) imageamento da bacia e da crosta a partir de migração e empilhamento dos dados de função do receptor segundo o método CCP (*Common Conversion Point*); (v) análise e interpretação dos resultados correlacionados com as principais feições geológicas presentes em superfície.

CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 FUNÇÃO DO RECEPTOR

A função do receptor (FR) é um método sismológico que busca inferir informações sobre a estrutura interna da Terra, caracterizando sismicamente as principais descontinuidades da crosta e manto superior abaixo de estações sismográficas. Quando uma frente de onda plana P incide sobre uma descontinuidade próximo à vertical, parte de sua energia é convertida em ondas S_diretas e outra sofre múltiplas reflexões, sendo que a onda P é registrada principalmente na componente vertical e as ondas S na componente radial (Figura 4).

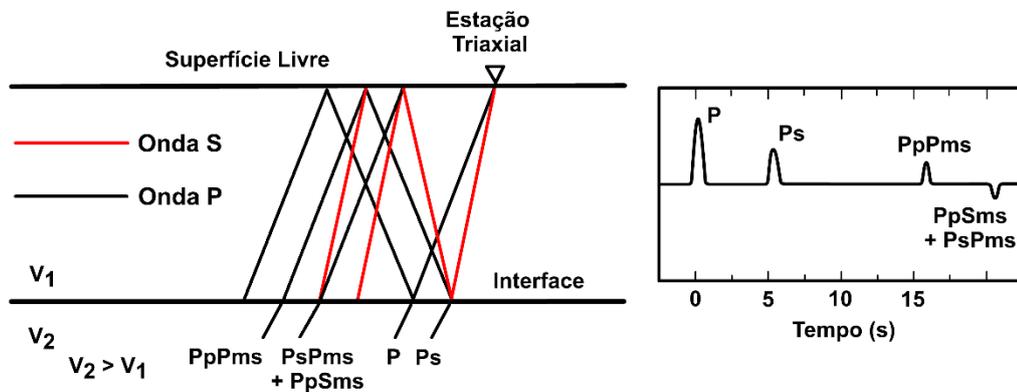


Figura 4: Diagrama de raio da função do receptor. À esquerda representação da frente de onda P plana e suas principais conversões e reflexões. À direita componente radial da função do receptor; a fase P corresponde à onda direta, que não sofre conversão na Moho, a fase Ps à frente de onda P convertida em S na Moho, polarizada verticalmente, e as fases PpPms, PpSms+PsPms, são conversões múltiplas ocorridas na Moho (Modificado de Ammon, 1997).

A técnica desenvolvida por Langston (1977, 1979) considera que o registro de um evento sísmico é composto pela assinatura espectral da fonte, da resposta instrumental e da estrutura interna da Terra abaixo da estação sismográfica. Segundo Langston (1979) e Owens et al. (1984, 1988), o registro do telessismo na componente vertical não sofre influência da estrutura interna da Terra e quando deconvolvido das componentes radial e transversal fornece uma série temporal com chegadas impulsivas (*spikes*) que trazem informações a respeito da estrutura terrestre sob a respectiva estação (Figura 6). Matematicamente, pode ser escrito como:

$$D_V(t) = I(t) * S(t) * E_V(t) \quad (1)$$

$$D_R(t) = I(t) * S(t) * E_R(t) \quad (2)$$

$$D_T(t) = I(t) * S(t) * E_T(t) \quad (3)$$

em que os índices V, R e T representam as componentes vertical, radial e tangencial, respectivamente, $I(t)$ é a resposta do instrumento, $S(t)$ é a resposta da fonte e $E(t)$ a resposta da estrutura crustal abaixo da estação. O asterisco (*) representa o operador matemático convolução.

A frente de onda proveniente de sismos distante (telessismos), principalmente entre as distâncias epicentrais de 30° e 90°, pode ser aproximada para forma de onda plana, cujo ângulo de incidência sobre as descontinuidades crustais é quase vertical. Assim, a estrutura interna da Terra (E_V) não influencia o registro da componente vertical, podendo ser representado pela função Delta de Dirac ($\delta(t)$). Substituindo em (1) temos:

$$E_V(t) = \delta(t) \quad (4)$$

$$D_V(t) \cong I(t) * S(t). \quad (5)$$

Aplicando-se a transformada de Fourier nas equações (2), (3) e (5), temos:

$$D_V(\omega) \cong I(\omega) * S(\omega) \quad (6)$$

$$D_R(\omega) \cong I(\omega) * S(\omega) * E_R(\omega) \quad (7)$$

$$D_T(\omega) \cong I(\omega) * S(\omega) * E_T(\omega), \quad (8)$$

em que ω é a frequência radial. Substituindo (5) em (6) e (7) e isolando a estrutura crustal radial e tangencial, temos:

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \approx \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)} \quad (9)$$

$$E_T(\omega) = \frac{D_T(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \approx \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)} \quad (10)$$

em que E_R e E_T são as funções do receptor radial e tangencial, respectivamente.

As informações utilizadas para caracterizar as feições geológicas, como espessura crustal e razão 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 & Owens, 1993). A Figura 5 representa o registro de um telessismo processado conforme o método FR.

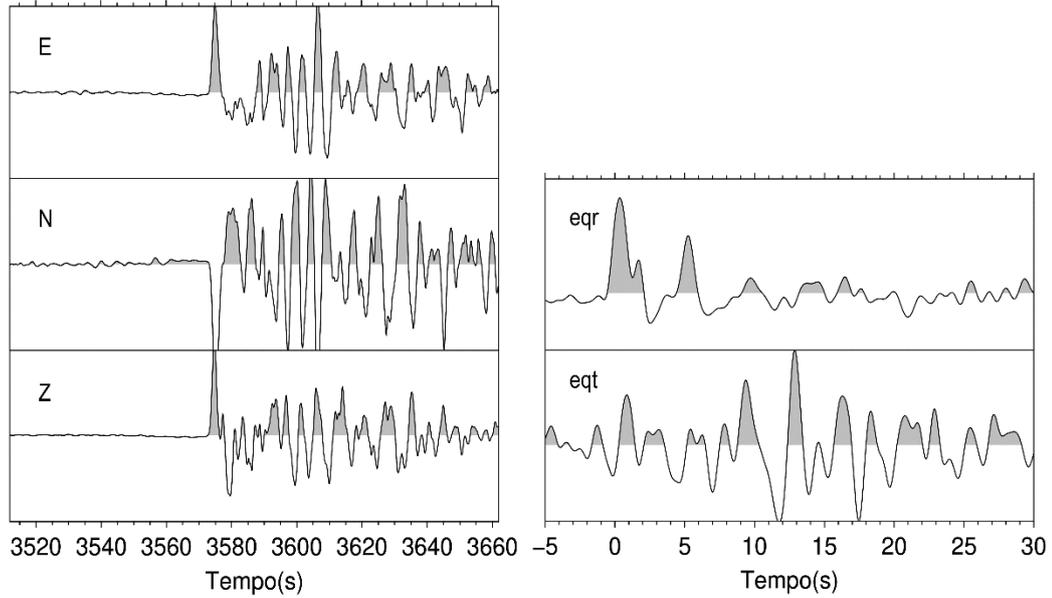


Figura 5: Os traços E, N e Z correspondem aos registros de cada componente do sensor; eqr e eqt correspondem às funções do receptor radial e tangencial, respectivamente.

2.1.1 Nível de Água

Como pode ser observado nas equações (9) e (10), a operação de deconvolução no domínio da frequência é basicamente uma divisão espectral. Quando há amplitudes muito pequenas no espectro do traço vertical (denominador), a divisão fica instável. A solução alternativa é adicionar ruído ao espectro do registro vertical, definido pelo parâmetro de Nível de Água ($0 \leq c \leq 1$). Os valores do denominador menores que o nível d'água passam a assumir o valor do nível d'água (Figura 6) (Clayton e Wiggins, 1976; Ammon, 1997).

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)D_V(\omega)}{\max\{D_V(\omega)D_V(\omega), c \max\{D_V(\omega)D_V(\omega)\}\}}, \quad (11)$$

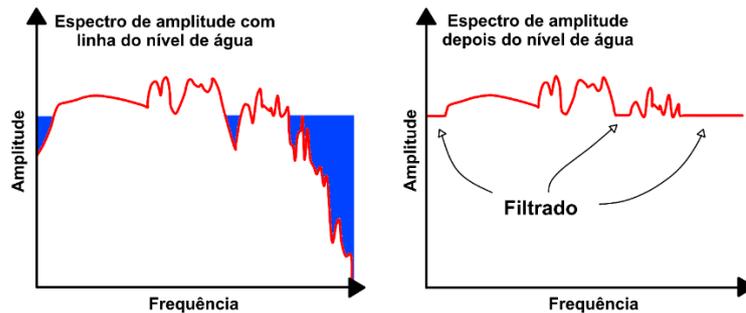


Figura 6: Exemplo do espectro de amplitude. À esquerda o espectro original é mostrado junto com o nível de água representado em azul. À direita o resultado do espectro após a aplicação do nível de água (modificado de Ammon, 1997). Os valores (muito) pequenos de amplitude são convertidos no valor do nível d'água.

O valor mais apropriado para o nível de água é aquele menor possível, estabilizando a operação matemática sem aumentar o ruído do traço da função do receptor de forma expressiva, procedimento que é realizado geralmente por tentativa e erro. Neste trabalho o valor utilizado foi de 0,001.

2.1.2 FILTRO GAUSSIANO

O filtro Gaussiano é um filtro passa-baixa utilizado para eliminar ruídos de alta frequência na função do receptor. O filtro é definido por:

$$G(\omega) = e^{-\omega^2/4a^2}, \quad (12)$$

em que ω é a frequência angular e a é um fator de extensão do filtro gaussiano. A Figura 7 representa o gráfico da equação (12). Para $a=x$, em vermelho, as frequências superiores a $x/2$ são eliminadas; para $a=2x$, em preto, frequências maiores que x são eliminadas.

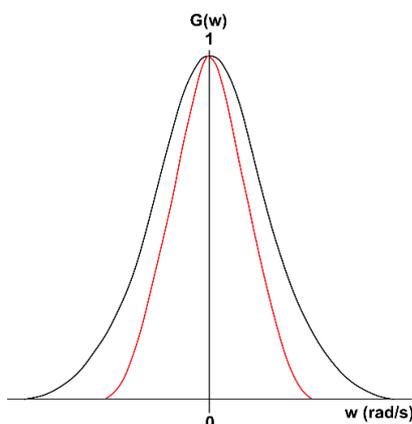


Figura 7: Gráfico para função Gaussiana, $a=x$, em vermelho e $a=2x$ em preto.

Neste trabalho os resultados de função do receptor foram gerados para o parâmetro \mathbf{a} do filtro Gaussiano igual a 4 e 2,5, o que corresponde a frequência de corte de 2 e 1,25 Hz, respectivamente.

2.1.3 DECONVOLUÇÃO ITERATIVA

A deconvolução iterativa proposta por Kikushi & Kanamori (1982) é uma técnica de deconvolução realizada no domínio do tempo, inicialmente desenvolvida para deconvolver ondas de corpo complexas numa sequência de sismos, assumindo que todos os eventos constituintes de múltiplos sismos tenham geometria e profundidade idênticas. O procedimento foi adaptado por Ligorria & Ammon (1999) para o processamento de dados de função do receptor.

As funções do receptor são interpretadas como combinações lineares da função delta de Dirac $\delta(t)$, deslocadas no tempo, cada uma delas, relacionadas a diferentes raios gerados pelas conversões das ondas sísmicas nas interfaces abaixo das estações sismográficas. O sismograma da função do receptor pode ser representado como:

$$RF(t) = \sum_{i=1}^N a_i \delta(t - t_i), \quad (13)$$

em que a_i é a amplitude da função delta Dirac no tempo t_i , obtido na iteração i .

A função do receptor é calculada por meio de ajuste por mínimos quadrados entre a componente horizontal de um sismograma observado com a de um sismograma previsto, gerado pela convolução iterativa de um “pente” de *spikes* com a componente vertical do sismograma observado. As etapas seguintes estão envolvidas em cada iteração i para calcular a deconvolução de forma iterativa (Borah, 2015):

- (i) Correlação cruzada entre a componente radial ($D_R^{(i-1)}$) e a componente vertical (D_V), em que $D_R^{(0)}$ é o sismograma radial original.
- (ii) Localização do tempo t_i da correlação cruzada da máxima amplitude a_i .
- (iii) Determinação do coeficiente escalar a_i que melhor ajusta a componente vertical deslocada no tempo com $D_R^{(i-1)}$.
- (iv) Adição da função delta de Dirac da amplitude a_i no instante t_i para a função do receptor atual.
- (v) Cálculo do resíduo D_R^i de $D_R^{(i-1)}$ usando a relação:

$$D_R^i = D_R^{(i-1)} - a_i D_V * \delta(t - t_i)$$

- (vi) O processo retorna para a iteração seguinte, finalizando quando o ajuste entre a função do receptor convolvida com a componente vertical e componente radial com *spikes* adicionais torna-se insignificante, ou quando a maior parte da energia da componente radial é reduzida.

2.1.4 ESPESSURA E RAZÃO VP/VS DA CROSTA

O tempo de percurso das ondas P e Ps é dependente da espessura (H) da camada, da velocidade média das ondas P, da razão V_p/V_s média e do parâmetro de raio (ρ). Zandt et al. (1995) estabeleceram a seguinte relação entre as variáveis:

$$t_{P_s} - t_P = H[(V_s^{-2} - p^2) - (V_p^{-2} - p^2)] \quad (12)$$

$$t_{P_p P_{ms}} - t_P = 2H \left(\frac{1}{V_p^2} - p^2 \right)^{1/2} \quad (13)$$

Conhecida a diferença de tempo entre as fases P, Ps e PpPms (obtidas a partir dos sismogramas) e a velocidade média da onda P, a razão V_p/V_s e a espessura (h) serão obtidas pelas equações (Zandt et al., 1995):

$$\frac{V_p}{V_s} = \left\{ (1 - p^2 V_p^2) \left[2 \left(\frac{t_{P_s} - t_P}{t_{P_p P_{ms}} - t_P} \right) + 1 \right]^2 + p^2 V_p^2 \right\}^{1/2} \quad (14)$$

$$H = \frac{V_p (t_{P_s} - t_P)}{\left(\sqrt{\frac{V_p^2}{V_s^2} - p^2} - \sqrt{1 - p^2 V_p^2} \right)} \quad (15)$$

Os valores da espessura crustal H em função da razão V_p/V_s (k) são estimados pelo método de empilhamento *H-k* apresentado por Zhu e Kanamori (2000), definido como:

$$s(H, k) = \omega_1 r(t_1) + \omega_2 r(t_2) - \omega_3 r(t_3) \quad (16)$$

em que $r(t)$ é a função do receptor radial, t_1 , t_2 e t_3 são, respectivamente, os tempos previstos de chegada das frentes Ps, PpPs e PpPs + PsPs, k representa a razão V_p/V_s , ω_i o peso referente às fases, sendo $\sum \omega_i = 1$. Zhu e Kanamori (2000) sugerem os valores de 0,7, 0,2 e 0,1 para ω_1 , ω_2 e ω_3 respectivamente, atribuindo o maior peso à fase Ps, geralmente a mais clara e com maior amplitude. A Figura 8 ilustra o resultado obtido pelo algoritmo *Hk-stacking* para a estação ST_11.

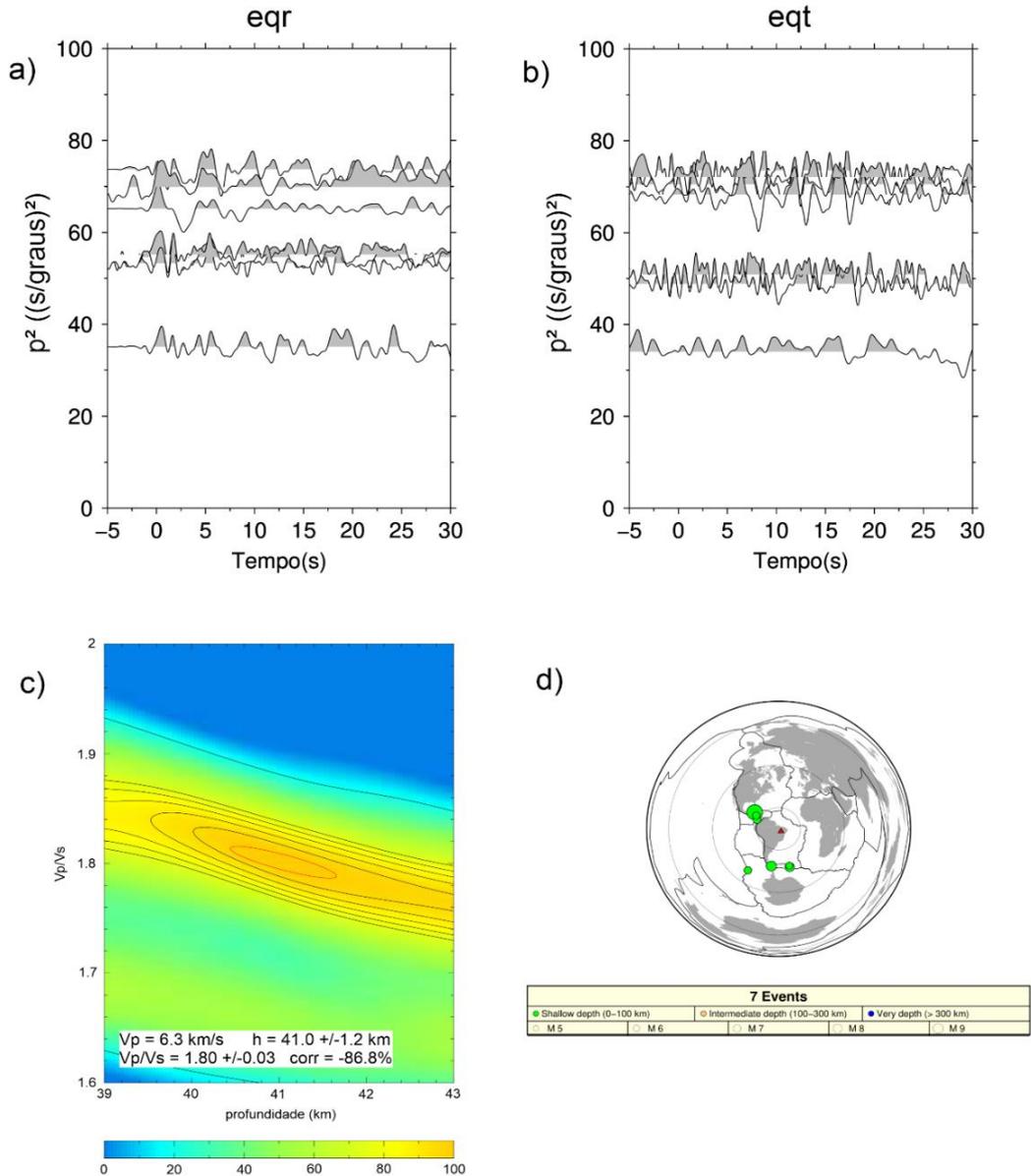


Figura 8: Análise de dados de função do receptor para a estação ST_11. a) Traços das componentes radiais plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços das componentes tangenciais plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Localização dos eventos utilizados.

As vantagens do algoritmo são que grandes quantidades de forma de onda podem ser convenientemente processadas, não havendo necessidade de marcar o horário de chegada para diferentes fases. Ao empilhar a função do receptor 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, o que ocorre quando as três fases são empilhadas coerentemente com o correto H e k . Tal incerteza é estimada geralmente pelo método *bootstrap* (Efron & Tibshirani, 1991), ou seja, a partir de um conjunto original de funções do receptor, o programa gera subconjuntos, contendo

traços sorteados aleatoriamente. O método H-k é, portanto, repetido para cada subconjunto, resultando em conjunto de parâmetros H e V_p/V_s (k). A média e o desvio padrão desses valores fornecem valor médio e estimativa da incerteza associada à determinação (Bianchi, 2008).

2.1.5 INFLUÊNCIA DE ESTRUTURAS DO MEIO NA FUNÇÃO DO RECEPTOR

A forma de onda da componente radial da FR pode se tornar complexa quando o meio sob a estação apresentar estruturas como, por exemplo, camada de baixa velocidade no intracrustais, camadas de baixa velocidade em superfície (bacias sedimentares) e quando as interfaces do meio não são descontinuidades de primeira ordem, mas transicionais, o que afeta as fases Ps e principalmente as múltiplas. Hazarika et al. (2012) calcularam FR sintéticas para diferentes tipos de modelos de velocidades, utilizando técnica baseada em matriz de propagação (Kennet, 1893) (Figura 9).

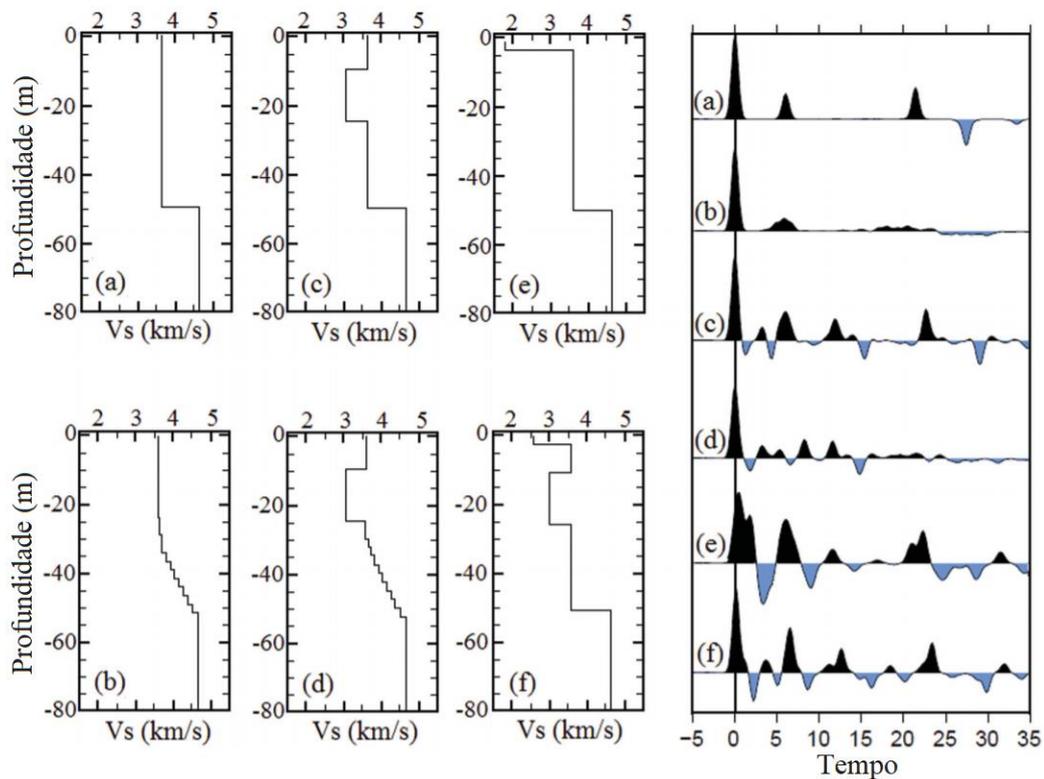


Figura 9: Resultados do experimento numérico sobre o efeito de várias características presentes em determinado modelo de velocidade no sismograma sintético correspondente. Os modelos de velocidade incorporam transição de velocidade acentuada (a) e gradativa (b) na Moho. Moho abrupta, incluindo camada intracrustal de baixa velocidade (c), e Moho gradativa (d). Os modelos apresentados em (e) e (f) acrescentam a influência provocada por camada de baixa velocidade no topo da crosta (bacia sedimentar), com camada intracrustal de baixa velocidade sob camada com velocidade maior em (e) e sem camadas intracrustais em (f) (Modificado de Hazarika et al., 2012).

Dentre os modelos apresentados, merecem destaque os modelos (b) e (e). O modelo (b) poderia representar o efeito gerado pela presença de magmatismo basáltico afetando a base da crosta continental (*underplating*), o que diminui o contraste de impedância entre a base da crosta inferior e o manto superior, tornando a Moho uma camada de transição. Como consequência, a fase Ps se torna emergente e as múltiplas são praticamente extintas. Como o programa *Hk-stacking* utiliza ambas as fases, Ps e múltiplas, no caso de Moho transicional os resultados do *Hk-stacking* devem ser analisados com cautela.

O modelo (e) simula a existência de uma bacia sedimentar e o principal efeito é de múltiplas reverberações na base da bacia, que possuem grande amplitude e permeiam todo traço de FR, mascarando as fases de pequenas amplitudes e distorcendo inclusive a fase Ps da Moho.

2.1.6 SISTEMA DE ROTAÇÃO: RTZ E LQT

No método de função do receptor são comumente utilizados os sistemas de coordenadas RTZ ou LQT para a rotação das componentes dos sensores triaxiais (componentes ENZ). As componentes ENZ correspondem às orientações leste-oeste, norte-sul (direção em que o sensor é orientado em campo) e vertical. Neste sistema (ENZ, Figura 10a) as componentes não estão alinhadas com a direção dos sismos e, assim, o campo de onda sísmica é registrado parcialmente em cada uma das componentes. A rotação para o sistema de coordenadas RTZ foi empregado por Langston (1979), quando desenvolveu o método aqui empregado, e o sistema LQT por Vinnik (1977).

No sistema de coordenadas RTZ é realizada rotação bidimensional em torno do eixo Z, orientando a componente N na mesma direção da fonte, denominada de Radial (R) (Figura 9b), já a componente E fica perpendicular à direção da fonte, denominada Tangencial (T). No sistema LQT é realizada rotação sobre o sistema RTZ; a componente T é mantida fixa e a componente Z é orientada na direção de propagação de frente de onda (Figura 9c).

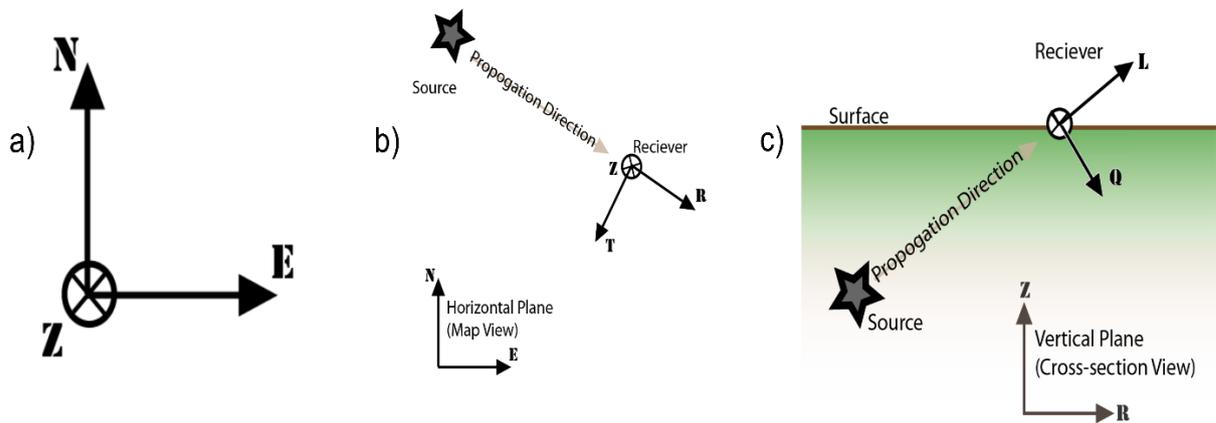


Figura 10: Sistemas de rotação. Em a) sistema ENZ, em b) sistema RTZ, e em c) sistema LQT.

2.2 COMMON CONVERSION POINT (CCP)

O método CCP migra as formas de onda de FR da escala de tempo para profundidade e realiza o empilhamento das amplitudes dos traços de diferentes parâmetros de raio e diferentes azimutes, no mesmo ponto de “perfuração”. A amplitude dos traços das FR de diferentes eventos registrados em diferentes estações é somada por célula, gerando uma imagem da crosta e da porção mais rasa do manto litosférico.

A abordagem do empilhamento CCP pressupõe implicitamente que as conversões P-S ocorrem ao longo de uma interface horizontal, de modo que os pontos de conversão sejam consistentes com os caminhos dos raios que obedecem a Lei de Snell (Sheehan et al, 2000). Ao empilhar muitas funções do receptor que registram quase o mesmo ponto de subsuperfície, a razão sinal-ruído é drasticamente aprimorada e as fases de pequena amplitude podem ser resolvidas. Essas técnicas levaram a imagens de alta resolução da interface da Moho e de discontinuidades sísmicas horizontais (Sheehan et al., 2000), caracterizadas pelo contraste de impedância acústica.

As FR podem ser empilhadas, seguindo a metodologia apresentada por Dueker e Sheehan, (1997), Kosarev et al. (1999) e Sheehan et al. (2000). O procedimento 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 (V_p) e cisalhantes (V_s). Na prática são utilizados modelos de velocidades unidimensional ($V(z)$) e razão de velocidade constante (V_p/V_s).

Para cada evento de cada estação é determinada a trajetória do raio e a forma de onda da FR é estimada ao longo de seu raio que, em seguida, projetada no plano do perfil para formar

uma seção. As amplitudes são agrupadas em *grid* espacial regular (distância do perfil X profundidade) e as amplitudes dos raios que cruzam a mesma posição são calculadas (Svenningsen et al., 2007) (Figura 11).

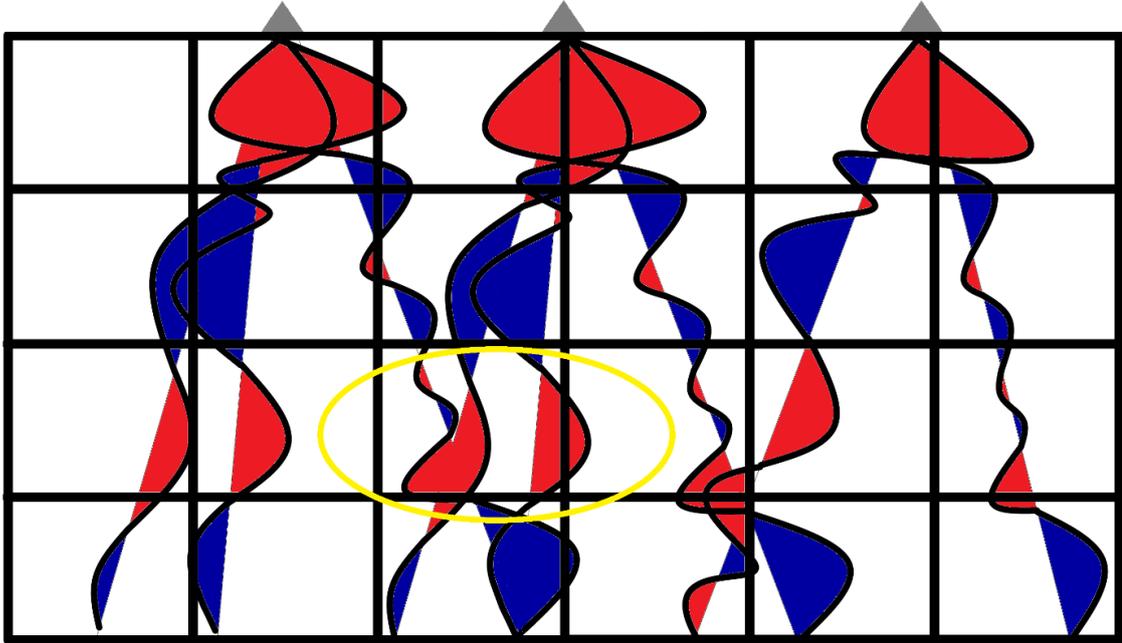


Figura 11: Esquema de representação do empilhamento das conversões de fase das funções do receptor no CCP. O meio é discretizado em células e as fases de diferentes traços de função do receptor são empilhadas por célula. A elipse em amarelo mostra o que seria o empilhamento das conversões Ps de diferentes estações.

O resultado do método CCP é análogo a uma seção de reflexão sísmica (*pós-stack*) convertida em profundidade. A seção CCP, no entanto, mostra os locais onde ocorrem as conversões das fases P-S em vez dos horizontes imageados na reflexão.

CAPÍTULO 3 – CONTEXTO TECTÔNICO E GEOLÓGICO

A Bacia do Parnaíba ocupa área de cerca de 660 mil km² da porção noroeste da região Nordeste do Brasil e a espessura total de suas rochas sedimentares atinge cerca de 3.500 m no depocentro (Vaz et al., 2007). Com as bacias Amazônica e Paraná, é uma das três grandes bacias sedimentares cratônicas do Fanerozoico localizada no norte do Continente Sul-Americano. Encontra-se posicionada em parte sobre as faixas de dobramentos que bordejam os crátons Amazônico, São Luís e São Francisco (Góes et al., 1990) (Figura 1).

O embasamento da bacia é constituído por segmentos crustais pré-cambrianos, resultantes do processo de aglutinação do Gondwana Oeste pela colagem dos crátons Amazônico, São Luís e São Francisco (Castro et al., 2014). A oeste, os depósitos da bacia sobrepõem a Faixa Araguaia e o Cráton Amazônico. A norte, o embasamento é representado pela Faixa Gurupi e pelo Cráton São Luis, enquanto a leste o embasamento é constituído pela Província Borborema. A sudeste e sul, as camadas da bacia recobrem o Cráton do São Francisco e as faixas dobradas marginais Riacho do Pontal, Rio Preto e Brasília. Sob a porção central da bacia é reconhecido o Bloco Parnaíba (Cordani et al., 1984; Castro et al., 2014, 2016; Daly et al., 2014). O Bloco Parnaíba é limitado a leste pelo Lineamento Transbrasiliano, orientado a NE-SW. Diversas estruturas do embasamento condicionaram a origem e a evolução geológica da Bacia do Parnaíba, afetando seus limites (Figura 12), controlando depocentros e atividades tectônicas sinsedimentares (Chamani, 2015).

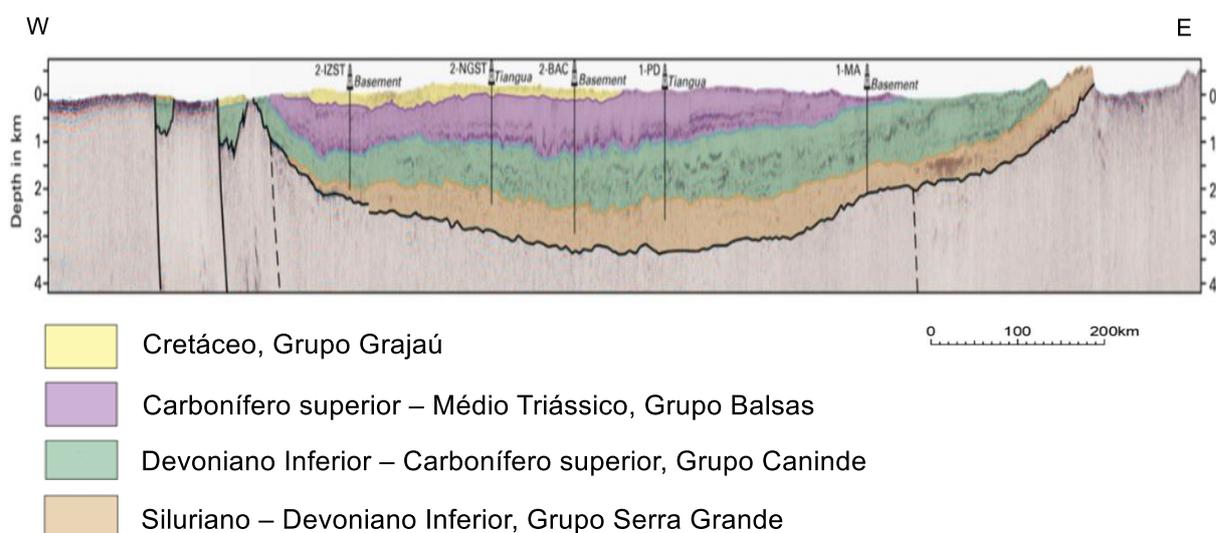


Figura 12: Seção mostrando as megasequências da bacia cratonica e os principais grupos estratigráficos. Em amarelo Grupo Grajaú, em roxo Grupo Balsas, em verde Grupo Caninde, em bege Grupo Serra Grande. (Modificado de Daly et al., 2018)

3.2 SEQUÊNCIA ESTRATIGRÁFICA

O desenvolvimento da Bacia do Parnaíba ocorreu sobre embasamento continental durante o estágio de estabilidade da Plataforma Sul-Americana (Almeida e Carneiro, 2004). Apresenta complexa evolução tectono-sedimentar, segundo Silva et al. (2003) caracterizada por evolução policíclica, compartimentada em sub-bacias com gêneses, estilos tectônicos, preenchimento sedimentar e idades distintos, denominadas Parnaíba (Siluriano-Carbonífero), Alpercatas (Jurássico), Grajaú e Espigão-Mestre (Cretáceo) (Figura).

A bacia apresenta sedimentação predominantemente siliciclástica, ocorrendo subordinadamente calcário, anidrita e sílex (Góes & Feijó, 1994), além de rochas ígneas extrusivas e intrusivas de composição básica, divididas em duas unidades: Formação Mosquito e Formação Sardinha. O preenchimento da bacia ocorreu por meio de cinco sequências deposicionais, correlacionáveis a ciclos tectônicos de caráter global (Góes & Feijó, 1994). Na Figura 13 é mostrada a carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba.

- *Sequência Siluriana:* Corresponde ao Grupo Serra Grande, composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós
- *Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífero:* Corresponde ao Grupo Canindé, composto pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças e Longá.
- *Sequência Neocarbonífera-Eotriássica:* Corresponde ao Grupo Balsas, composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba.
- *Sequência Jurássica:* Corresponde ao Grupo Mearim, composto pelas formações Pastos Bons e a Formação Mosquito.
- *Sequência Cretácea:* Composta pelas formações Codó, Corda, Grajaú, Itapecuru e Sardinha.

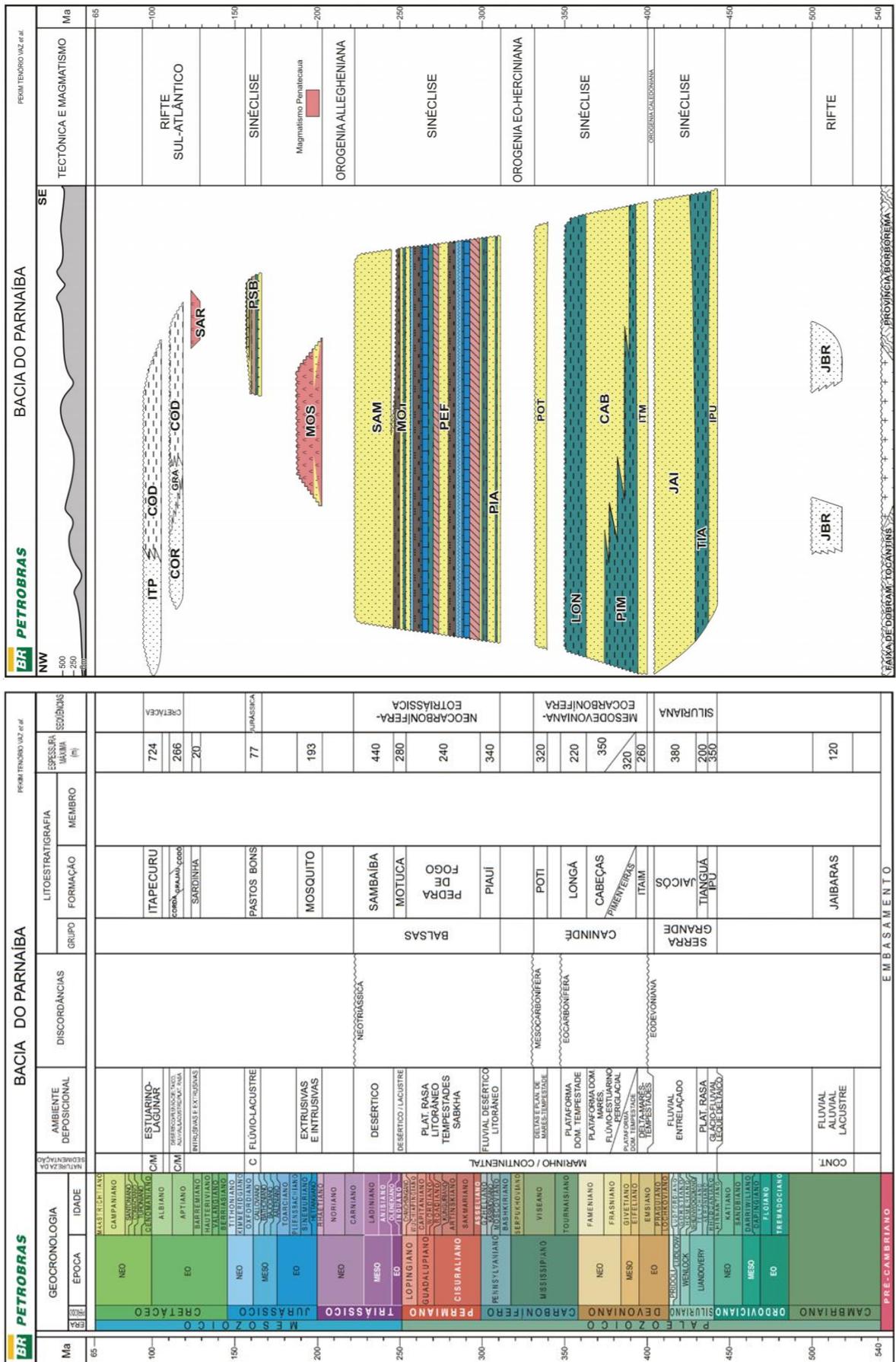


Figura 13: Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. (Vaz et al., 2007)

3.1 MAGMATISMO NA BACIA DO PARNAÍBA

A fragmentação de Pangea marcou o início de estágio de ativação tectônica, que levou à abertura do Oceano Atlântico. O estágio é caracterizado por intensa atividade tectônica, com reativação de falhas, surgimento de fraturas e intenso magmatismo básico (Almeida & Carneiro, 2004). As rochas basálticas da Bacia do Parnaíba estão associadas a dois eventos magmáticos, predominantemente extrusivos e divididos em duas formações, Mosquito ($199\pm 2,4$ Ma, Merle et al., 2011), associada à ruptura de Pangea, ocasionando a abertura do Oceano Atlântico Central, e Sardinha (129-124 Ma, Fodor et al., 1990), correlacionada aos basaltos da Formação Serra Geral, da Bacia do Paraná.

A Formação Mosquito é composta por basalto preto, amigdaloidal, toleítico, eventualmente intercalado a arenito vermelho com leitos de sílex, posicionado entre os grupos Balsas e Mearim (Goés & Feijó, 1994). A formação é correlacionada à Província Magmática do Atlântico Central (CAMP – *Central Atlantic Magmatic Province*), uma das maiores províncias ígneas da Terra (Merle et al., 2011).

A Formação Sardinha é composta de basalto preto, amigdaloidal, sobreposto ao Grupo Mearim e sotoposta às formações Itapecuru ou Urucuia (Goés & Feijó, 1994). Nesta formação predominam grandes diques e soleiras (Vaz et al., 2007). Ocorre principalmente na parte leste da Bacia do Parnaíba, como diques e soleiras de até 400 m de espessura. Esses basaltos são associados à abertura do Oceano Atlântico Sul (Merle et al., 2011).

CAPÍTULO 4 – AQUISIÇÃO, PROCESSAMENTO DE DADOS E GERAÇÃO DE MODELOS SÍSMICOS

4.1 IMPLANTAÇÃO DO ARRANJO SISMOGRÁFICO

A rede sismológica temporária PBAP-NS foi formada por 15 estações com sensores de período curto (frequência natural 2 Hz) e 11 estações banda-larga (períodos de até 100 s) instaladas a cada 25 km ao longo de perfil com 660 km de extensão na direção aproximada norte-sul (47°W) (Figura 1). As estações de período curto foram formadas por registradores RefTek modelo DAS130-01/03 e sensores triaxiais marca Sercel modelo L-4A-3D (Figura 14), emprestados do Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil (PEGBr), sediado no Observatório Nacional, Rio de Janeiro. As estações de banda-larga foram formadas por registradores Taurus e sensores triaxiais Trillium Compact PostHole, ambos fabricados pela Nanometrics Inc. (Figura 15), pertencentes ao LabLitos. Todas as estações funcionaram de forma contínua com taxa de amostragem de 100 sps (*samples per second*).

O procedimento de instalação adotado baseou-se preferencialmente em critérios de segurança, praticidade e menor impacto ambiental. As estações sismográficas foram instaladas, via de regra, nos arredores de pequenas propriedades rurais. Os sensores de ambas as estações foram enterrados em buraco raso (~ 40 cm de profundidade e 20 cm de largura) e demais instrumentos, como registrador, bateria e regulador de tensão, ficaram acomodados em caixa plástica colocada próxima ao sensor. Sobre a caixa ficaram o painel solar e a antena de GPS. Após um período mínimo de aquisição de seis meses, os equipamentos foram retirados e quaisquer “marcas” de intervenção local foram removidas, de forma que o impacto ao meio ambiente foi zero.



Figura 14: Em a) registrador marca RefTek modelo DAS130 e em b) sensor Sercel L-4A-3D, que compunham as estações de período curto da rede sismográfica N-S da Bacia do Parnaíba. c) Fotografia de estação instalada em campo.

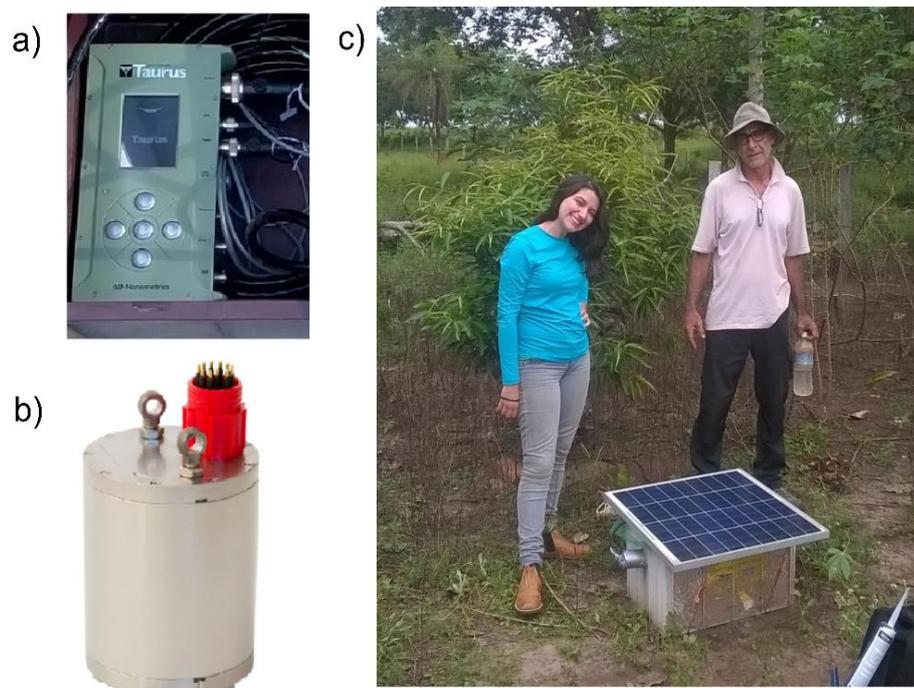


Figura 15: Em a) Registrador Taurus e em b) Sensor Trillium Compact Posthole da Nanometrics que formaram as estações de banda-larga da rede N-S da Bacia do Parnaíba. c) Fotografia de estação instalada em campo. Os equipamentos são do LabLitos/IG/UnB.

Na Tabela 1, são apresentadas as coordenadas, municípios de referência e tipo de sensor utilizado (período curto ou banda-larga) nas respectivas estações sismográficas.

Tabela 1: Localização das estações sismográficas do perfil PBAP-NS da Bacia do Parnaíba.

Estação	Cidade	Estado	Lat.	Long.	Alt	Sensor
ST_01	Balsas	MA	-8.9409	-46.8602	437	B. Larga
ST_02	Balsa	MA	-8.7728	-46.8764	260	P. Curto
ST_03	Balsas	MA	-8.4923	-46.8004	506	P. Curto
ST_04	Campos Lindos	TO	-8.2735	-46.9219	290	B. Larga
ST_05	Campos Lindos	TO	-8.0603	-46.8428	315	P. Curto
ST_06	Carolina	MA	-7.8220	-46.9015	230	B. Larga
ST_07	Carolina	MA	-7.5988	-46.8863	290	P. Curto
ST_08	Riachão	MA	-7.3694	-47.0169	355	B. Larga
ST_09	Carolina	MA	-7.1139	-46.8401	280	P. Curto
ST_10	São Pedro dos Crentes	MA	-6.8503	-46.8433	310	P. Curto
ST_11	São João do Paraíso	MA	-6.6110	-47.0096	290	B. Larga
ST_12	São João do Paraíso	MA	-6.3734	-46.8636	278	P. Curto
ST_13	Lajeado Novo	MA	-6.1136	-46.8601	245	B. Larga
ST_14	Sítio Novo	MA	-5.9016	-46.7658	230	P. Curto
ST_15	Sítio Novo	MA	-5.7636	-46.7244	250	P. Curto
ST_16	Amarante do Maranhão	MA	-5.6016	-46.8213	305	B. Larga
ST_17	Amarante do Maranhão	MA	-5.3851	-46.7755	269	P. Curto
ST_18	Alto Bonito	MA	-5.0212	-46.7975	295	P. Curto
ST_19	Bom Jesus das Selvas	MA	-4.7644	-46.7872	235	P. Curto
ST_20	Bom Jesus das Selvas	MA	-4.5081	-46.8570	220	B. Larga
ST_21	Bom Jesus das Selvas	MA	-4.3056	-46.8236	312	P. Curto
ST_22	Bom Jardim	MA	-4.1190	-46.8187	280	P. Curto
ST_23	Itinga do Maranhão	MA	-3.9144	-47.0393	230	B. Larga
ST_24	Paragominas	PA	-3.4955	-47.0728	185	P. Curto
ST_25	Paragominas	PA	-3.1543	-46.9542	210	B. Larga
ST_26	Paragominas	PA	-3.0103	-47.0748	190	B. Larga

4.1.2 INSTALAÇÃO E MANUTENÇÃO DO PERFIL PBAP-NS

Ao todo foram realizadas 8 campanhas para instalação e coleta de dados do perfil PBAP-NS. As campanhas iniciais tinham como objetivo a instalação das estações e os seguintes a coleta de dados, registrados em intervalos de 3 a 4 meses. A Tabela 2 apresenta resumo das campanhas realizadas e as atividades executadas.

Tabela 2: Trabalhos de campo realizados para instalação e manutenção do perfil PBAP-NS da Bacia do Parnaíba

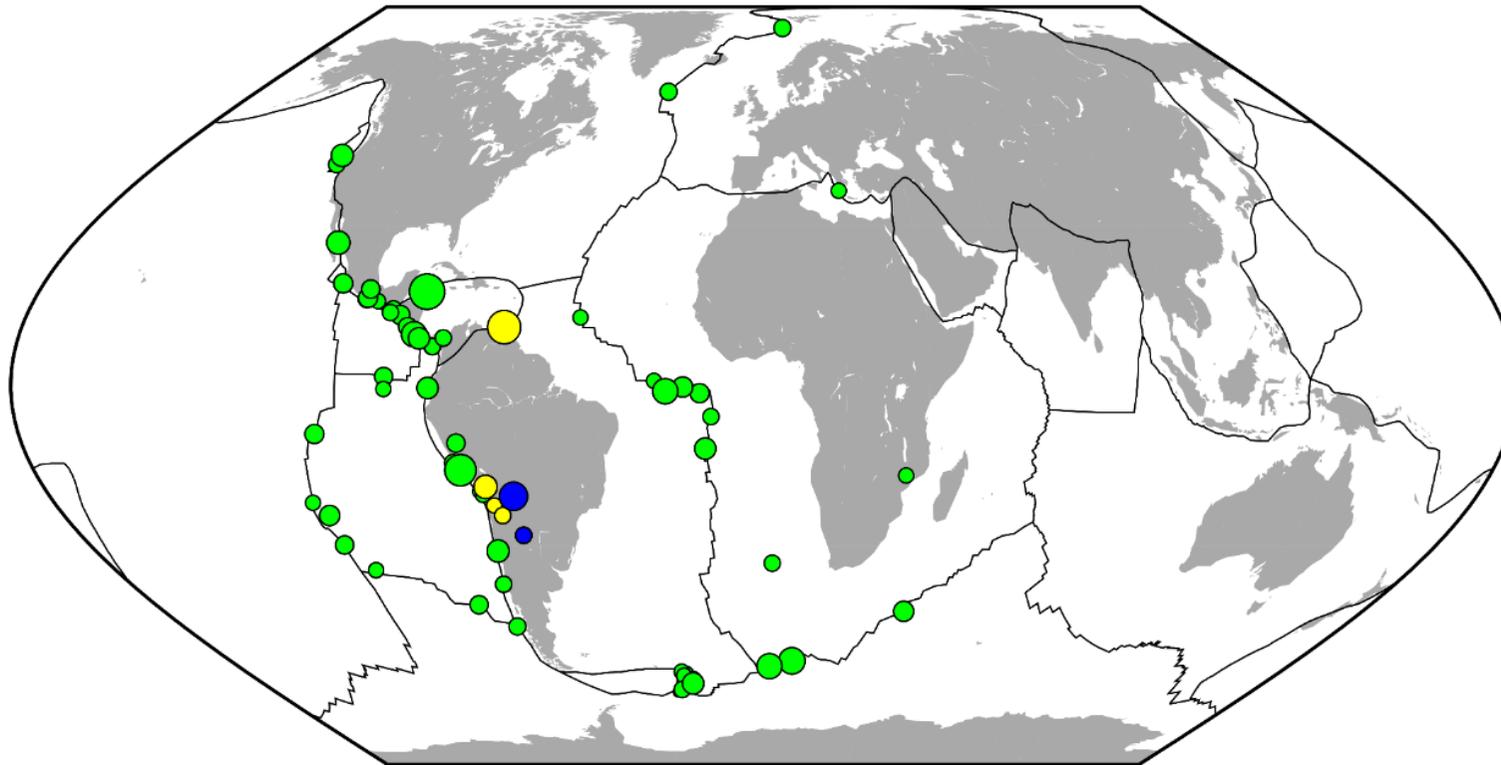
Data	Atividade
Julho 2017	Instalação de 11 estações banda-larga
Outubro 2017	Instalação de 1 estação banda-larga e 4 estações período curto, coleta de dados
Novembro 2017	Instalação de 7 estações período curto, manutenção das estações banda-larga, coleta de dados
Março 2018	Instalação de 2 estações período curto, coleta de dados
Abril 2018	Manutenção das estações banda-larga, coleta de dados
Mai 2018	Instalação de 1 estação período curto, coleta de dados
Agosto 2018	Coleta de dados
Dezembro 2018	Coleta de dados e recolha das estações

Na Tabela 3 são apresentados os intervalos de tempo em que cada estação permaneceu em campo.

Tabela 3: Intervalo de aquisição dos dados

Estação	Instalação	Recolha	Estação	Instalação	Recolha
ST_01	24/11/2017	07/12/2018	ST_14	19/10/2017	12/12/2018
ST_02	07/12/2017	07/12/2018	ST_15	18/10/2017	12/12/2018
ST_03	06/12/2017	07/12/2018	ST_16	29/10/2017	11/12/2018
ST_04	05/12/2017	08/12/2018	ST_17	26/03/2018	13/12/2018
ST_05	19/10/2017	08/12/2018	ST_18	26/03/2017	13/12/2018
ST_06	04/12/2017	08/12/2018	ST_19	26/03/2018	13/12/2018
ST_07	19/10/2017	09/12/2018	ST_20	26/10/2017	15/12/2018
ST_08	04/12/2017	09/12/2018	ST_21	18/10/2017	15/12/2018
ST_09	03/12/2017	20/08/2018	ST_22	18/10/2017	14/12/2018
ST_10	18/10/2017	10/12/2018	ST_23	04/08/2017	23/11/2018
ST_11	02/12/2017	10/12/2018	ST_24	18/06/2018	15/12/2018
ST_12	02/12/2017	11/12/2018	ST_25	20/10/2017	15/12/2018
ST_13	02/12/2017	11/12/2018	ST_26	20/10/2017	15/12/2018

Ao total foram processados 234 telessismos, cuja localização é apresentada na Figura 16.



234 Events				
● Shallow depth (0–100 km)	● Intermediate depth (100–300 km)	● Very depth (> 300 km)		
○ M 5	○ M 6	○ M 7	○ M 8	○ M 9

Figura 16: Mapa de localização com os eventos utilizados no processamento das funções do receptor e CCP

4.1 PROCESSAMENTO DOS DADOS DE FUNÇÃO DO RECEPTOR

O tratamento dos dados foi realizado conforme as seguintes etapas: a) conversão dos dados brutos de formato *miniseed* e *rdseed* para o formato SAC (*Seismic Analysis Code*); b) compilação a partir de lista de eventos gerada pelo *software* SOD (*Standing Order for Data*), considerando como parâmetros de seleção a distância epicentral entre 25° e 90° e magnitude maior que 5,5 mb. Para os eventos posicionados entre 25° e 30° foram considerados apenas aqueles provenientes de fontes de origem profunda, isto é, profundidade maior que 100 km.

Nos dados selecionados foram aplicados o filtro passa-baixa a fim de eliminar frequências maiores que 50 Hz. A etapa seguinte do processamento consistiu na determinação das funções do receptor, com a utilização do algoritmo *Pwaveqn*, desenvolvido por Ammon (1997). Os parâmetros considerados durante a execução do programa foram: Nível de água igual a 0.001, filtro Gaussiano com fator $a=4$ (eliminando frequências maiores que 2 Hz) e número de fase igual a 5.

As funções deconvolidas foram selecionadas visualmente, identificando as que apresentavam claras conversões de fase na Moho (picos bem definidos em torno de 5s, após a chegada da fase P) e a melhor razão sinal/ruído. Os dados referentes à deconvolução da componente radial (sismogramas definidos com sufixo “*eqr*” nos nomes dos arquivos) foram então processados no *software* *HK-stacking* (Zhu e Kanamori, 2000), fornecendo valores para espessura crustal, razão V_p/V_s e estimativa do erro.

A Figura 17 apresenta os resultados obtidos pelo processamento de dados registrados na estação ST_05, mostrando o resultado do *Hk-stacking*, a localização da estação e seus respectivos eventos, os sismogramas radiais e transversais e seu empilhamento com parâmetros de raios próximos. Apresenta banco de dados representativo, 19 respostas de função do receptor com epicentros situados preferencialmente a oeste da estação, com boa relação sinal-ruído. Os resultados obtidos para as demais estações são apresentados no Anexo 1.

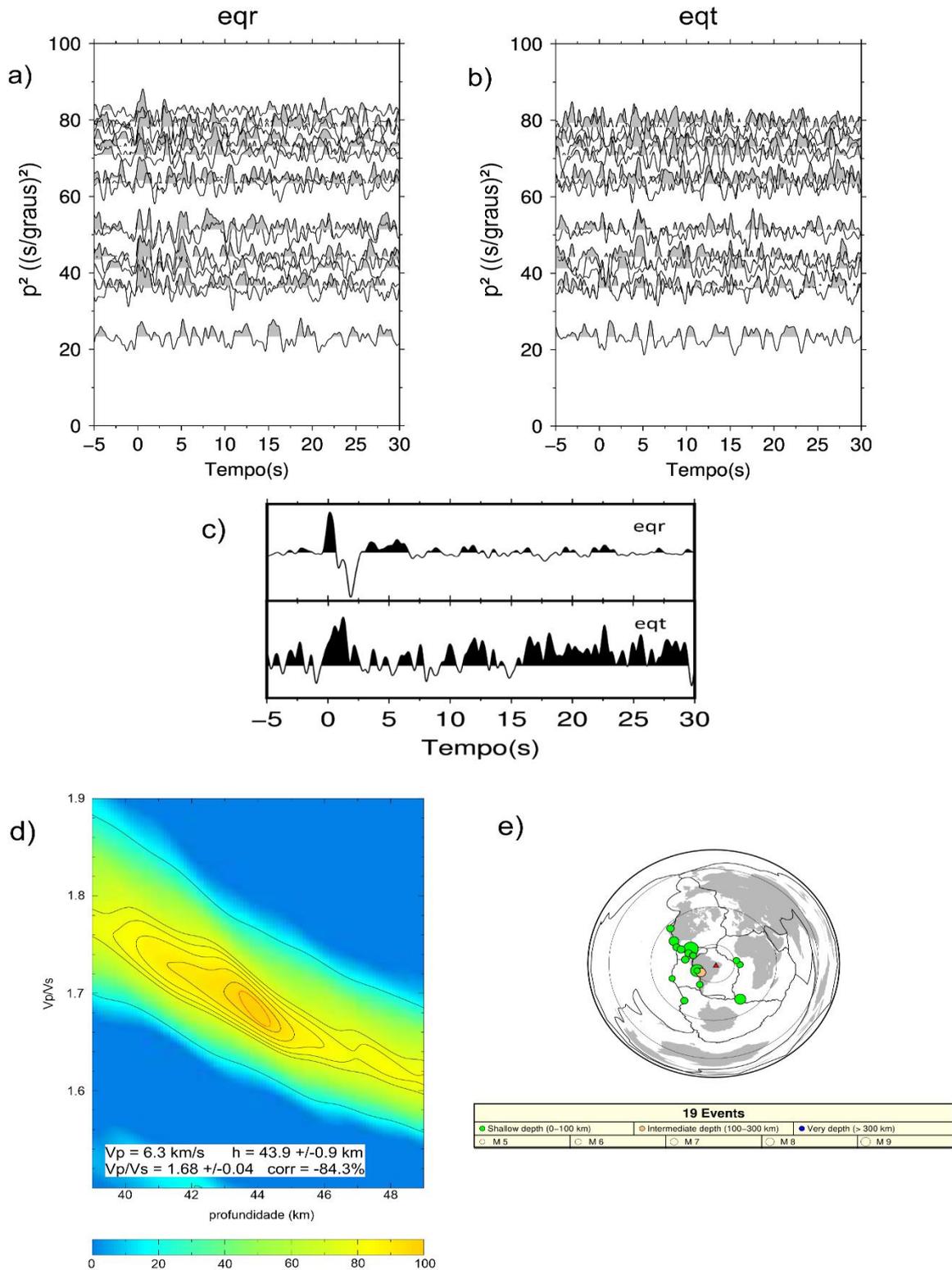


Figura 17: Resultados de função do receptor para a estação ST_05: a) e b) Correspondem aos sismogramas das componentes radiais (eqr) e transversais (eqt) de função do receptor plotados em função do parâmetro de raio ao quadrado, respectivamente; c) Sismogramas das componentes radiais e transversais empilhados com parâmetros de raios próximos; d) Resultado do HK-stacking; e) Mapa de localização da estação e dos eventos processados.

Os resultados do *Hk-stacking* para cada estação foram em seguida combinados em forma de perfil, utilizando o módulo VMED do *software* RAYINVR (Zelt e Smith, 1992), sendo exportados em formato ASCII e gridados, utilizando o *software* GMT (Figura 18).

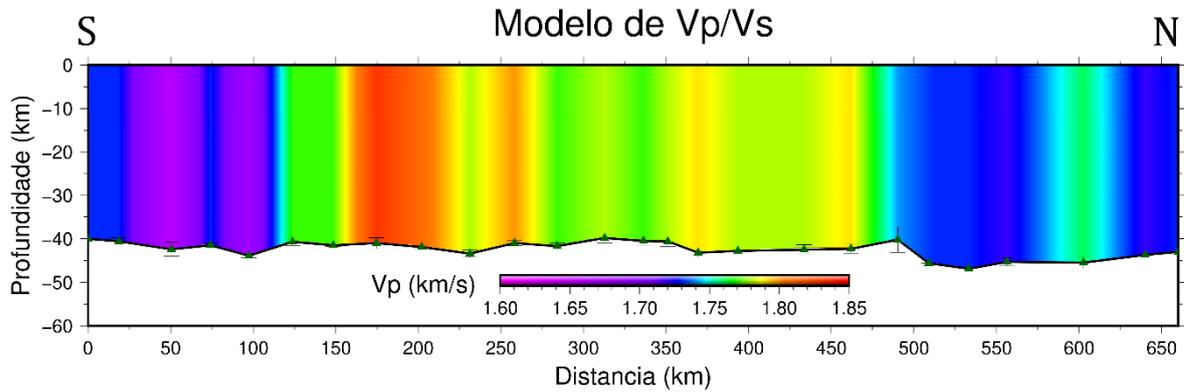


Figura 18: Modelo de espessura crustal e razão Vp/Vs obtidos pelo HK-stacking para o perfil PBAP-NS.

O resultado é um perfil da crosta com as profundidades da Moho e razão Vp/Vs médias. A razão Vp/Vs permite dividir a crosta em um domínio central com valores de razão Vp/Vs maiores que 1,76 cercado por domínio a sul e a norte com valores de Vp/Vs em torno de 1.70-1.73. A Moho está a aproximadamente 40 km de profundidade nos dois primeiros domínios e chega a 45 km na parte norte.

Buscando obter um sismograma de FR representativo para cada estação, os traços com parâmetro de raio próximos foram empilhados e, em seguida, plotados em seção, permitindo visão temporal do comportamento da Moho ao longo do perfil N-S (Figura 19). Na seção de FR a Moho é representada pelo alinhamento de fases com tempo de chegada próximo a 5 s. Apresenta comportamento heterogêneo, aparecendo muito bem definida em algumas partes do perfil, p. ex. entre 150-250 km onde a fase Ps apresenta comportamento impulsivo, e dispersa em outras porções (0-80 km), sendo por vezes representada por mais de uma fase. Acima de 400 km a fase Ps (da Moho) apresenta comportamento diferente do resto do perfil, com maior tempo de chegada, baixa frequência e por vezes parece ser uma soma de fases, sugerindo mudanças no limite crosta-manto (Figura 20).

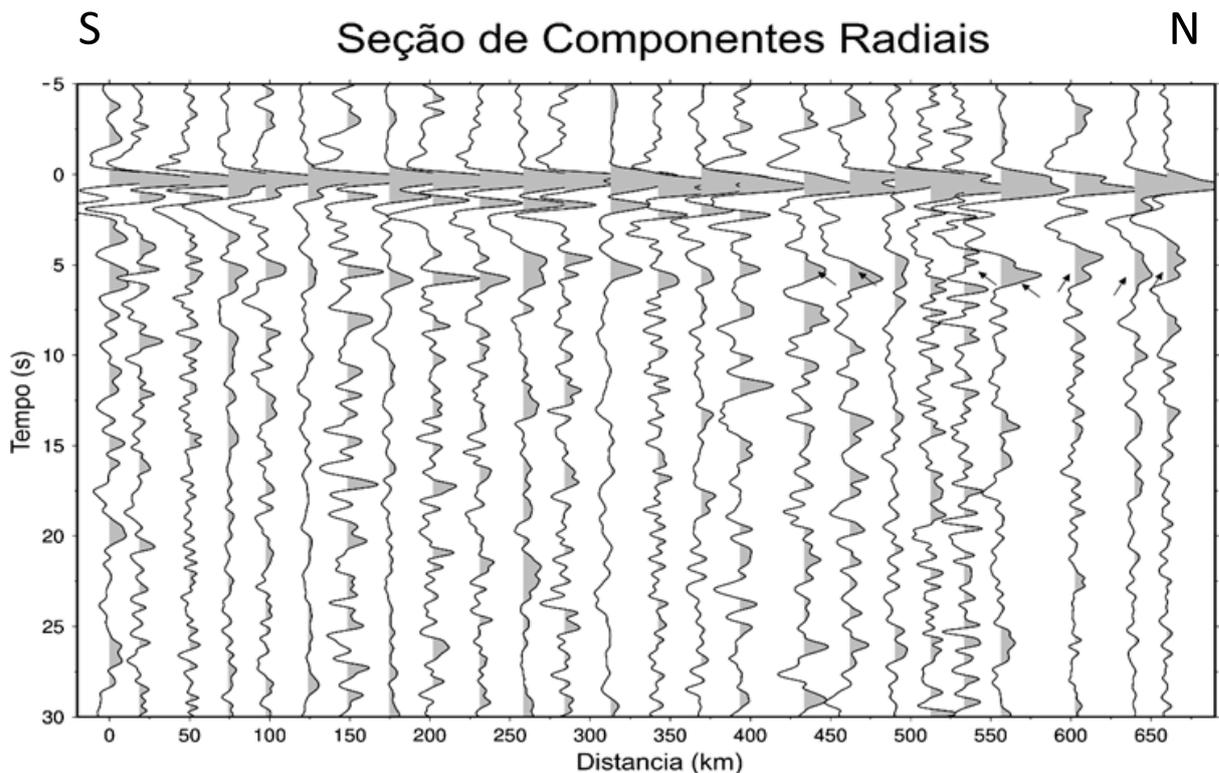


Figura 19: Perfil de sismogramas de função do receptor radial empilhados. Alinhamento em 0 segundos corresponde à fase P. A Moho é interpretada como sendo o alinhamento de fases próximas a 5 segundos; observar a mudança de comportamento a partir da distância de 400 km, as setas indicam as conversões duplicadas, ou até mesmo triplicadas, na fase Ps interpretadas como a Moho.

Na parte rasa, entre 1,0-1,5 s, se destaca o alinhamento das fases múltiplas geradas no embasamento da bacia que aparecem com grande amplitude e permitem inferir a forma do embasamento da bacia. O alinhamento das múltiplas mostra que a bacia sofre um estrangulamento em 100-125 km e que o depocentro da bacia sob o perfil está por volta de 500 km, onde a Moho também é mais profunda. Acima de 400 km, no domínio norte, as múltiplas da bacia são drasticamente atenuadas.

Na expectativa de recuperar a profundidade da Bacia através da leitura da fase Ps do embasamento, os dados de função do receptor foram re-processados segundo o sistema de coordenadas LQT. No entanto, os resultados estimados para a profundidade do pacote sedimentar da bacia, calculados a partir da fase Ps do embasamento utilizando as equações de Zandt et al. (1995) (Tabela 4), não apresentaram coerência com informações existentes. P. ex. a profundidade inferida para a estação de Amarante (ST_16) foi 4,3 km enquanto a refração profunda determinou 2,5 km (Soares et al., 2018) para a mesma região. De forma geral os valores obtidos foram superestimados, sugerindo (p. ex.) que a frequência utilizada não tenha

seja alta o suficiente para isolar a Ps da bacia, e que a Ps considerada (lida) esteja contaminada com múltiplas de porções mais rasas da bacia.

Tabela 4: Profundidades calculadas para a Bacia do Parnaíba, localização das estações Figura 3

Estação	Fase Ps (s)	Profundidade (km)	Estação	Fase Ps (s)	Profundidade (km)
ST_01	0,412735	2,29	ST_14	0,719339	3,98
ST_02	0,459905	2,56	ST_15	0,577829	3,21
ST_03	0,412735	2,3	ST_16	0,672169	4,34
ST_04	0,412735	2,29	ST_17	0,601415	3,92
ST_05	0,318395	1,77	ST_18	0,742924	4,84
ST_06	0,294811	1,63	ST_19	0,766509	4,94
ST_07	0,365565	2,03	ST_20	0,695754	4,59
ST_08	0,43632	2,41	ST_21	0,672169	3,72
ST_09	0,48349	2,69	ST_22	0,695754	3,85
ST_10	0,507074	2,81	ST_23	0,860849	4,76
ST_11	0,48349	2,69	ST_24	0,766509	4,26
ST_12	0,48349	2,68	ST_25	0,672169	3,72
ST_13	0,53066	2,94	ST_26	0,719339	3,98

4.2 COMMON CONVERSION POINT (CCP)

Realizada a seleção visual das componentes radiais das funções do receptor, os dados foram empilhados utilizando a técnica *common conversion point* (Dueker e Sheehan, 1997). A aplicação do CCP *stacking* é dividida em 2 fases, sendo executada por duas sub-rotinas escritas em linguagem MatLab, utilizando o código implementado por Schiffer et al. (2014). A primeira fase consiste na preparação e organização das formas de onda das componentes radiais de função do receptor, originalmente disponíveis em formato SAC, para formato MatLab, com os respectivos metadados dos eventos e estações, além de modelo de velocidade (Figura 20) e razão V_p/V_s a ser utilizado na migração.

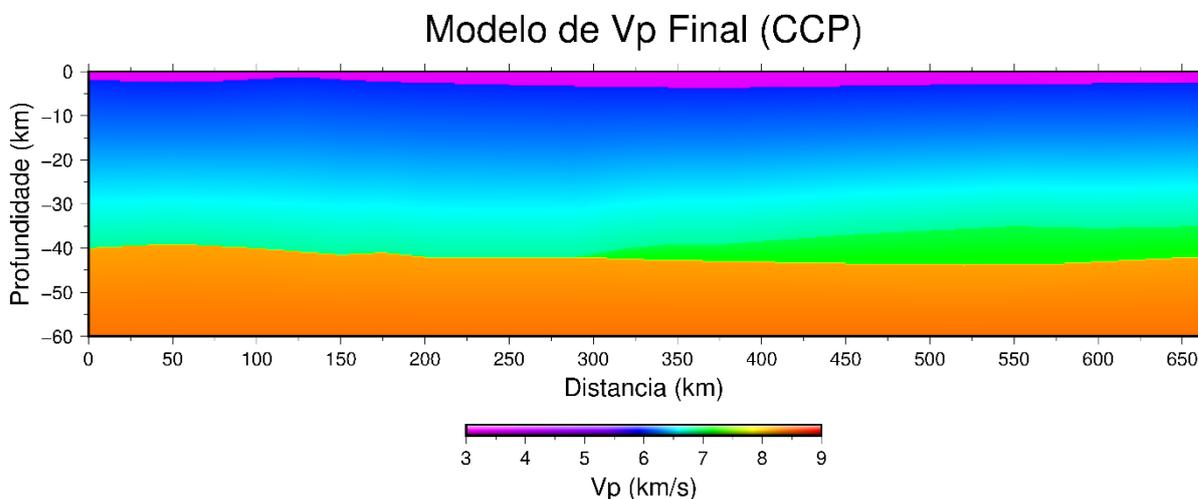


Figura 20: Modelo final de velocidade da onda P utilizado no processamento do CCP.

O modelo 2-D de velocidade de onda P foi baseado no modelo de refração de Soares et al. (2018) obtido para o perfil E-W. De início, a geometria da Moho utilizada para o perfil N-S foi obtida pelo *Hk-stacking* (Figura 18), sendo refinada com os resultados fornecidos posteriormente pelo CCP.

Por fim, a segunda sub-rotina executa a migração dos dados de tempo para profundidade e realiza o empilhamento das formas de onda, propriamente dito. Nesse processo são realizadas três migrações, considerando as fases Ps, ppps (primeira múltipla) e psp (segunda múltipla). As fases primárias são utilizadas com o objetivo de recuperar a interface da Moho, enquanto as múltiplas, ppps e psp, estão sendo utilizadas neste trabalho para recuperar a geometria e profundidade do pacote sedimentar.

Para realizar o procedimento, é necessário fornecer: modelo 2-D de velocidade da onda P, razão V_P/V_S da crosta, posição correspondente à localização das estações e profundidade estimada da Moho. Os valores utilizados para a razão V_P/V_S e profundidade da interface crosta-manto foram os resultados obtidos pelo processamento *Hk-stacking*.

Os resultados do imageamento CCP considerando fases primárias e múltiplas são apresentados na Figura 21. A migração das conversões de fase Ps foi utilizada na interpretação da Moho (Figura 21a), identificada pelo alinhamento em vermelho com profundidade próxima a 40 km. Entre os intervalos de 200-300 km e 400-660 km temos aumento expressivo nesta “camada” em vermelho, provocado pela duplicação ou mesmo triplicação das fases Ps nos traços de função do receptor (Figura 19), que na migração dos dados para profundidade tornaram-se mais claras, formando um “borrão” vermelho.

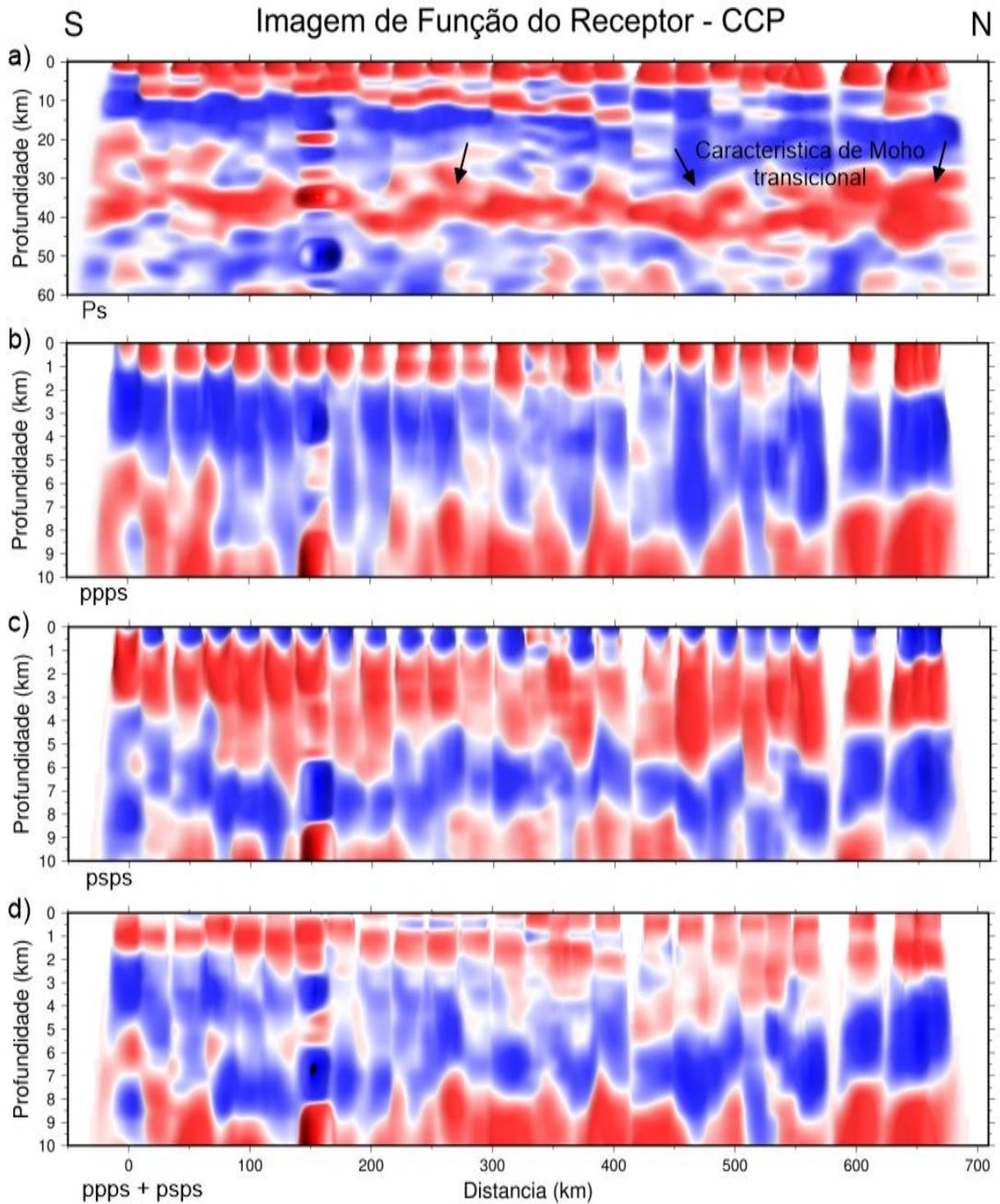


Figura 21: Imagem ilustrando a migração pela técnica CCP usando as fases primárias e múltiplas. a) Migração da fase Ps; próximo a 40 km de profundidade, a Moho é interpretada como o alinhamento em vermelho; observar o aumento da espessura da fase a partir da distância de 240 km, interpretado como possível *underplating*. b) Migração da fase ppps. c) Migração para fase psp. d) Soma das múltiplas ppps e psp; a base da bacia é interpretada como o alinhamento das fases em vermelho próximo a 2-3 km de profundidade.

As fases múltiplas foram utilizadas para recuperar a geometria e profundidade do embasamento da bacia (Figura 22), apresentado as menores profundidades ao sul do perfil N-S, com aumento gradativo a norte. Observa que a partir de 350 km o limite do embasamento da bacia não é tão bem definido, apresentando comportamento semelhante ao observado entre o 400-660 km no CCP da fase Ps, esse “borrão” vermelho presente também na soma das múltiplas (Figura 22d e Figura 23a) é interpretado como resposta a intrusões máficas existente na crosta ou mesmo na bacia. O tracejado verde na Figura 23a corresponde a profundidade do embasamento interpretado para a bacia utilizando a soma das múltiplas.

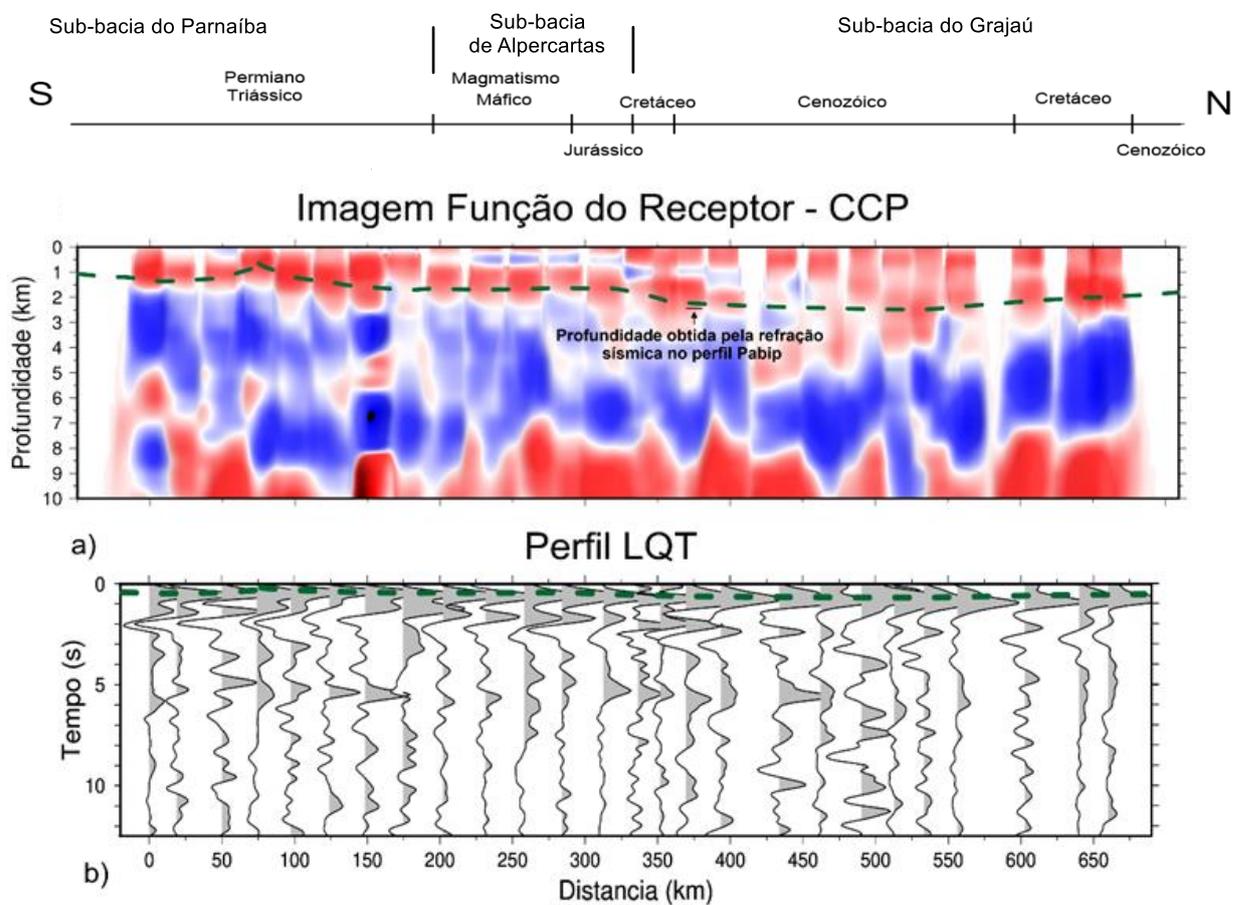


Figura 22: Interpretação para a geometria da Bacia do Parnaíba sob o perfil N-S. Em a), imagem com a soma das múltiplas obtidas pela migração CCP nos dados de função do receptor; a linha verde tracejada corresponde à base interpretada da bacia, a seta indica à profundidade observada em Soares et al. (2018). Em (b), seção composta pelos traços de função do receptor rotacionados para o sistema LQT; a linha tracejada em verde corresponde ao limite da bacia interpretado.

CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

O perfil N-S de função do receptor da Bacia do Parnaíba atravessou porções das sub-bacias do Parnaíba, Alpercatas e Grajaú, e forneceu um perfil de resultados de função do receptor em tempo, um modelo para a crosta sob o perfil em termos de espessura e razões V_p/V_s médias, obtidas pelo método *Hk-stacking*, uma imagem da crosta obtida pela migração dos dados de função do receptor aplicando o imageamento CCP (Figura 23).

O modelo pode ser dividido em 3 domínios distintos, suportado principalmente pelos resultados de V_p/V_s : i) o primeiro domínio se estende de 0 a 110 km, com valores de V_p/V_s menores que 1,74; ii) o segundo domínio, entre 110 e 475 km, com valores de V_p/V_s entre 1,76 a 1,84, e iii) o terceiro domínio, de 475 a 660 km, com valores da razão V_p/V_s entre 1,73 e 1,76.

O domínio 1 apresenta crosta relativamente estruturada com a Moho a aproximadamente 40 km de profundidade e limite crosta superior-inferior interpretado entre 20 e 28 km de profundidade com base na imagem CCP. As fases da Moho são emergentes e por vezes duplicadas, sugerindo uma transição entre a base da crosta e o topo do manto, ou mesmo um manto estruturado próximo a base da crosta. Apesar do caráter transicional da Moho, os valores de razão V_p/V_s médios da crosta são menores de 1,74 e sugerem crosta de composição félsica, aqui entendida como livre do magmatismo que afeta demais porções do perfil. Nesse domínio também foram identificadas fases entre 20 e 28 km de profundidade no CCP (Figura 23d), interpretadas como limite da crosta superior-inferior, representado por tracejado roxo.

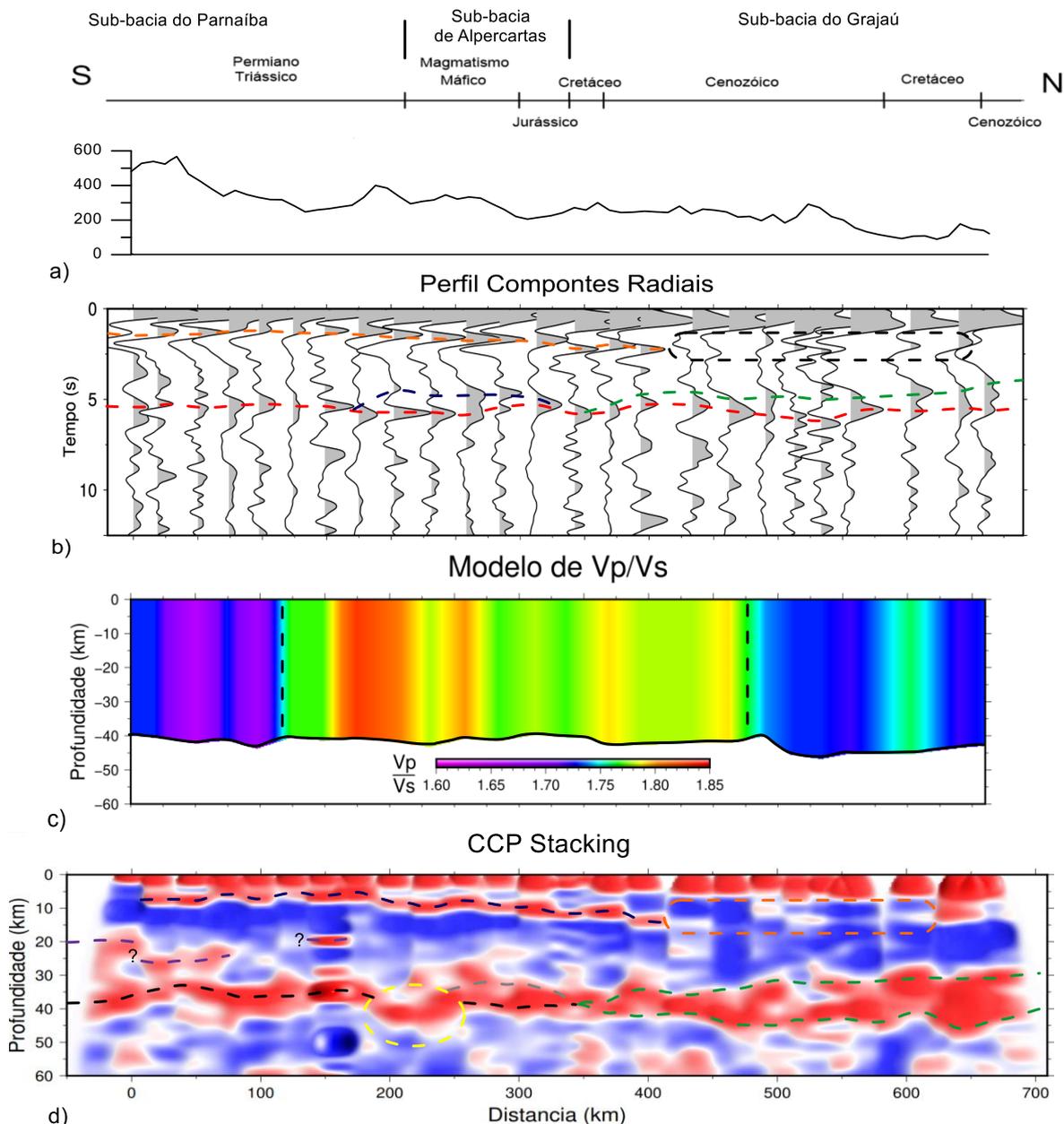


Figura 23: Interpretação da geometria da Moho. Em a) perfil topográfico e limites das unidades por intervalo de tempo. b) Seção de componentes radiais interpretada; tracejado em laranja é o alinhamento de fases múltiplas da bacia; tracejado em preto indica região onde as múltiplas desaparecem; tracejado em azul indica alinhamento de fases interpretado como topo de uma intrusão máfica (underplating); tracejado em vermelho é o alinhamento da fase Ps (Moho); tracejado em verde é o alinhamento de fase interpretado como topo do underplating. c) Modelo Hk-stacking separando os domínios pelas razões Vp/Vs. d) CCP das fases Ps interpretado; tracejado em azul corresponde às múltiplas da bacia; tracejado em laranja indica a região onde as múltiplas não são registradas; tracejado em roxo é interpretado como fases da crosta inferior; a Moho é identificada pelo tracejado em preto; tracejado em amarelo indica região onde a Moho apresenta degrau abrupto não identificado nas componentes radiais (Figura 23b); tracejado em verde corresponde ao underplating correlacionado à migração do depocentro da bacia no Cretáceo.

O domínio 2 é caracterizado pelo aumento nos valores da razão V_p/V_s que variam de 1,79–1,83. Valores altos de V_p/V_s são evidências de crosta de composição máfica ou mesmo que a crosta tenha sido afetada pelo magmatismo presente na Bacia.

A Moho no domínio 2 está a 40 km de profundidade e apresenta fases impulsivas em quase todo o domínio. Próximo a 250 km as fases da função do receptor da Moho estão duplicadas e foram interpretadas como evidência de intrusão na base da crosta. O alinhamento de fase em ~4 s, logo acima da Moho (Figura 24b, tracejado azul) está sendo interpretado como o topo de uma intrusão máfica (*underplating*) na base da crosta. Na imagem CCP a intrusão aparece formada por alinhamentos descontínuos na crosta inferior, sugerindo uma sequência de corpos descontínuos intrudidos na crosta inferior como sills. O limite da “intrusão” está melhor interpretado no perfil com os traços de FR. Nesse trecho do perfil, em superfície, aflora o magmatismo máfico das formações Mosquito e Sardinha (Fodor et al., 1990; Merle et al., 2011) que aparentemente contaminaram toda a crosta. Alinhamentos de fase semelhantes ao descrito neste trabalho, próximos a 4 s, foram identificados na Bacia do Paraná e, com o suporte de resultados de refração sísmica profunda, foram interpretados como o topo de *underplating* (Peixoto, 2015).

O tracejado amarelo na Moho do perfil CCP ressalta um “falso” degrau, sugerido pela imagem CCP mas não evidenciado no perfil de componentes radiais e no modelo *Hk-stacking*. Ao longo do domínio 2 a Moho é uma interface suave. Coelho et al. (2018) utilizando estação de banda-larga obtiveram profundidade de 40,5 km para a Moho e razão V_p/V_s de 1,75 (utilizando $V_p = 6,3$ km/s) para a estação STSN, situada em Sítio Novo, próxima das estações ST_14 e ST_15 deste trabalho. Os nossos resultados são concordantes, 40,5 km e 1,77 para a ST_14 e 40,6 km e 1,78 para a ST_15, o que ajuda a validar o modelo.

O domínio 3 é considerado a partir de 380 km e vai até o limite norte do perfil. É caracterizado pelo espessamento da crosta, com a Moho chegando a 45 km de profundidade, e por fases Ps da Moho emergentes, duplicadas e até triplicadas, formando um “borrão” vermelho na imagem CCP. Esse borrão (alinhamento de fase em ~4s) envolve a crosta inferior e está relacionado com a camada de alta velocidade definida pelo método de refração sísmica profunda no perfil E-W (Figura 2- Soares et al., 2018). O perfil E-W cruza o perfil N-S em Amarante (estação ST_16) onde a camada de alta velocidade na base da crosta foi estimada em 5 km.

Na base da crosta o contraste de impedância entre a crosta e manto é reduzido pelas intrusões, tornando a fase Ps emergente, enquanto as múltiplas da Moho são praticamente extintas. Na parte rasa, as múltiplas da Bacia, muito claras nos domínios 1 e 2, desaparecem ou

são drasticamente atenuadas no domínio 3, sugerindo que o magmatismo identificado na base da crosta tenha chegado até a Bacia afetando o limite do embasamento e/ou os sedimentos. Portanto, o desaparecimento das múltiplas da bacia a partir de 400 km (Figura 24b, tracejado em laranja e 24c tracejado em azul) está sendo interpretado como provocado por intrusões máficas na bacia.

Uma característica importante do domínio 3 é que a bacia e a Moho estão em fase, ou seja, a bacia é mais espessa onde a Moho é mais profunda. Apesar dos resultados mostrarem que a crosta do domínio 3 está intrudida, até mais que a do domínio 2, os valores da razão V_p/V_s obtidos pelo *Hk-stacking* (Figura 23c) são baixos, não evidenciando as intrusões. Teoricamente a presença de magmatismo máfico-ultramáfico aumenta a razão V_p/V_s da crosta (Holbrook et al., 1992; Julià & Mejía, 2003; Kandilarov et al., 2015). Aparentemente a Moho transicional e as intrusões na base da crosta atenuaram as múltiplas e a solução apresentada pelo *Hk-stacking* não convergiu corretamente.

5.1 GEOMETRIA E PROFUNDIDADE DO PACOTE SEDIMENTAR

A geometria e profundidade para a Bacia do Parnaíba sob o perfil N-S foi determinada pelo CCP da soma das múltiplas (Figura 23a), o resultado obtido na estação de Amarante do Maranhão, próximo ao apresentado por Soares et al., (2018), serviu como ponto de amarração validando o modelo proposto.

A bacia possui espessura de 1,5 km ao sul, apresenta um alto de embasamento em aproximadamente 75 km, com a espessura chegando a 0,6 km, e a partir de então mostra variação suave de espessura em direção ao norte, atingindo 2,5 km na região do depocentro (~480 km). Na distância de 340 km o aumento mais brusco no pacote sedimentar evidencia o início da Bacia do Grajaú. Desse ponto para norte, a atenuação das fases múltiplas do embasamento da bacia sugerem que a bacia esteja intrudida pelo magmatismo das formações Mosquiro e Sardinha, aflorantes a sul no domínio 2.

Tozer et al., (2017) associam o aumento na taxa de subsidência tectônica observada durante o cretáceo à intrusão de um corpo magmático que deforma a crosta. Diversos autores sugerem que grandes intrusões máficas-ultramáficas na base da crosta, como *underplating*, possam provocar desequilíbrio isotático (Zuber et al., 1989, Clift & Turner, 1998, Pandey et al., 2017) devido incremento na densidade média da região afetada. Como reflexo, ocorre aumento na taxa de subsidência, observado no norte da Bacia do Parnaíba, exemplificado pelo aumento no aporte sedimentar no Cretáceo.

O modelo final interpretado para a bacia do Parnaíba e para a crosta sob o perfil N-S é mostrado na Figura 24.

5.2 CONSIDERAÇÕES SOBRE O MODELO

A crosta sob a bacia do Parnaíba apresenta espessura em torno de 40 km, chegando a 45 km sob a Bacia do Grajaú, na região do depocentro da bacia. O modelo mostra que a bacia é mais espessa onde a Moho é mais profunda, sugerindo uma flexura na crosta na geração da Bacia do Grajaú e não um rifteamento, como proposto nos modelos convencionais.

As intrusões acomodadas na base da crosta inferior, ao longo da crosta e no interior da bacia teriam exercido um empuxo negativo na crosta, produzindo a flexura que deu espaço para a deposição dos sedimentos Cretáceos e Cenozóicos.

Possivelmente o magmatismo Mosquito (Jurássico- 200 Ma) foi o iniciador do processo de formação da bacia do Grajaú. Posteriormente, com a abertura do Atlântico leste, a mesma zona de fraqueza, foi re-ativada e o magmatismo Sardinha (Cretáceo- 130 Ma) superimpôs o efeito do magmatismo anterior.

Aparentemente o magmatismo se propagou (em forma de cone) tendo com base a camada de alta velocidade/densidade definida na crosta inferior sob os sedimentos Cenozóicos, aqui considerada como *underplating*.

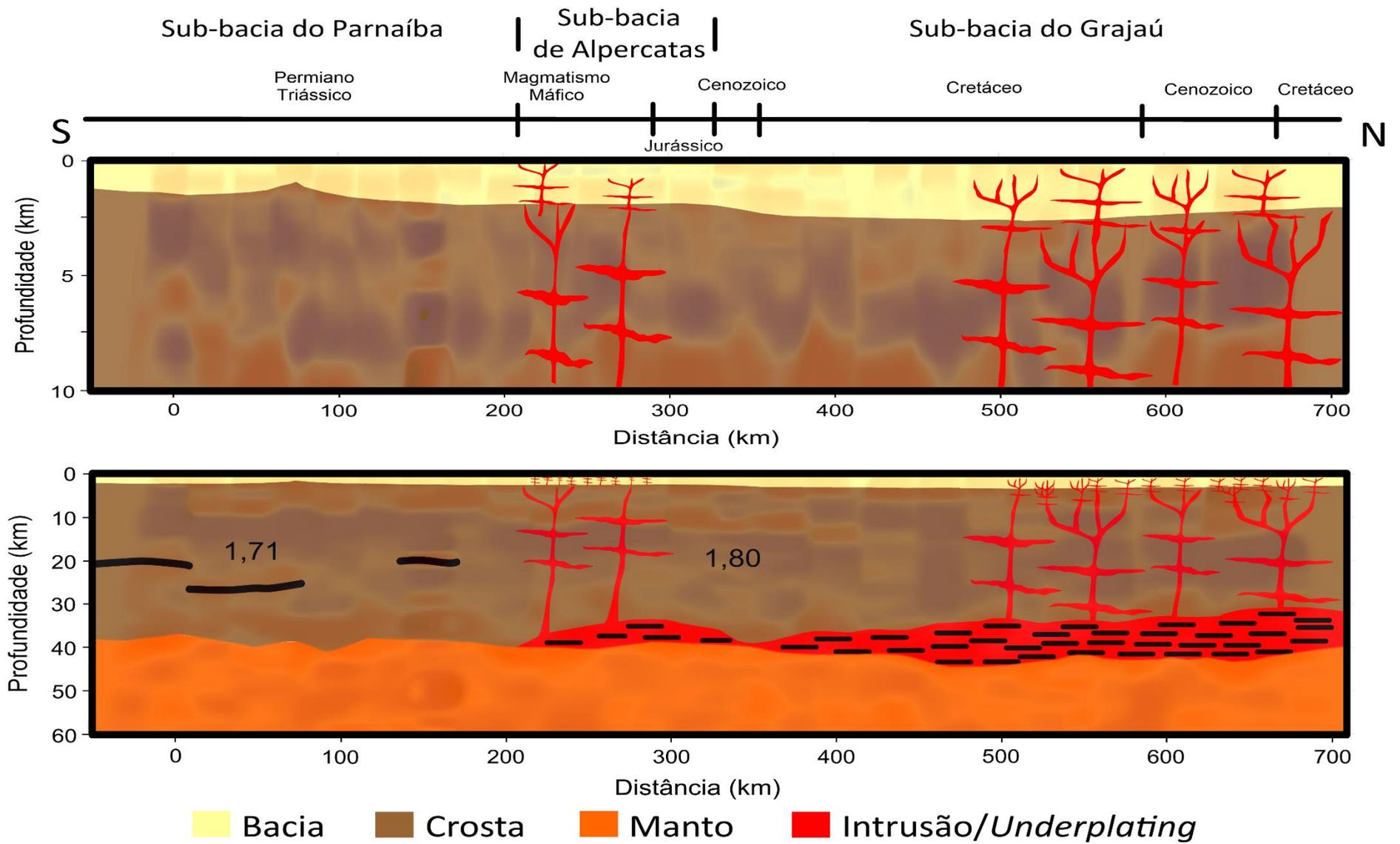


Figura 24: Modelo esquemático para o perfil PBAP-NS. Em (a) modelo para a bacia ao longo do perfil. Em (b) modelo para a crosta.

CAPÍTULO 6 – CONCLUSÃO

Os objetivos iniciais, que passam pela geração de modelo sísmico da crosta sob o perfil N-S da Bacia do Parnaíba, utilizando resultados de função do receptor e demais informações da literatura foram alcançados e estão sintetizados no modelo da Figura 25. Os resultados de função do receptor estaqueados e dispostos em perfil, o modelo obtido utilizando o método *Hk-stacking* e o imageamento aplicando a migração CCP permitem concluir que:

- Os resultados de função do receptor e a migração CCP apresentam informações complementares e foram eficazes em imagear a crosta, em especial a descontinuidade de Moho e a presença de intrusões máficas, que via de regra alteram a razão V_p/V_s média.
- O embasamento da Bacia do Parnaíba apresenta geometria suave, não sendo identificadas estruturas rúpteis do tipo *rift* controlando o aumento na profundidade da bacia em direção ao norte do perfil. No depocentro a profundidade inferida é de 2,5 km.
- Há presença de intrusões na base da crosta, associadas ao magmatismo máfico aflorante na bacia nas distâncias entre 170 km e 330 km do perfil (Fodor et al., 1990; Merle et al., 2011) e em especial a partir de 380 km até o final do perfil, onde o magmatismo forma uma região com intrusões descontínuas ocupando a porção inferior da crosta, definido pelo alinhamento de fases próximo à Moho, e está identificado também na bacia, por sob os sedimentos Cenozóicos. Essa camada de alta velocidade na base da crosta foi identificada ao longo do perfil sísmico E-W.
- O embasamento da Bacia é a descontinuidade de Moho estão em fase sob o perfil, ambos relacionados aos limites da Bacia do Grajaú em superfície. Os resultados sugerem que as intrusões na base da crosta (*underplating*) e ao longo de toda a crosta tenham desempenhado importante papel na formação e evolução sedimentar da Bacia do Grajaú, aqui interpretado como responsável pela migração do depocentro da bacia no Cretáceo para a posição atual, como sugerido por Soares et al. (2018).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. M. A., CARNEIRO, C. D. R. 2004. Inundações marinhas Fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso Neto, Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito Neves, B. B. Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, 43-48.

AMMON CJ. (1997). An overview of Receiver-Function Analysis. Disponível em: <http://quake.eas.slu.edu/People/CJAmmon-/HTML/RftnDocs/rftn01.html> Acesso em: 15 jan. 2018.

BIANCHI, M. B., 2008. Variações da estrutura da crosta, litosfera e manto para a plataforma Sul Americana através de funções do receptor para ondas P e S. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

BORAH, K. 2013. Seismic tomography of Dharwar Craton. Thesis, Applied Geophysics at Indian School of Mines.

CASTRO, D. L., R. A. FUCK, J. D. PHILLIPS, R. M. VIDOTTI, F. H. R. BEZERRA, and E. L. DANTAS (2014), Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil, *Tectonophysics*, 614, 128–145

CHAMANI, M. A. C. 2015. Tectônica sinsedimentar no Siluro-Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil: o papel de grandes estruturas do embasamento na origem e evolução de bacias intracratônicas. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências – USP.

CLAYTON, R. W. and WIGGINS, R. A. 1976. Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves. *J. R. Astron. Soc.*, 47, 151-177.

CLIFT, P. D. & TURNER, J. 1998. Paleogene igneous underplating and subsidence anomalies in the Rockall-Faeroe-Shetland área. *Marine and Petroleum Geology*, 15, 223-243.

COELHO, D. L. O., JULIÀ, J., RODRÍGUEZ-TRIBALDOS, V., & WHITE, N. 2018. Deep crustal architecture of the Parnaíba basin of NE Brazil from receiver function analysis: implications for basin subsidence. *Geological Society, London, Special Publications*, 472.

DALY, M. C., ANDRADE, V., BAROUSSE, C. A., COSTA, R., MCDOWELL, K., PIGGOTT, N., POOLE, A. J. (2014).: Brasileiro crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile, *Tectonics*, 33, 1–19.

- DUEKER, K.G. & SHEEHAN, A.F. 1997. Mantle discontinuity structure from midpoint stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot track, *Journal of Geophysical Research*, 102, 8313-8327.
- EFRON, B. & TIBSHIRANI, R., 1991. Statistical data analysis in the computer age. *Science*, 253, 390-395.
- FODOR R.V., SIAL A.N., MUKASA S.B., MCKEE E.H. 1990. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 555-567.
- GÓES, A.M.O., SOUZA, J.M.P., TEIXEIRA, L.B. 1990. Estágio Exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba, *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 4, 55-64.
- GÓES A.M.O. & FEIJÓ F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim em Geociências da Petrobras*, 08, 57-67.
- GÓES, A.M. & ROSSETTI, D. F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: Rossetti, D. F., Góes, A.M. & Truckenbrodt, W. (Eds), *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, Coleção Friedrich Katzer, p. 15-29.
- HAZARIKA D., ARORA B.R., CHANDAN B. 2012. Crustal structure and deformation in the northeast India-Asia collision zone: constraints from receiver function analysis. *Geophysical Journal International*, 188, 737-749.
- KENNETT, B.L., 1983. *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*, Cambridge University Press, Cambridge, 352.
- KIKUCHI, M., and KANAMORI, H. 1982. Inversion of complex body waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 491-506.
- KOSAREV, G., KIND, R., SOBOLEV, S.V., YUAN, X., HANKA, W., ORESHIN, S. 1999. Seismic Evidence for a Detached Indian Lithospheric Mantle Beneath Tibet, *Science*, 283, 1306-1309.
- LANGSTON C. A. 1977. The effect of planar dipping structure source and receiver responses for constant ray parameter. *Bulletin of Seismological Society of America*, 67, 1029-1050.
- LANGSTON C. A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 85: 4749–4762.
- LIGORRIA, J. P. & AMMON, C. J., (1999). Iterative deconvolution and receiverfunction estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 1395-1400.

McNAMARA D.E. & OWENS T. J. 1993. Azimuthal shear wave velocity anisotropy in the basin and range province using Moho Ps converted phase. *Journal of Geophysical Research*, 98: 12003–12017.

MERLE R., MARZOLI A., BERTRAND H., REISBERG L., VERATI C., ZIMMERMANN C., CHIARADIA M., BELLINI G., ERNESTO M. 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, 122, 137-151.

OWENS, T.J., ZANDT, G., TAYLOR, S.R. 1984. Seismic Evidence for an Ancient Rift Beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A Detailed Analysis of Broadband Teleseismic P Waveforms, *Journal of Geophysical Research*, 89, 7783-779.

OWENS, T.J., 1988. Crustal structure of the Adirondacks determined from broadband teleseismic waveform. *Journal of Geophysical Research*, 92, 6391-6402.

PANDEY, D. K., NAIR, N., PANDEY, A., SRIRAM, G. 2017. Basement tectonics and flexural subsidence along western continental margin of India. *Geoscience Frontiers*, 8, 1009-1024.

PEIXOTO, C. L. O. Caracterização sismológica da crosta sob o perfil PABBRISE: uma aproximação por função do receptor e razão espectral H/V. 73 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

SCHIFFER, C., BALLING, N., JACOBSEN, Bo H., STEPHENSON, R. A., NIELSEN, S. B. 2014. Seismological evidence for a fossil subduction zone in the East Greenland Caledonides, *Geology*, 42, 311-314.

SHEEHAN, F.A., SHEARER, P.M., GILBERT, H.J., DUEKER, K.G. 2000. Seismic migration processing of P-SV converted phases for mantle discontinuity structure beneath the Snake River Plain, western United States, *Journal of Geophysical Research*, 105, 19055-19065.

SILVA, A. D., LOPES, R. D. C., VASCONCELOS, A. M., BAHIA, R. B. C. 2003. Bacias sedimentares paleozoicas e meso-cenozoicas interiores. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil – CPRM/MME, 55-85.

SOARES, J. E. P., STEPHENSON, R., FUCK, R. A., LIMA, M. V. A. G., ARAÚJO, V. C. M., LIMA, F. T., ROCHA, F. A. S., TRINDADE, C. R. 2018. Structure of the crust and upper mantle beneath the Parnaíba Basin, Brazil, from wide-angle reflection–refraction data, *Geological Society of London, Special Publications*, 472.

SVENNINGSSEN, L., BALLING, N., JACOBSEN, B. H., KIND, R., WYLEGALLA, K. 2007. Crustal root beneath the highlands of southern Norway resolved by teleseismic receiver functions. *Journal of Geophys*, 170, 1129-1138.

THYBO, H., ARTEMIEVA, I.M. 2013. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere, *Tectonophysics*, 609, 605-619.

TOZER, B., WATTS, A. B., and DALY M. C. 2017. Crustal structure, gravity anomalies, and subsidence history of the Parnaíba cratonic basin, Northeast Brazil, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 5591-5621.

VAZ, P.T., REZENDE, N.G.A.M., WANDERLEY FILHO, J.R., TRAVASSOS, W.A.S., (2007). Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15, 253-263.

VINNIK, L.P. 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 15, 39-45.

ZANDT, G. & AMMON, C. J., 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, 374, 152-154.

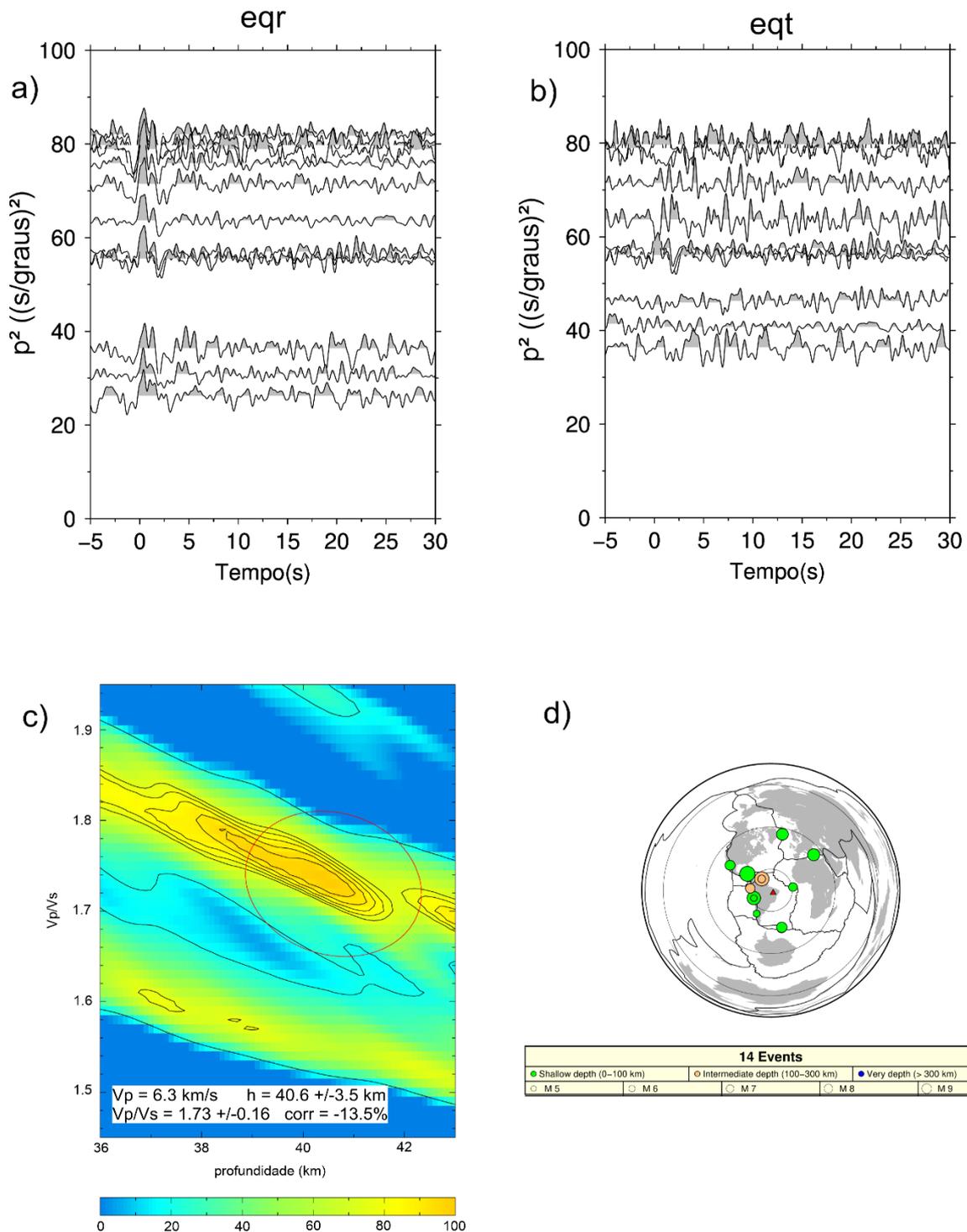
ZELT, C.A. & SMITH, R.B. 1992. Seismic travel-time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical International Journal*, 108, 16-34.

ZHU, L. and KANAMORI, H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105, 2696-2980.

ZUBER, M. T., BECHTEL, T. D., FORSYTH, D. W. 1989. Effective Elastic Thicknesses of the Lithosphere and Mechanisms of Isostatic Compensation in Australia. *Journal of Geophysical Research*, 94, 9353-9367.

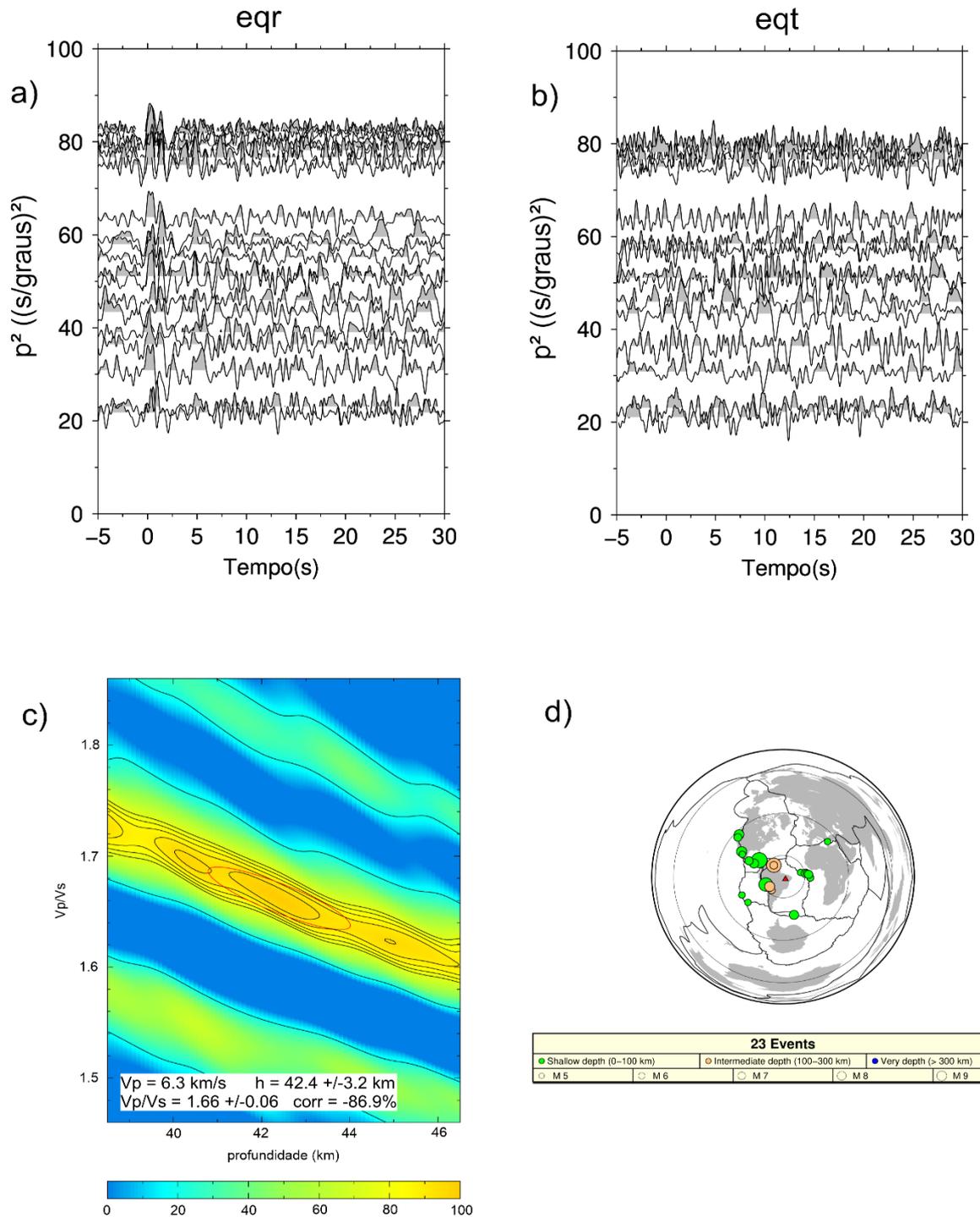
ANEXO 1

ST_02



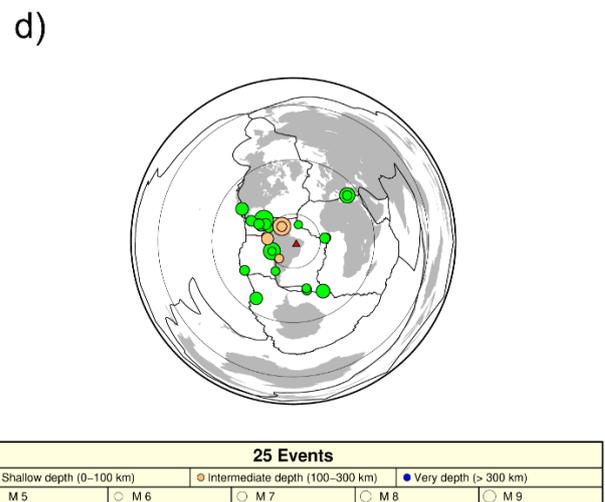
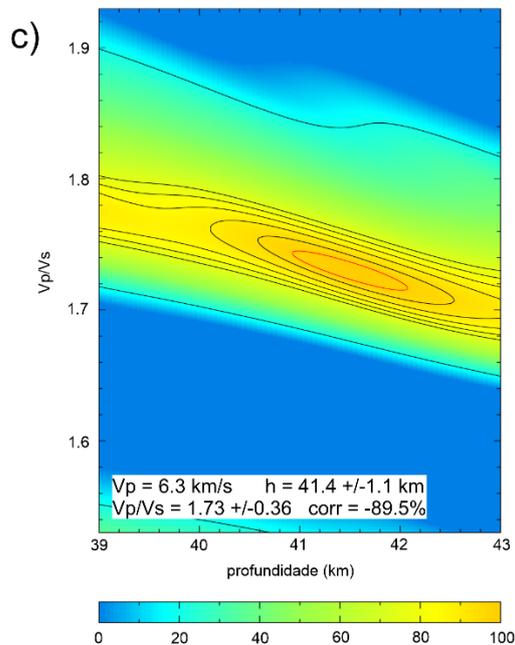
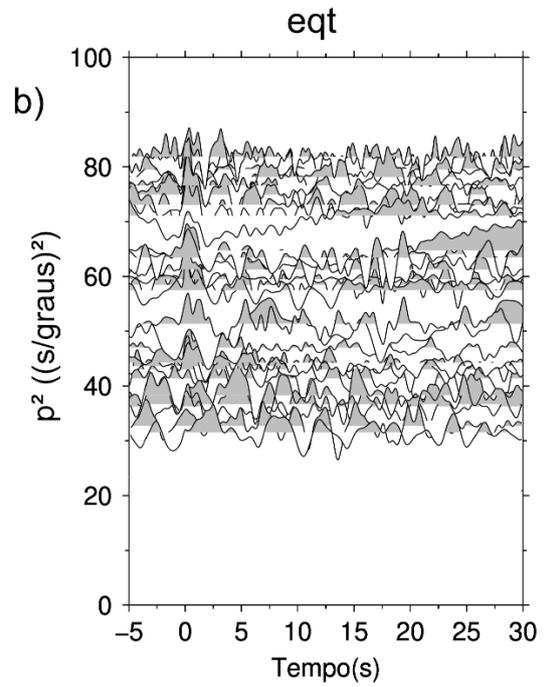
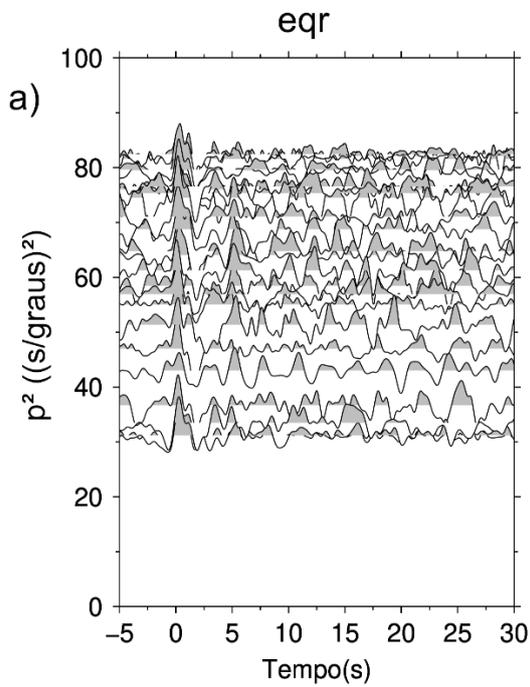
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_03



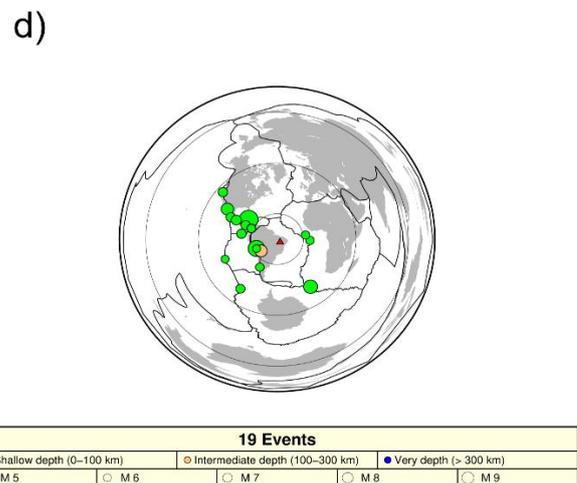
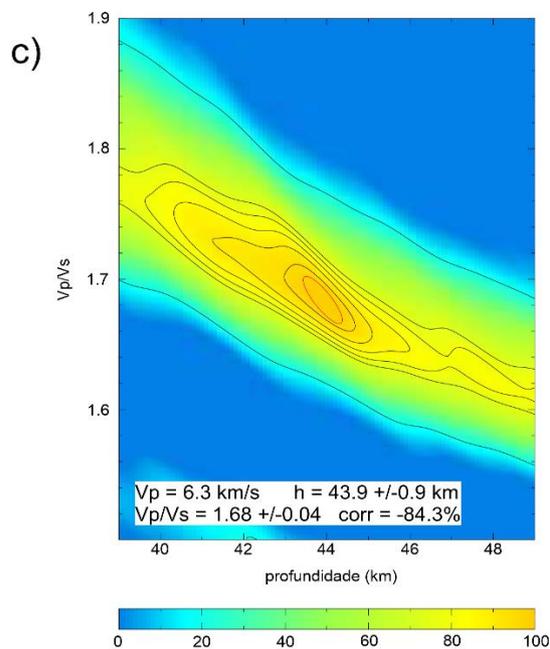
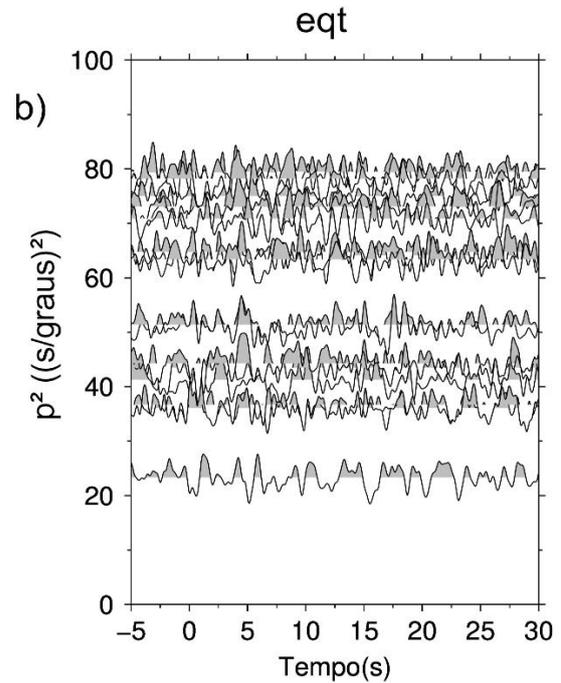
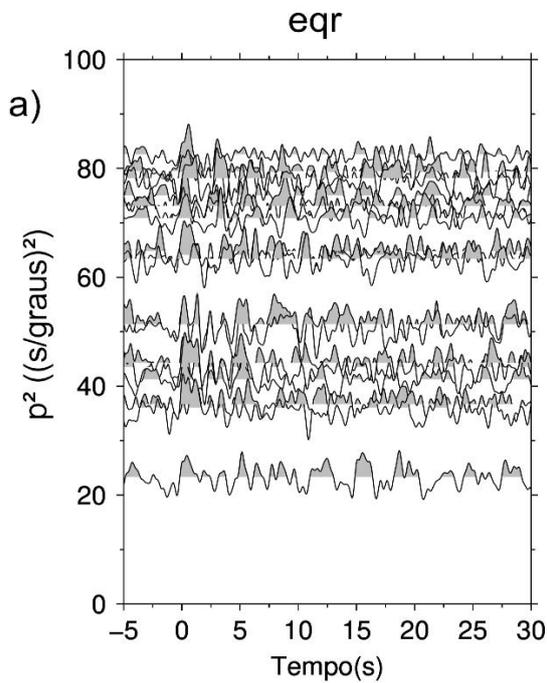
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_04



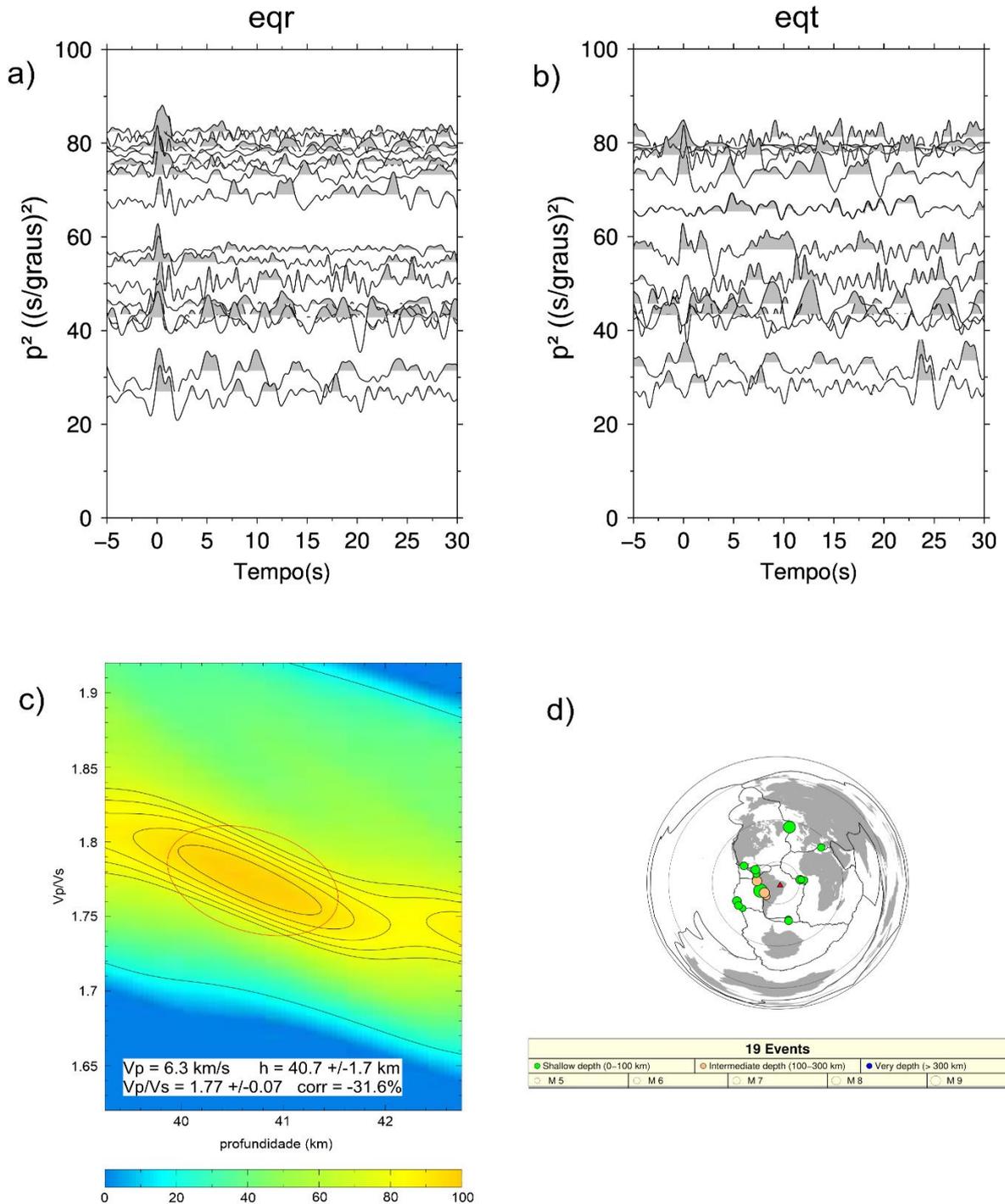
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_05



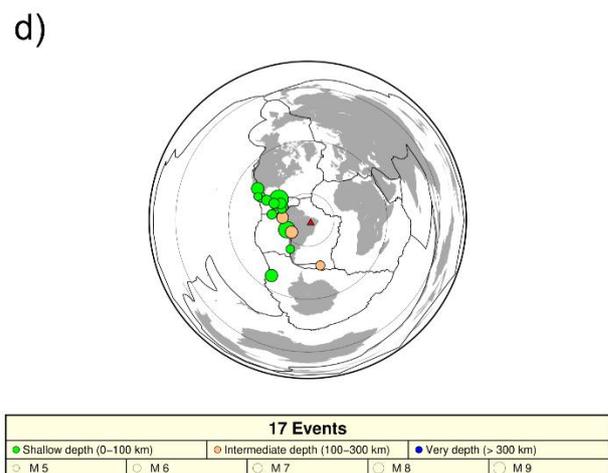
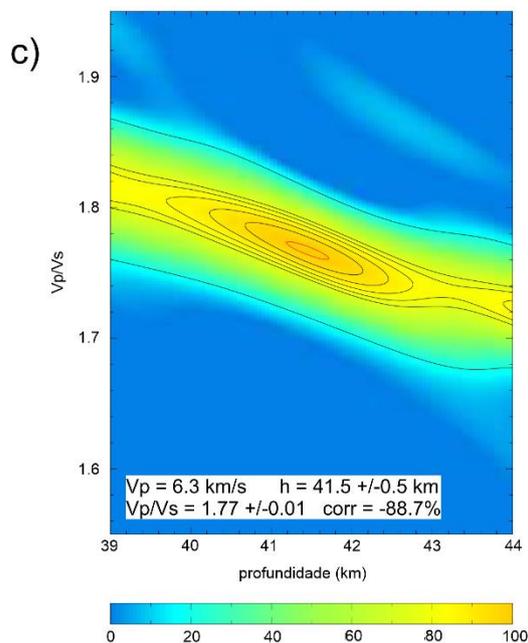
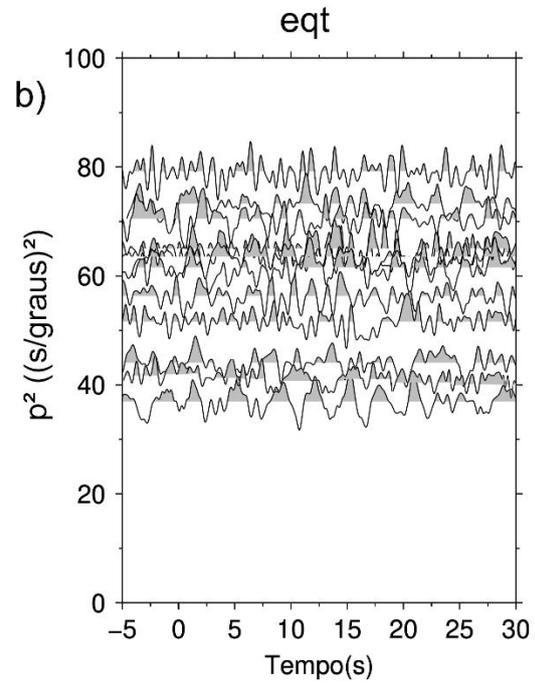
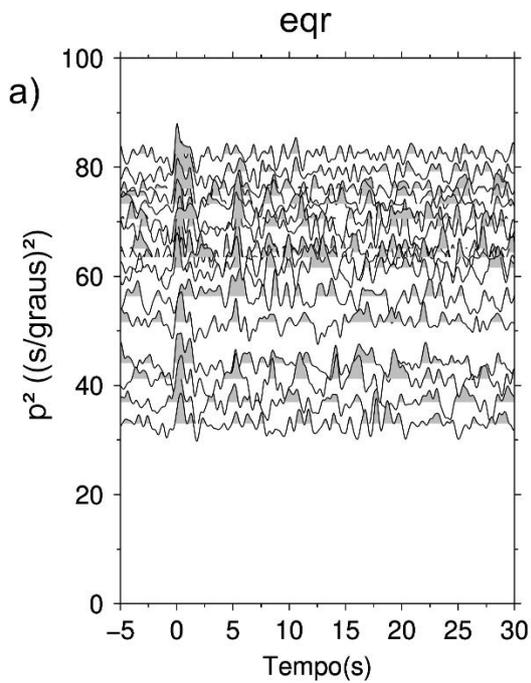
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_06



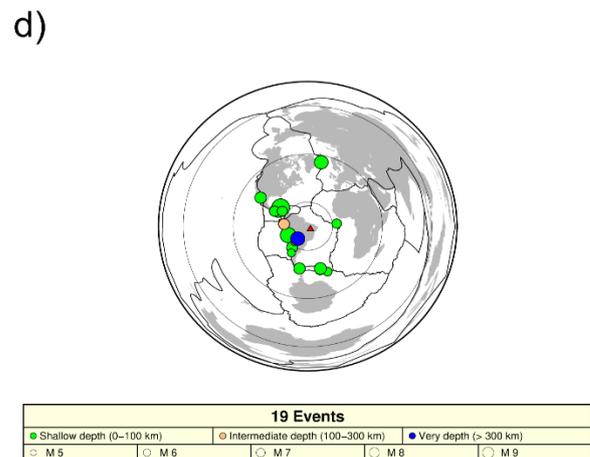
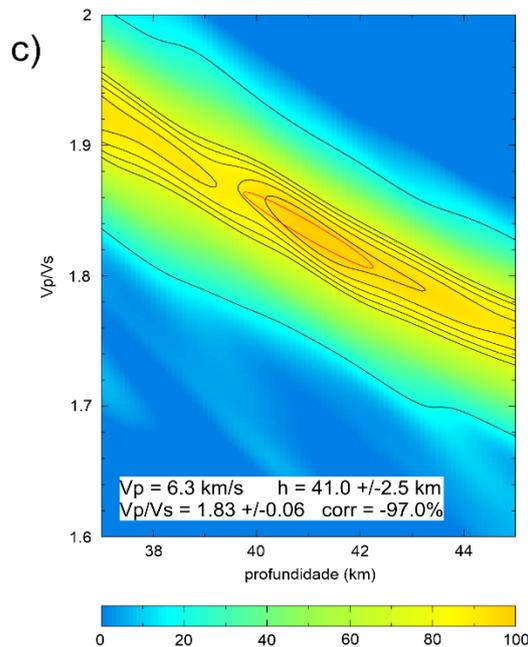
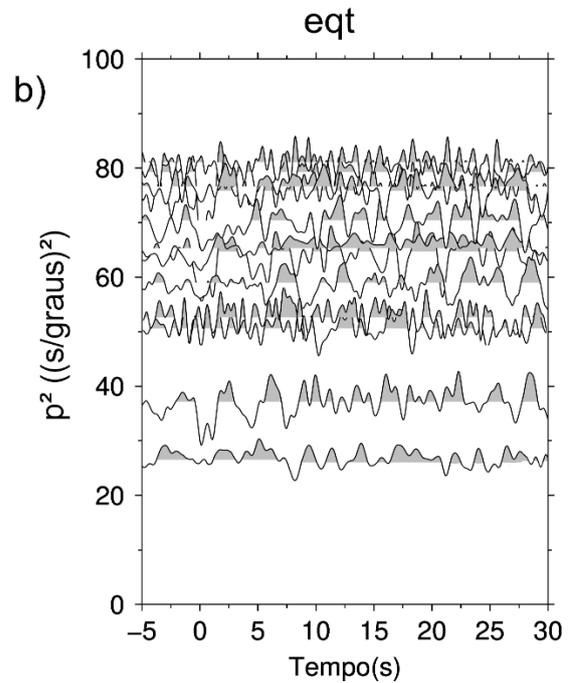
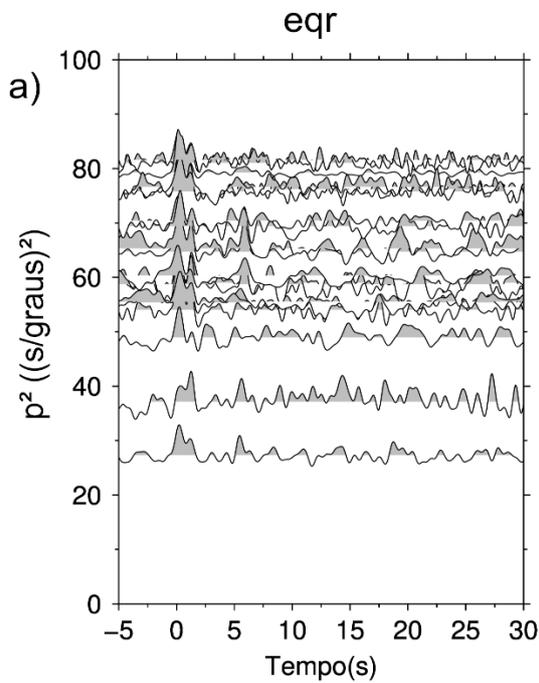
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_07



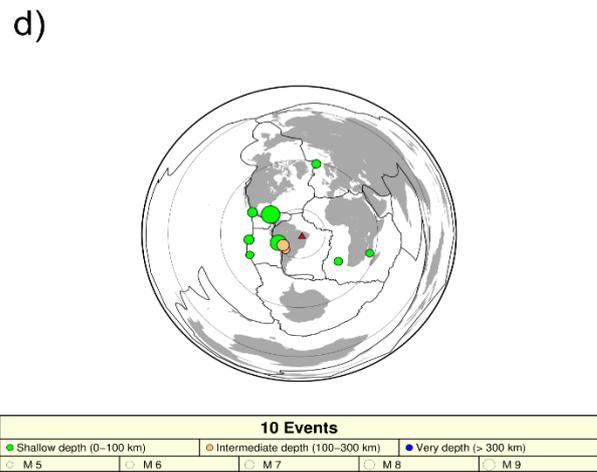
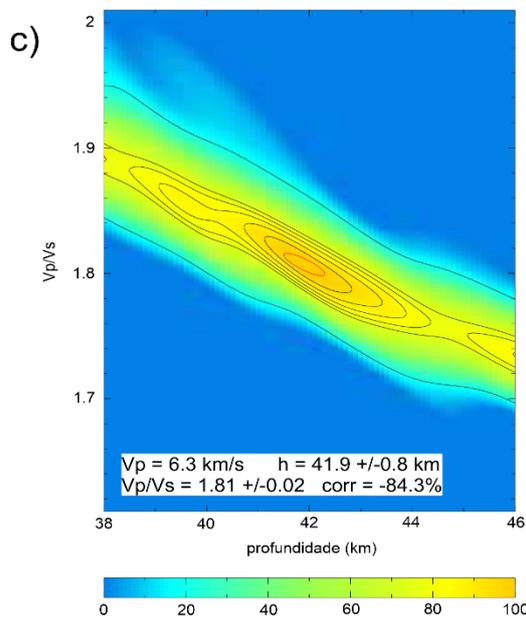
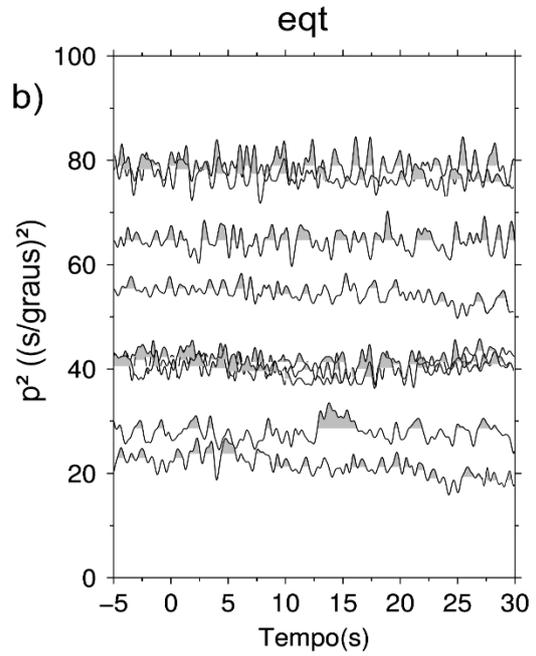
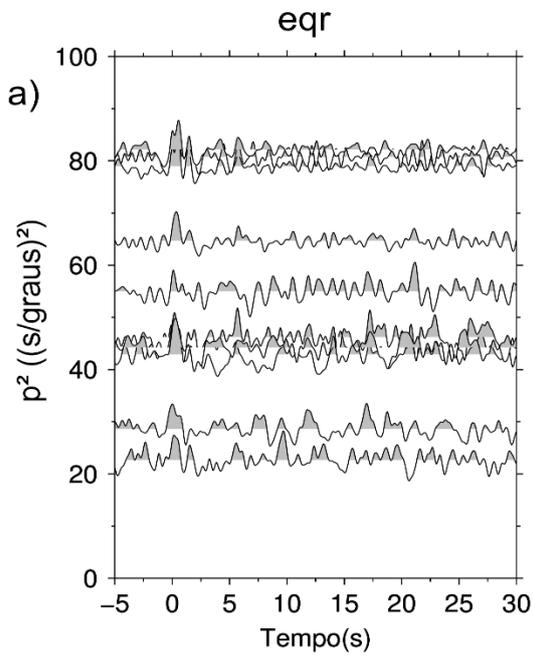
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_08



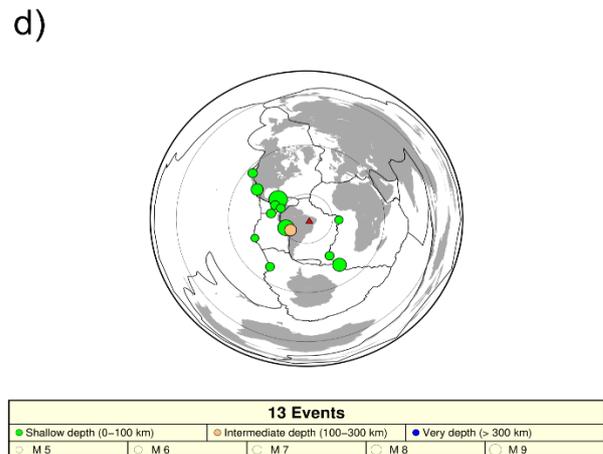
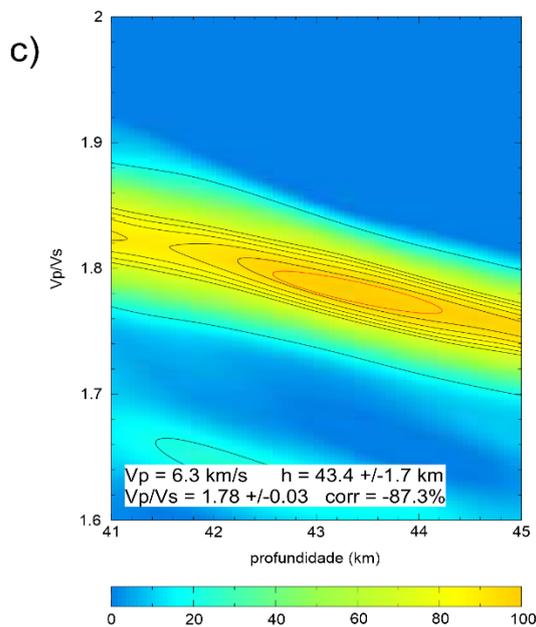
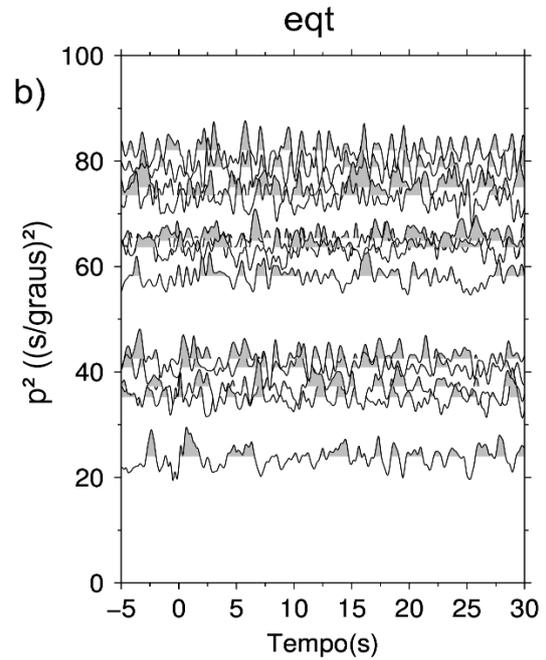
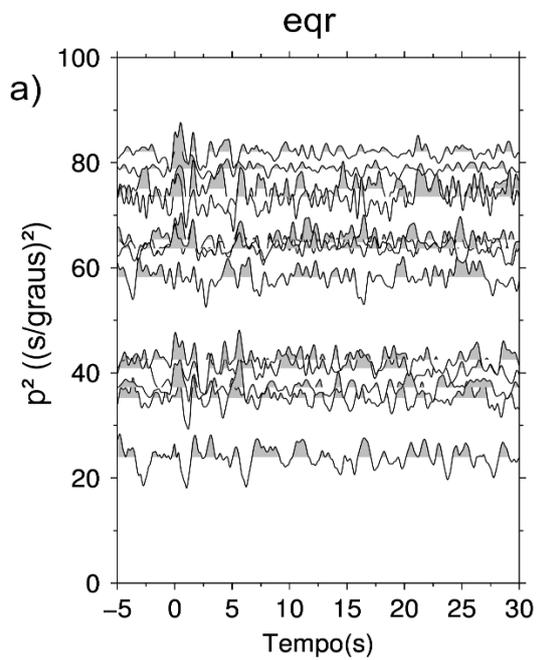
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_09



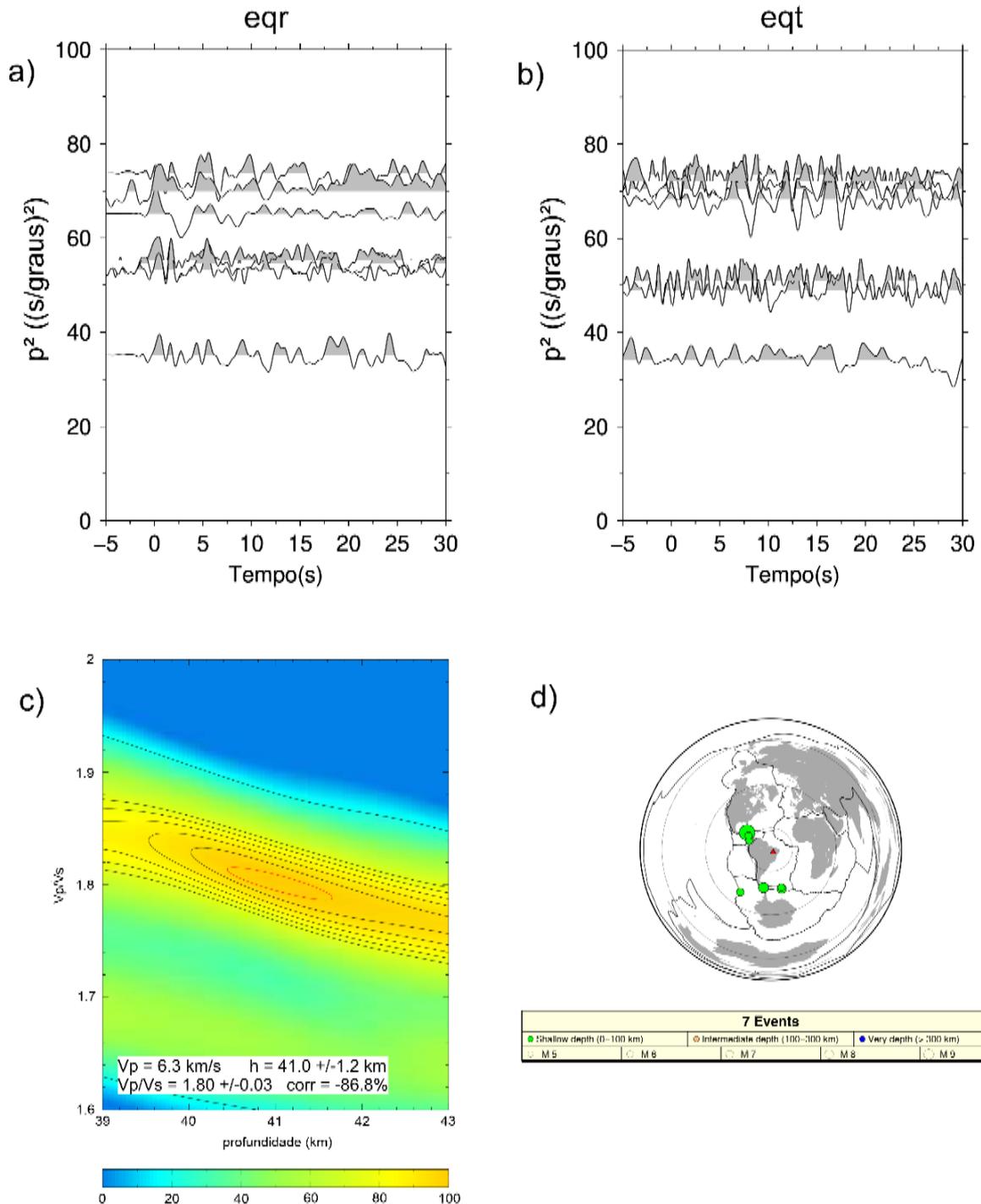
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_10



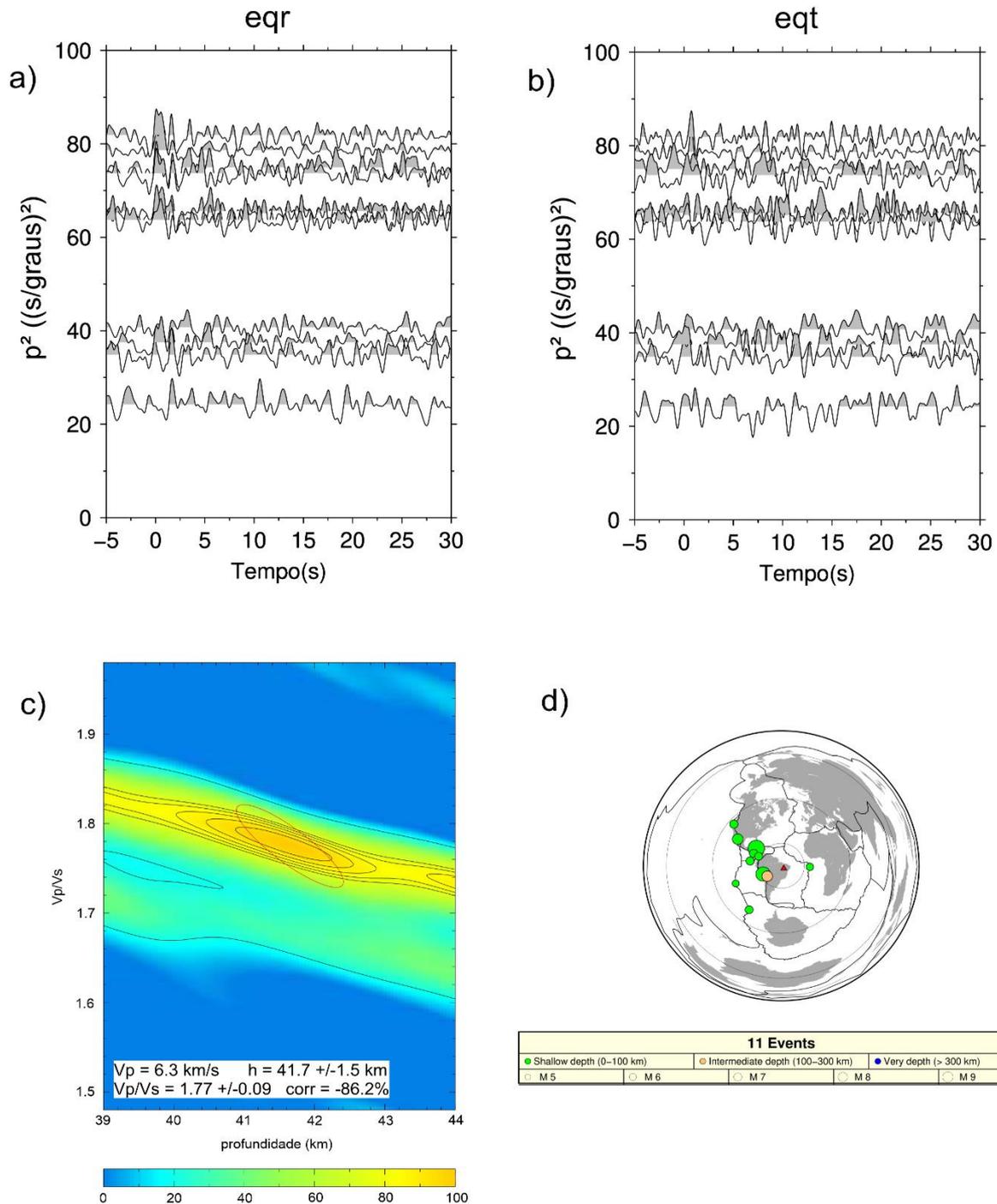
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_11



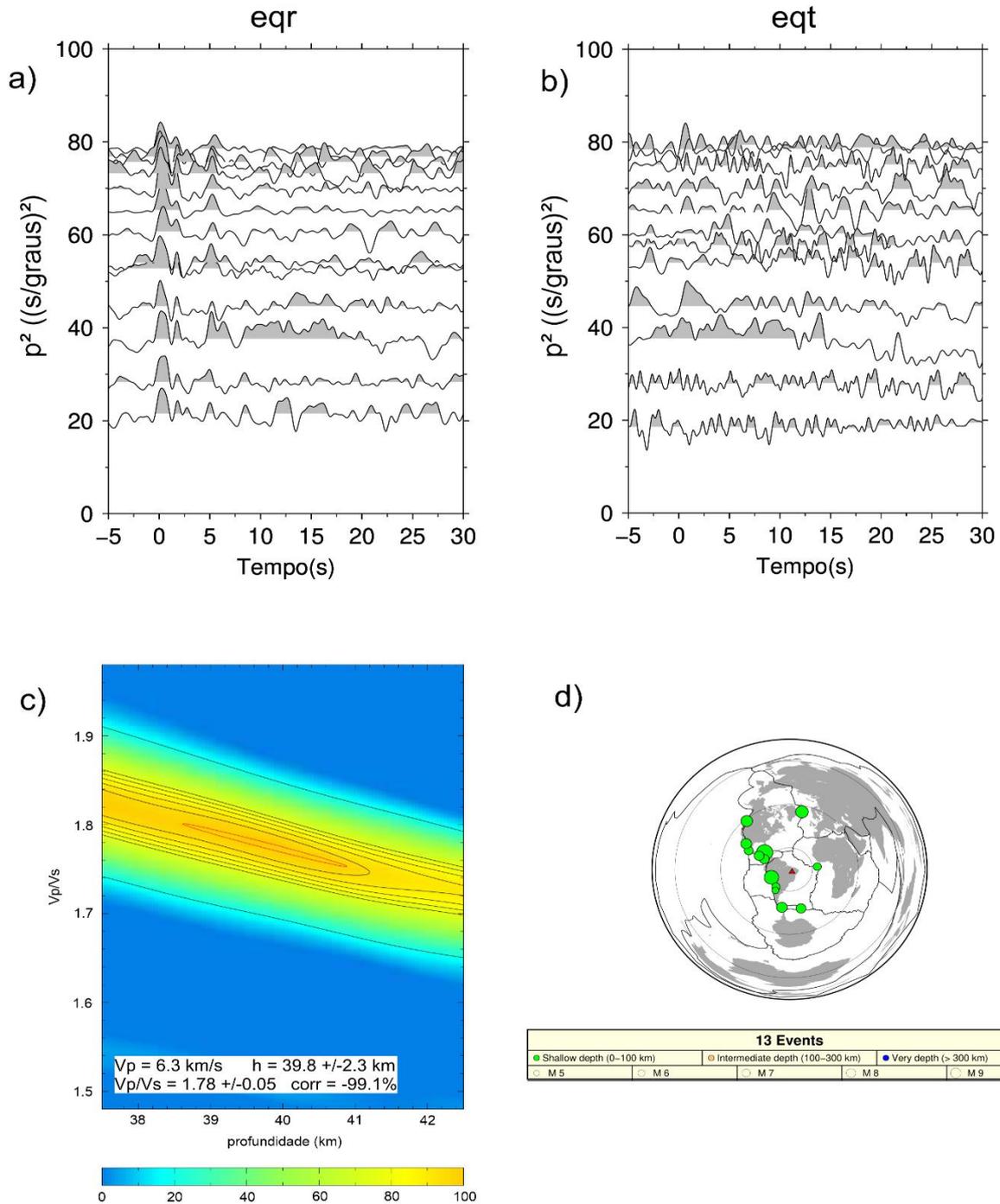
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_12



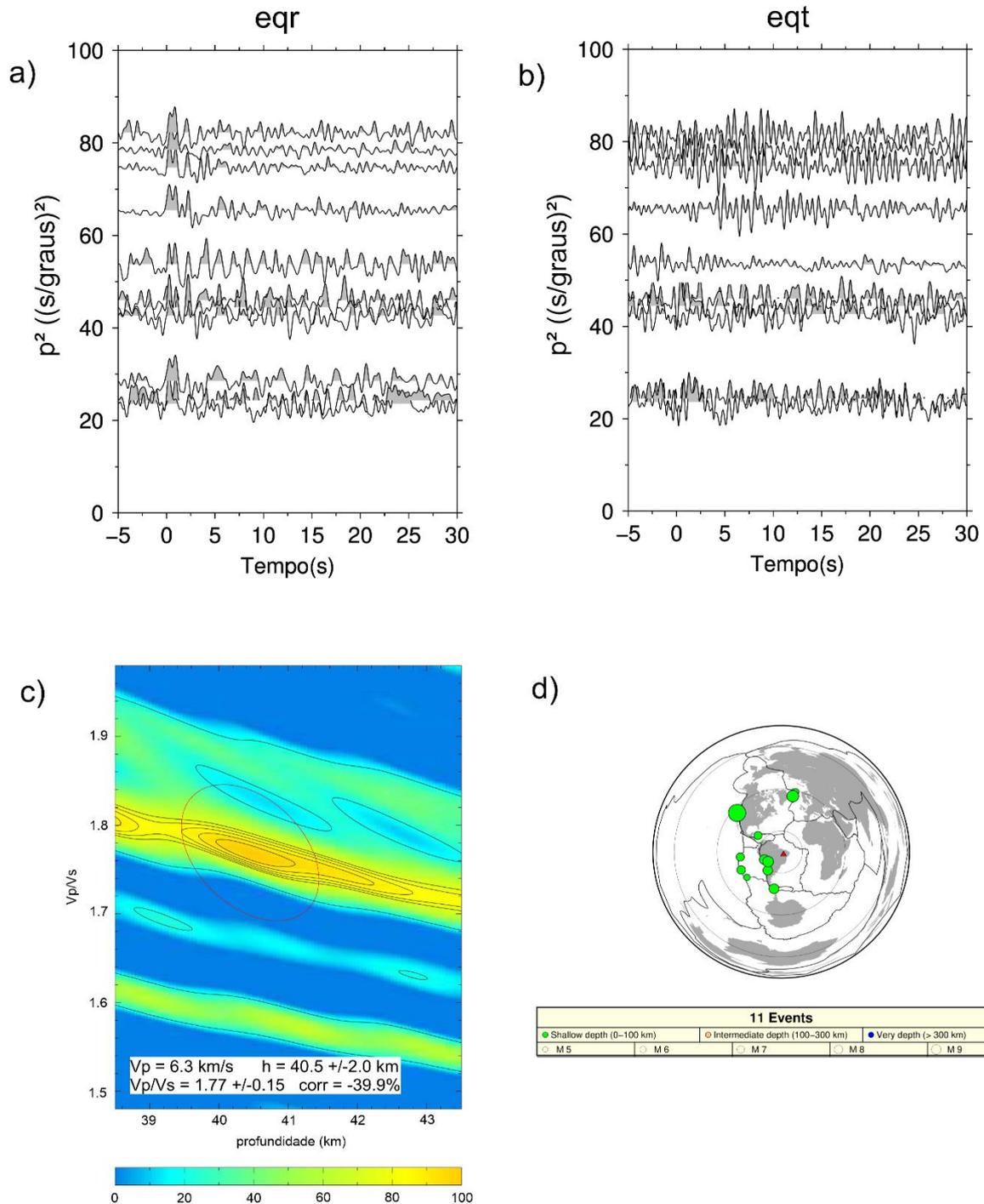
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_13



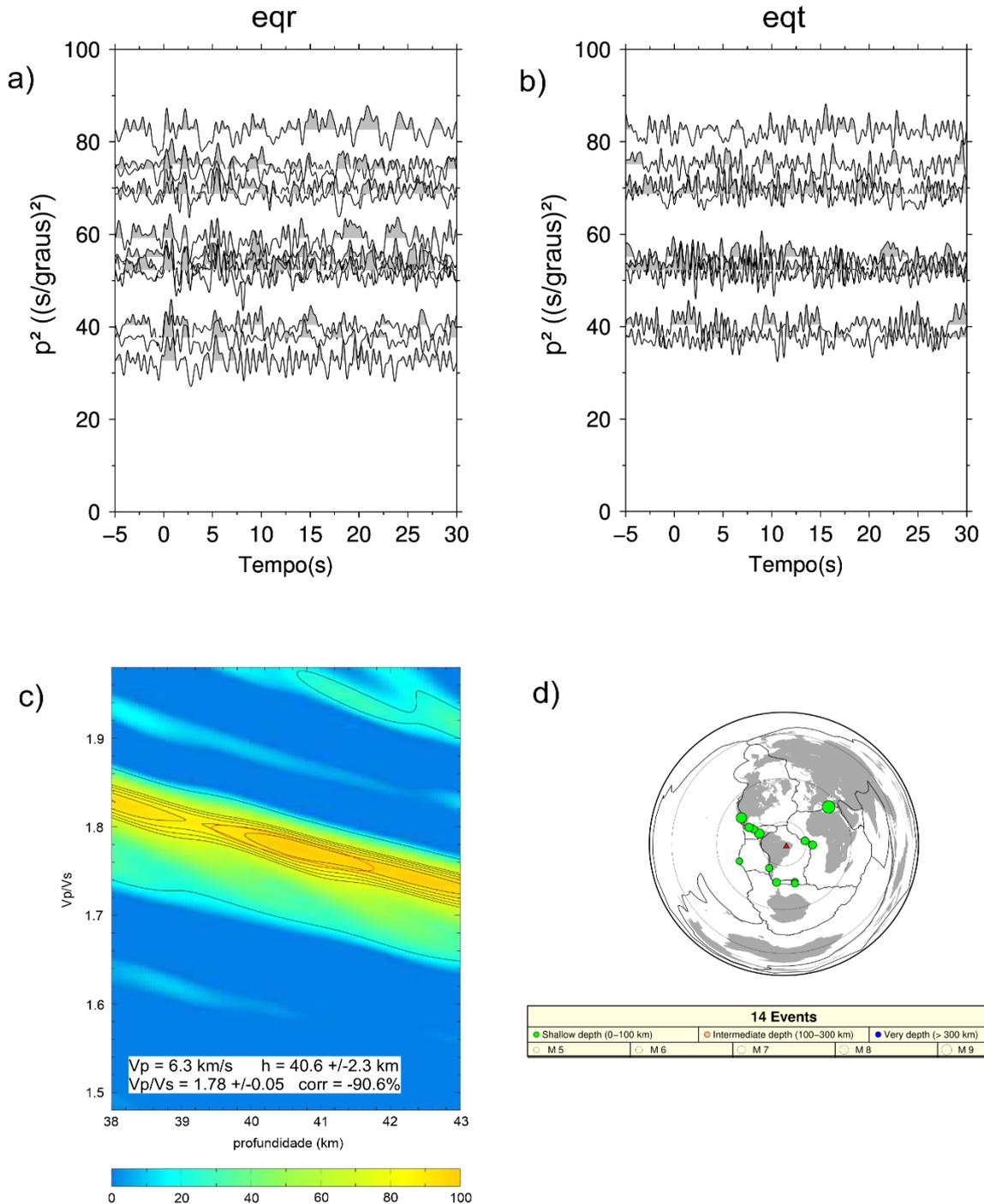
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_14



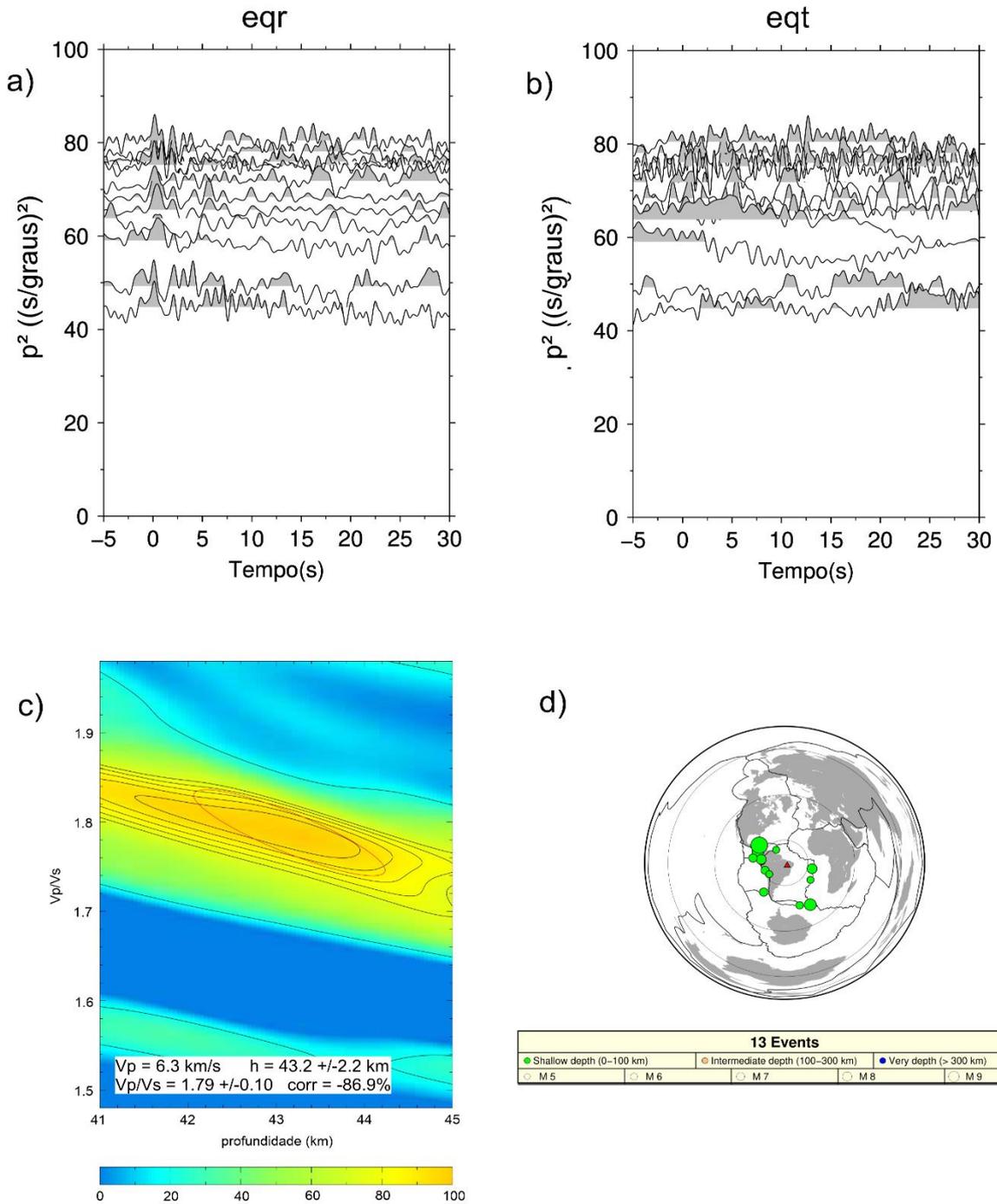
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_15



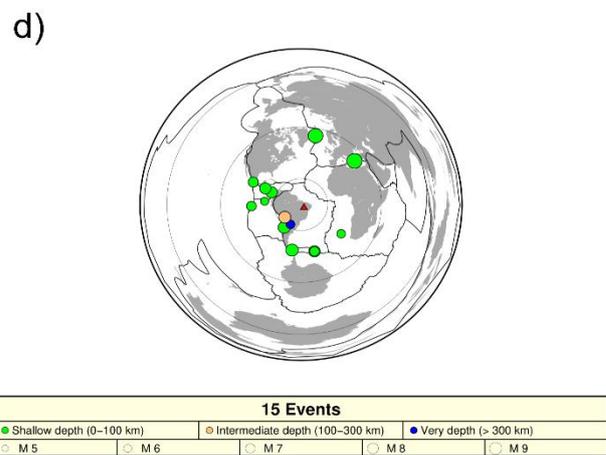
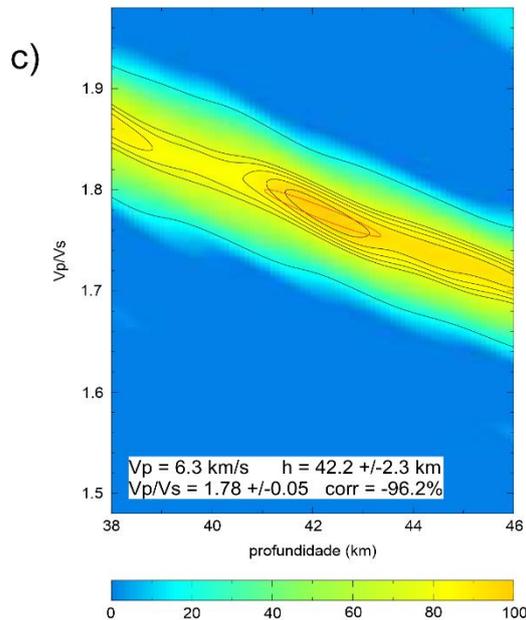
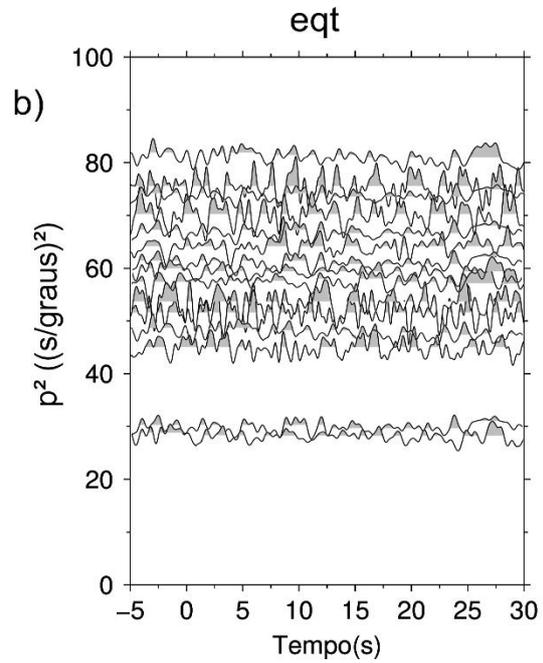
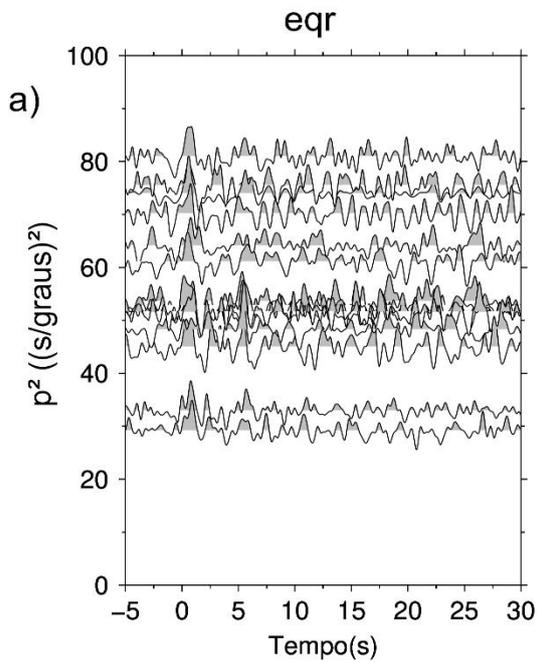
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_16



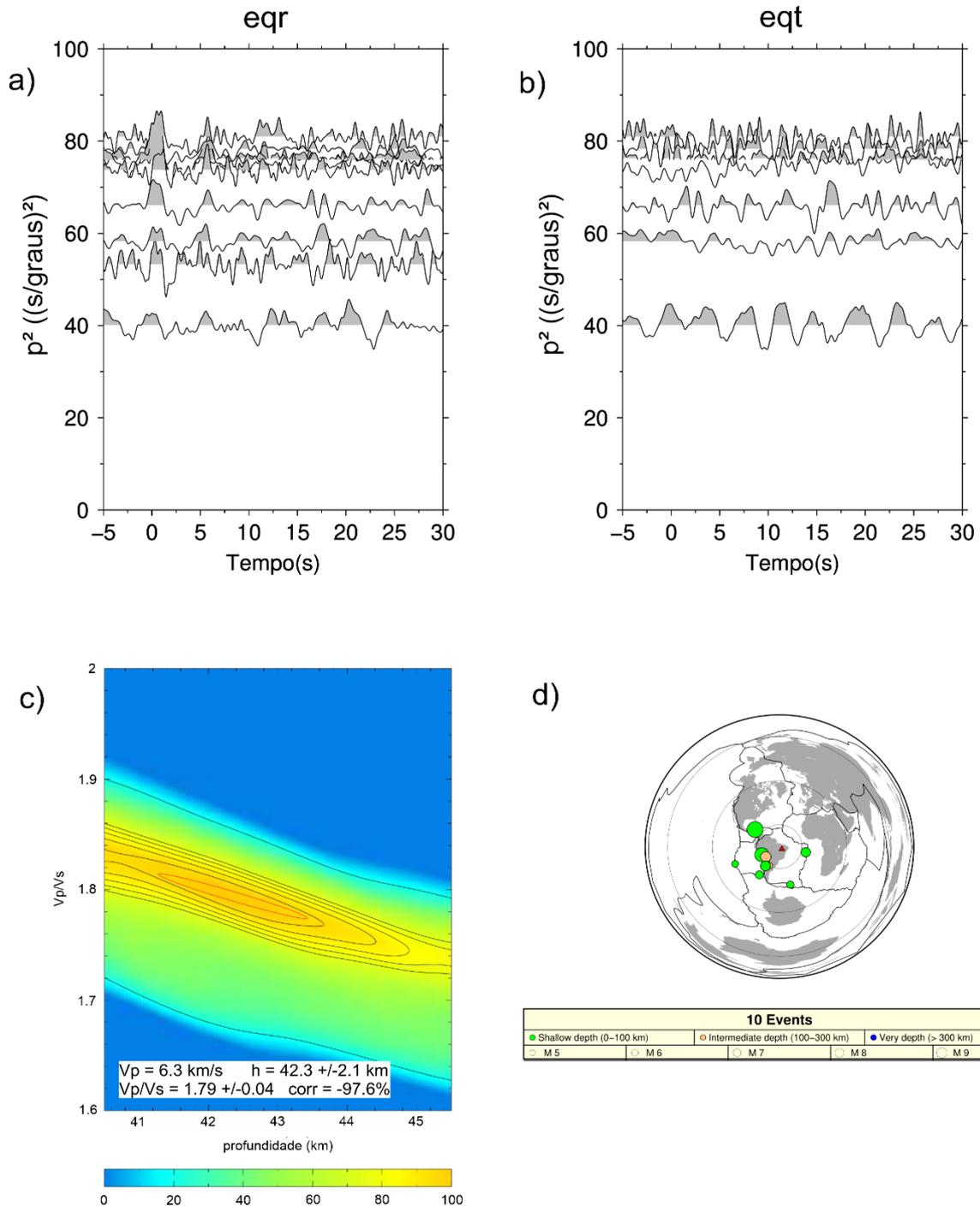
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_18



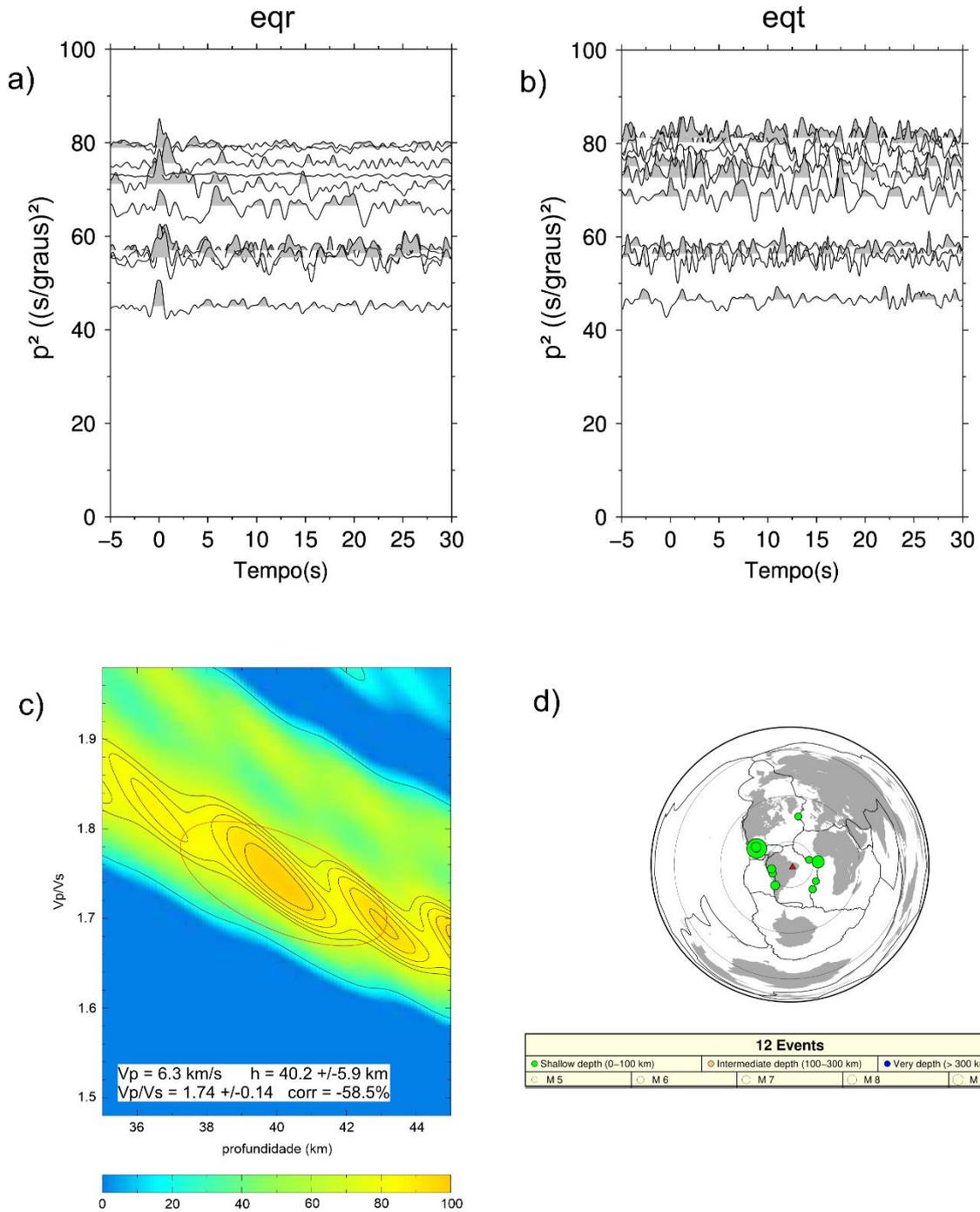
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_19



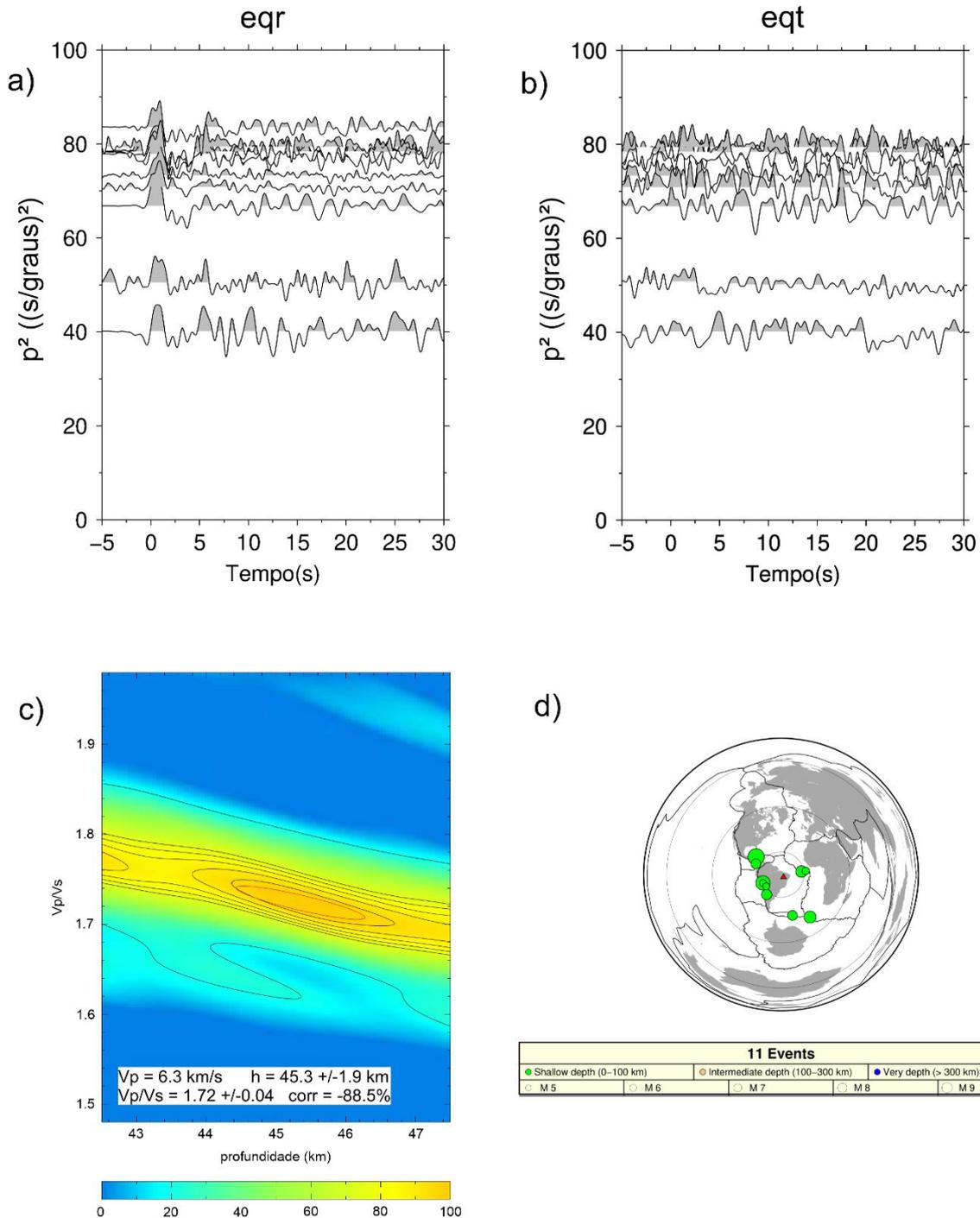
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_20



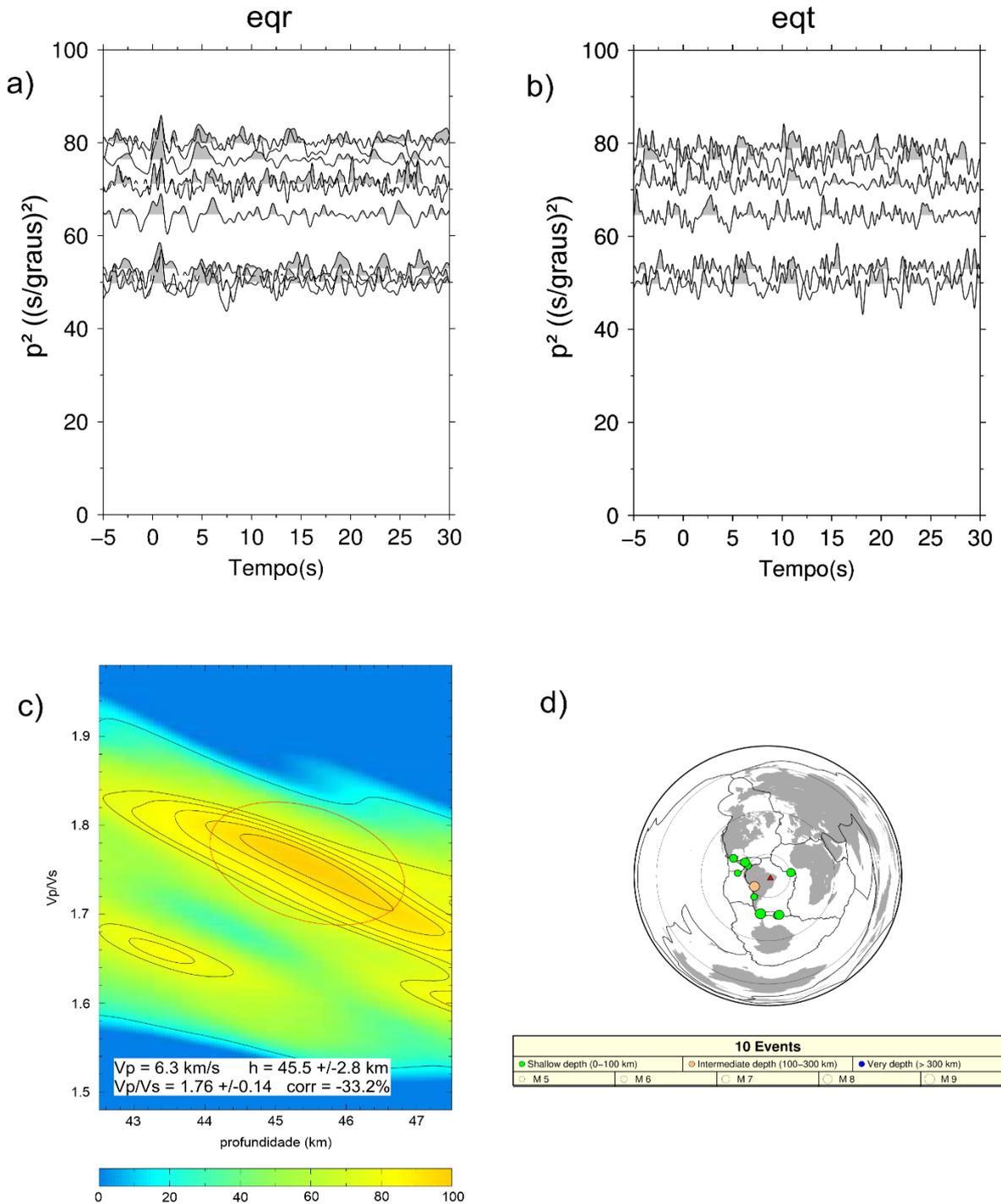
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_23



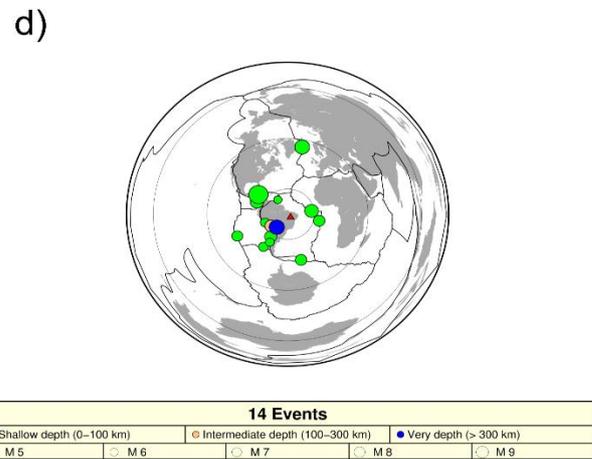
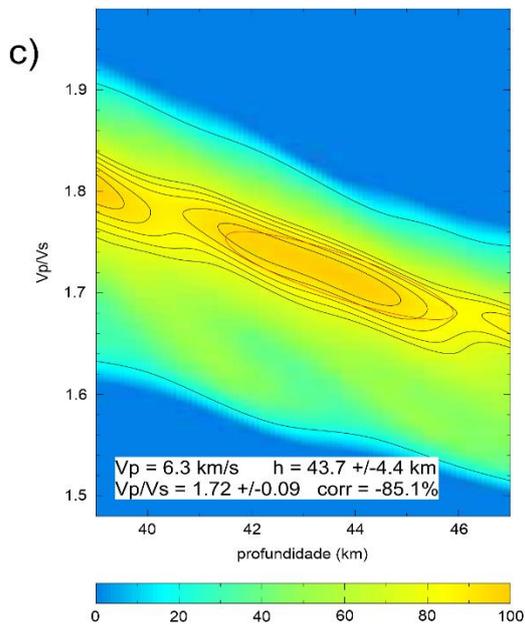
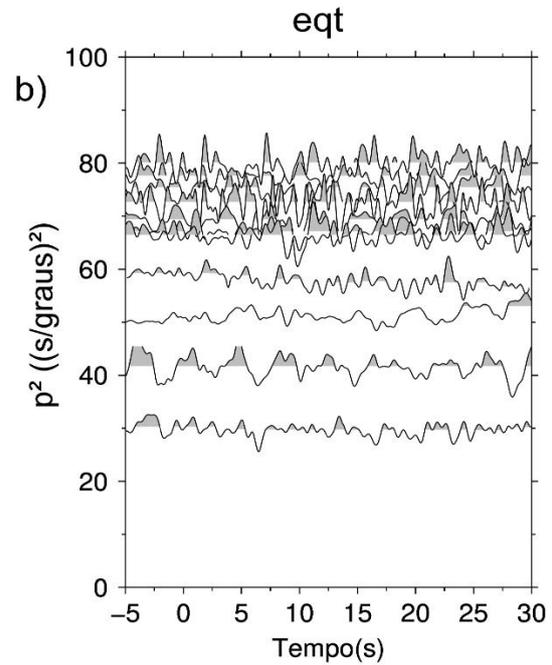
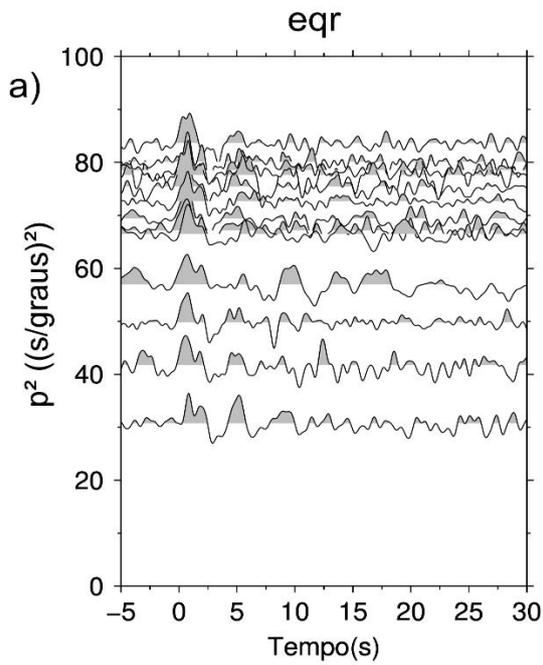
a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_24



a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.

ST_25



a) Traços .eqr plotados em função do parâmetro de raio. b) Traços .eqt plotados em função do parâmetro de raio. c) Resultado do Hk-stacking. d) Mapa de localização dos eventos processados nesta estação.