



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA

Imagem sísmica da crosta da parte norte do Cráton do São Francisco: aproximação por  
função do receptor, reflexão de alto ângulo e inversão CCP

**Erverlon Bruno da Paixão Chaves**

Dissertação de Mestrado n° **219**

Brasília - DF

2023



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS E GEODINÂMICA

Imagem sísmica da crosta da parte norte do Cráton do São Francisco: aproximação por  
função do receptor, reflexão de alto ângulo e inversão CCP

Dissertação apresentada ao Programa de  
Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e  
Geodinâmica, do Instituto de Geociências da  
Universidade de Brasília como requisito para a  
obtenção do título de Mestre em Geociências  
Aplicadas; Área de Concentração: Geofísica.

**Orientador:** Prof. Dr. José Eduardo Pereira  
Soares

Brasília – DF

2023

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,  
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

CC5121 Chaves, Erverlon Bruno da Paixão  
Imagem sísmica da crosta da parte norte do Cráton do São Francisco: aproximação por função do receptor, reflexão de alto ângulo e inversão CCP / Erverlon Bruno da Paixão Chaves; orientador José Eduardo Pereira Soares. -- Brasília, 2023.  
100 p.

Dissertação (Mestrado em Geociências Aplicadas) -- Universidade de Brasília, 2023.

1. Cráton do São Francisco - CSF. 2. Função do Receptor - FR. 3. Refração e reflexão de ângulo amplo - WARR. 4. Common Conversion Point - CCP. I. Soares, José Eduardo Pereira, orient. II. Título.

## **ERVERLON BRUNO DA PAIXÃO CHAVES**

Imagem sísmica da crosta da parte norte do Cráton do São Francisco: aproximação por função do receptor, reflexão de alto ângulo e inversão CCP

Aprovado em \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_ pela banca examinadora:

### **Banca Examinadora:**

---

Profa. Dra. Eliza Inez Nunes Peixoto  
(Universidade de Brasília-UnB)

---

Prof. Dr. Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima  
(Universidade Federal do Pampa-Unipampa)

Brasília – DF

2023

*“Não te mandei eu? Sê forte e corajoso; não temas, nem te espantes; porque o Senhor teu Deus é contigo, por onde quer que andares”.*

*Josué 1:9.*

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica (PPGGAG) pela oportunidade, bem como a todos os professores e servidores da UnB.

Ao meu orientador, Professor Dr. José Eduardo Pereira Soares, pela oportunidade de trabalharmos juntos, pela paciência, pela possibilidade de trabalhar com os dados, e por todo conhecimento adquirido no decorrer destes anos. A Cíntia Trindade, pelo apoio na etapa inicial do trabalho. A Renato Bernardes, por todo apoio prestado na etapa final do mestrado, principalmente nas discussões científicas de interpretações geológicas. A Matheus Fernandes da Cruz, pelo apoio em algumas etapas do processamento dos dados e à Camila Simões pela parceria nas etapas de modelagem dos dados e pelas discussões e momentos de descontração.

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

À Fundação de Apoio a Pesquisa do Distrito Federal - FAPDF, pelo apoio financeiro por meio da bolsa de mestrado do Edital DPG-UnB 0005-2022.

Por fim, um agradecimento especial à Deus pelo seu infinito amor e misericórdia. Aos meus pais, Ernandes Chaves e Aurilene Chaves, e aos meus irmãos Euler, Renato e Renan pela compreensão e apoio incondicionais durante toda a minha jornada pessoal, acadêmica e profissional.

Shalom!

## RESUMO

Este trabalho apresenta modelo das propriedades médias ( $V_p$ ,  $V_s$ ,  $H_{\text{moho}}$ ) da crosta e imagem CCP da litosfera (crosta e parte superior do manto litosférico) da parte norte do Cráton do São Francisco obtidos a partir da integração de dados sismológicos de Função do Receptor (FR) e reflexões de alto ângulo na descontinuidade de Moho(rovičić) adquiridos ao longo de perfil W-E de aproximadamente 800 km de extensão (oeste de Luiz Eduardo Magalhães-Rafael Jambeiro) cruzando os domínios da Bacia do São Francisco, do Aulacógeno do Paramirim e terminando sobre os terrenos arqueanos da parte leste do Cráton do São Francisco, envolvendo a Faixa Itabuna-Salvador-Curaçá. Ao longo desse trajeto foram instaladas quarenta estações sismográficas triaxiais de período curto que funcionaram de forma contínua por seis meses e realizado levantamento de refração sísmica a partir da instalação de 320 sensores verticais e realização de 13 explosões controladas. A modelagem das reflexões PmP e SmS e o empilhamento CCP dos dados de FR mostram crosta com espessura padrão (40-42 km) e  $V_p$  6,47 km/s- $V_p/V_s$  1,73-1,77 sobre a Bacia do São Francisco e crosta afinada (~36 km) com  $V_p$  6,38 km/s- $V_p/V_s$  1,74 no domínio arqueano. Esses dois blocos estão suturados na região do aulacógeno, onde a crosta está espessada (> 50 km) e apresenta raiz interpretada como de paleosutura. Aparentemente o aulacógeno se instalou sobre uma zona de sutura paleoproterozoica. A anisotropia determinada pelos dados de FR mostram que a implantação do Oceano Atlântico Sul no Cretáceo (~135 Ma) gerou ajuste rúptil na parte rasa do domínio Urucuia (quebrando a crosta de cima pra baixo) e afetou expressivamente a litosfera do domínio arqueano da Faixa Itabuna-Salvador-Curaçá, descratonizando essa região.

**Palavras-chave:** Cráton do São Francisco, Função do Receptor, Reflexão de Alto Ângulo, CCP.

## ABSTRACT

This work presents a model of the mean properties ( $V_p$ ,  $V_s$ ,  $H_{\text{moho}}$ ) of the crust and the CCP image of the lithosphere (crust and upper mantle) of the northern part of the São Francisco Craton, NE Brazil, obtained from the integration of receiver function (RF) seismological data and wide-angle reflections at the Moho discontinuity. The data were acquired along a ~800-km-long, W-E profile (west of Luiz Eduardo Magalhães-Rafael Jambeiro), crossing the domains of the São Francisco Basin, the Paramirim Aulacogen, and ending on the Archean terranes of the eastern part of the São Francisco Craton, involving the Itabuna-Salvador-Curaçá Belt. Along this route, forty short-period triaxial seismographic stations were installed, which operated continuously for six months. A seismic refraction survey was carried out with the installation of 320 vertical sensors and the shooting of 13 controlled explosions. PmP and SmS modeling and CCP stacking of FR data show a crust with a standard thickness (40-42 km),  $V_p$  of 6.47 km/s, and  $V_p/V_s$  of 1.73-1.77 over the São Francisco Basin and a thin crust (~36 km) with  $V_p$  of 6.38 km/s and  $V_p/V_s$  of 1.74 in the Archean domain. These two blocks were sutured in the aulacogen region, where the crust is thickened (> 50 km), which is interpreted as a palaeosuture root. Thus, apparently, the aulacogen settled over a Paleoproterozoic suture zone. The anisotropy determined by the RF data may indicate that the stretching related to the opening of the South Atlantic Ocean in the Cretaceous (~135 Ma) generated brittle adjustment in the shallow part of the Urucuia domain (breaking the crust from up-down) and expressively affected the crust of the Archean domain, de-cratonizing this region.

Keywords: São Francisco Craton, receiver function, wide-angle reflection, CCP.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1. Mapa topográfico da área de estudo da parte norte do Cráton do São Francisco, com a localização do perfil sísmico do norte do CSF próximo a latitude -12 e a sudoeste próximo as latitudes -14 e -15 o perfil sísmico de Cavalcante. As estrelas vermelhas mostram o posicionamento dos “tiros” e os triângulos brancos são as estações sísmicas de registro. ....1
- Figura 2.1. Mapa do Cráton do São Francisco e da bacia do São Francisco (linha tracejada vermelha). No canto direito superior, observa-se o mapa de anomalia Bouguer apresentando as principais estruturas do embasamento da bacia (Reis 2011). Crátons do Gondwana Ocidental: A- Amazônia; P-Paranapanema; WA-África Ocidental; SFC-São Francisco-Congo; K-Kalahari. Cidades: TM-Três Marias; S-Salvador (Retirado de Reis e Alkmim, 2015). ....5
- Figura 2.2. - Mapa geocronológico da parte norte do Cráton do São Francisco mostrando as linhas de refração sísmica profunda do norte do Cráton do São Francisco (esse trabalho) e de Cavalcante (Soares et al., 2006). Os triângulos em branco representam as estações sismográficas (3 comp.-2Hz) instaladas a cada 20 km, as cruzes em preto estações verticais (2Hz) instaladas a cada ~2 km e as estrelas em vermelho os pontos de tiro, fonte do experimento de refração. ....6
- Figura 3.1. A) Modelo de uma camada exemplificando a incidência de uma frente de onda plana sob uma interface e as conversões da fase P em Ps e múltiplas (PpPs e PpSs + PsPs); B) Traço de Função do Receptor mostrando o registro das fases Ps e múltiplas, cujo traçado é mostrado no painel A. ....10
- Figura 3.2. Em a) observa-se os traços E, N e Z que correspondem aos registros de cada componente do sensor e em b) verifica-se as funções do receptor radial (eqr) e tangencial (eqt) (Modificado de Queiroz, 2019). ....13

- Figura 3.3. Espectro de amplitude antes (A) e depois (B) da aplicação do nível de água. Os valores do espectro de amplitude menores que o valor do nível d'água estabelecido, assumem o valor do nível d'água (Adaptado de Ammon, 1997). ...14
- Figura 3.4. Gráfico da função do filtro gaussiano para diferentes valores de  $a$ . Na curva vermelha  $a = x$  e na curva azul  $a=2x$ . ....15
- Figura 3.5. Resultado da estimativa de espessura crustal e razão  $V_p/V_s$  para a estação SFC260. Da esquerda para a direita é apresentado o diagrama *Hk-stacking*, calculado com os pesos  $w_1= 0,7$ ,  $w_2= 0,2$  e  $w_3= 0,1$  e os traços radiais da função do receptor, usados como dados de entrada para a operação na técnica *Hk-stacking*. ....16
- Figura 3.6. Representação do efeito da estrutura crustal nas FR. (a) Do lado esquerdo observa-se o modelo de velocidade reproduzindo descontinuidade de Moho abrupta de 40 km de espessura e nota-se do lado direito o traço da FR que exibe a fase Ps e as múltiplas da Moho centrada em 5 segundos e bem marcadas, respectivamente. (b) Do lado esquerdo observa-se o modelo de velocidade reproduzindo Moho transicional, onde as conversões das ondas sucedem em uma ampla faixa de velocidade de 15 km de espessura e do lado direito nota-se o traço de FR exibindo o sinal mais fraco e indefinido, especialmente nas conversões múltiplas. (c) Do lado esquerdo observa-se o modelo de velocidade reproduzindo crosta com 40 km de espessura acompanhada de bacia sedimentar e do lado direito vê-se o traço de FR exibindo distorções provocadas pelas conversões das ondas na interface da bacia, mais perto da superfície ( Ogden, *et al.*, 2019). ....17
- Figura 3.7. Sismograma sintético com velocidade de redução de 8,0 km/s, com os alinhamentos de fases das ondas direta, refletida e refratada representativas de um modelo crustal de uma camada ( $Z= 42,0$  km,  $V_1= 7,0$  km/s,  $V_2= 8,3$  km/s). (a) sismograma sintético com indicação do ponto de reflexão crítico (*Bright spot*) em rosa;(c) esboço do modelo crustal com esquematização do trajeto das chegadas observadas no sismograma, onde o traço vermelho representa as ondas diretas, o traço verde representa as ondas refletidas e o traço azul as ondas refratadas (Inácio, 2023). ....19

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 3.8 - Representação do empilhamento dos traços de FR. O empilhamento dos traços é demarcado pelo (retângulo tracejado em vermelho), ou seja, a figura representa o cálculo das pilhas de traços da FR para todas as estações (triângulos amarelos) ao logo de uma matriz densa, onde realiza a migração para converter tempo em profundidade (Retirado de Frassetto <i>et al.</i> , 2011). ....                                                                                                                                      | 23 |
| Figura 3.9. A imagem CCP acima exemplifica o uso da conversão primária P para S (Ps) em uma aplicação do método na transecta na Sierra da Nevada, Califórnia (Retirado de Frassetto <i>et al.</i> , 2011). Neste exemplo, observa-se o perfil topográfico e na parte de baixo nota-se a imagem CCP. ....                                                                                                                                                                                                                                    | 23 |
| Figura 4.1. Localização epicentral dos 101 eventos ( $30^\circ < \text{dist.} < 90^\circ$ e $\text{mb} > 5.5$ ) selecionados no período entre Dezembro/2014 e Julho/2015. As cores indicam a profundidade dos eventos. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 25 |
| Figura 4.2. Resultado de função do receptor da estação SFC260. a)Traços empilhados de função do receptor radial; b)Traços empilhados de função do receptor tangencial; c)Estimativa da espessura e razão $V_p/V_s$ sob a estação sismográfica, obtidos pelo método <i>Hk-stacking</i> ; d)Quantidade e posicionamento dos telessismos; e)Soma dos traços radiais (em preto) e traços tangenciais (em vermelho). ....                                                                                                                        | 27 |
| Figura 4.3. Modelo de espessura crustal e razão $V_p/V_s$ obtidos pelo <i>HK-stacking</i> para o perfil norte do Cráton do São Francisco. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 28 |
| Figura 4.4. a) Diagrama - Topografia (linha preta) e Anomalia Bouguer (linha vermelha). b) Diagrama - Perfil de traços de Função do Receptor (radial) empilhados de cada estação. Em 0 segundos observa-se o alinhamento da fase P. A Moho é interpretada como sendo o alinhamento de fases próximas a 5 segundos (pontilhado vermelho); observa-se a mudança de comportamento a partir da distância de 90 até 200 km (pontilhado azul) que corresponde as fases múltiplas da bacia do Urucuia. ....                                        | 29 |
| Figura 4.5. a) Diagrama - Topografia (linha preta) e Anomalia Bouguer (linha vermelha). b) Diagrama - Perfil de traços de Função do Receptor (tangencial) empilhados de cada estação. Em 0 segundos observa-se o alinhamento da fase P. Nas distâncias de 740 a 800 km nota-se uma região de anisotropia na Moho (pontilhado vermelho) e, também, observa-se a partir das distâncias de 90 a 200 km anisotropia representada por fases múltiplas da bacia do Urucuia, ou seja, nessas regiões a descontinuidade de Moho é estruturada. .... | 30 |

Figura 4.6. a) Seção sísmica traço-normalizada dos componentes verticais para ondas P do SP08 (tiro). A seção sísmica foi filtrada na banda passante 1-10 Hz. A velocidade de redução é de 8,0 km/s e com a curva de ajuste (linhas vermelhas) utilizadas na modelagem marcando a fase PmP. b) Seção sísmica traço-normalizada dos componentes verticais para ondas S do ponto de tiro SP08 (tiro). A seção sísmica foi filtrada na banda passante de 2-8Hz. A velocidade de redução é de 4.62 km/s e com a curva de ajuste utilizada na modelagem marcando a fase SmS. ....33

Figura 4.7. De baixo para cima observa-se: i) o diagrama das curvas de tempo-distância das fases PmP dos tiros 1 e 2 positivos e 3, 4, 5 e 6 negativos, mostrando o ajuste entre os tempos de trânsito teóricos, representados pelas curvas em preto, e as leituras dos sismogramas (com as incertezas associadas) em traços pretos; ii) o traçado de raios mostrando a porção resolvida/iluminada pelos tiros. As curvas de tempo de trânsito estão reduzidas com velocidade de 10.0 km/s. ....34

Figura 4.8. De baixo para cima observa-se: i) o diagrama das curvas de tempo-distância das fases PmP dos tiros 7, 8, 9, 10 e 11 diretos e os tiros 10, 11 e 12 reversos, mostrando o ajuste entre os tempos de trânsito teóricos, representados pelas curvas em preto, e as leituras dos sismogramas (com as incertezas associadas) em traços pretos; ii) o traçado de raios mostrando a porção resolvida/iluminada pelos tiros. As curvas de tempo de trânsito estão reduzidas com velocidade de 10.0 km/s. ....35

Figura 4.9. De baixo para cima observa-se: i) o diagrama das curvas de tempo-distância das fases PmP dos tiros 4 e 5 diretos e os tiros 7, 8 e 9 reversos, mostrando o ajuste entre os tempos de trânsito teóricos, representados pelas curvas em preto, e as leituras dos sismogramas (com as incertezas associadas) em traçados pretos; ii) o traçado de raios mostrando a porção resolvida/iluminada pelos tiros. As curvas de tempo de trânsito estão reduzidas com velocidade de 10.0 km/s. ....35

Figura 4.10. De baixo para cima observa-se: i) o diagrama das curvas de tempo-distância das fases PmP mostrando o ajuste entre os tempos de trânsito teóricos, representados pelas curvas em preto, e as leituras dos sismogramas (com as incertezas associadas) em traçados pretos; ii) o traçado de raios mostrando a porção resolvida/iluminada pelos tiros. As curvas de tempo de trânsito estão reduzidas com velocidade de 10.0 km/s. ....36

- Figura 4.11. Modelo de velocidade P para a crosta e manto superior ao longo do perfil norte do Cráton do São Francisco obtido a partir da modelagem das fases PmP de levantamento sísmico WARR. ....37
- Figura 4.12 Modelo de velocidade S para a crosta e manto superior ao longo do perfil norte do Cráton do São Francisco obtido a partir da modelagem das fases SmS de levantamento sísmico WARR. ....37
- Figura 4.13. Modelo médio de espessura crustal e razão Vp/Vs obtido a partir da divisão dos grids de velocidades dos modelos de ondas P e S. ....38
- Figura 4.14. Imagem ilustrando a migração pela técnica CCP usando a fase primária (Ps) para a crosta utilizando uma série de valores constantes da razão Vp/Vs, que varia de 1,60 a 2.00. Linha preta contínua representa, descontinuidade de Moho e linhas pretas tracejadas representam as incertezas inferidas para a Moho. As setas indicam a região onde as interfaces e as fases de interesse empilhadas estão coincidindo. ....40,41 e 42
- Figura 4.15. De cima para baixo modelo da razão Vp/Vs obtido a partir do ajuste utilizando a técnica dos multipainéis CCP e imagem CCP final da crosta da fase Ps .....42
- Figura 5.1. a) Topografia (linha preta) e Anomalia Bouguer (linha vermelha) com os limites geológicos. b) Modelo final de velocidade da onda P utilizado no processamento do CCP. c) Modelo da razão Vp/Vs obtido a partir do ajuste utilizando a técnica dos multipainéis CCP. d) Modelo CCP das fases Ps interpretado; traço preto descontínuo interpretado como bacia do Urucuia; traceja amarelo corresponde às reverberações das múltiplas da bacia; tracejado preto são interpretados como fases das da crosta inferior; as linhas cinza contínua representamas interfaces do modelo sísmico e as linhas tracejadas representam as incertezas das profundidades das interfaces. ....44
- Figura 5.2. No topo é mostrado o diagrama topográfico (linha preta) e Anomalia Bouguer (linha vermelha) com os limites geológicos. Abaixo a compilação dos dados resultados. Os valores mostrados correspondem a velocidade média da onda P (km/s) e a Vp/Vs obtida a partir da integração dos métodos WARR, inversão CCP dos dados de FR. O traço (preto tracejado) na vertical é interpretado como sendo o limite entre os domínios. O traço (preto) descontínuo entre os 50 a 200 km é interpretado como bacia do Urucuia (que é amostrada em “zoo” juntamente com suas fases

multiplas negativasmarcadas (pontos vermelhos) e sua equação.Os traços (preto) entre as profundidades de 20 a 38 km são interpretados como sendo os limites de crosta inferior.As linhas tracejadas “preta” a partir de 0 a 85 km de extensão e 41 km de profundidade é interpretada pela técnica *Hk* como sendo a descontinuidade de Moho e à 50 km de profundidade entre os 400 a 475 km de esteção é mostrada a sutura imageada pela inversão CCP. As linhas cinza contínua representamas interfaces do modelo sísmico e as linhas tracejadas representam as incertezas das profundidades das interfaces. ....47

Figura 5.3. Mapa geocronologico da porção norte do Cráton do São Francisco. ....50

## LISTA DE TABELAS

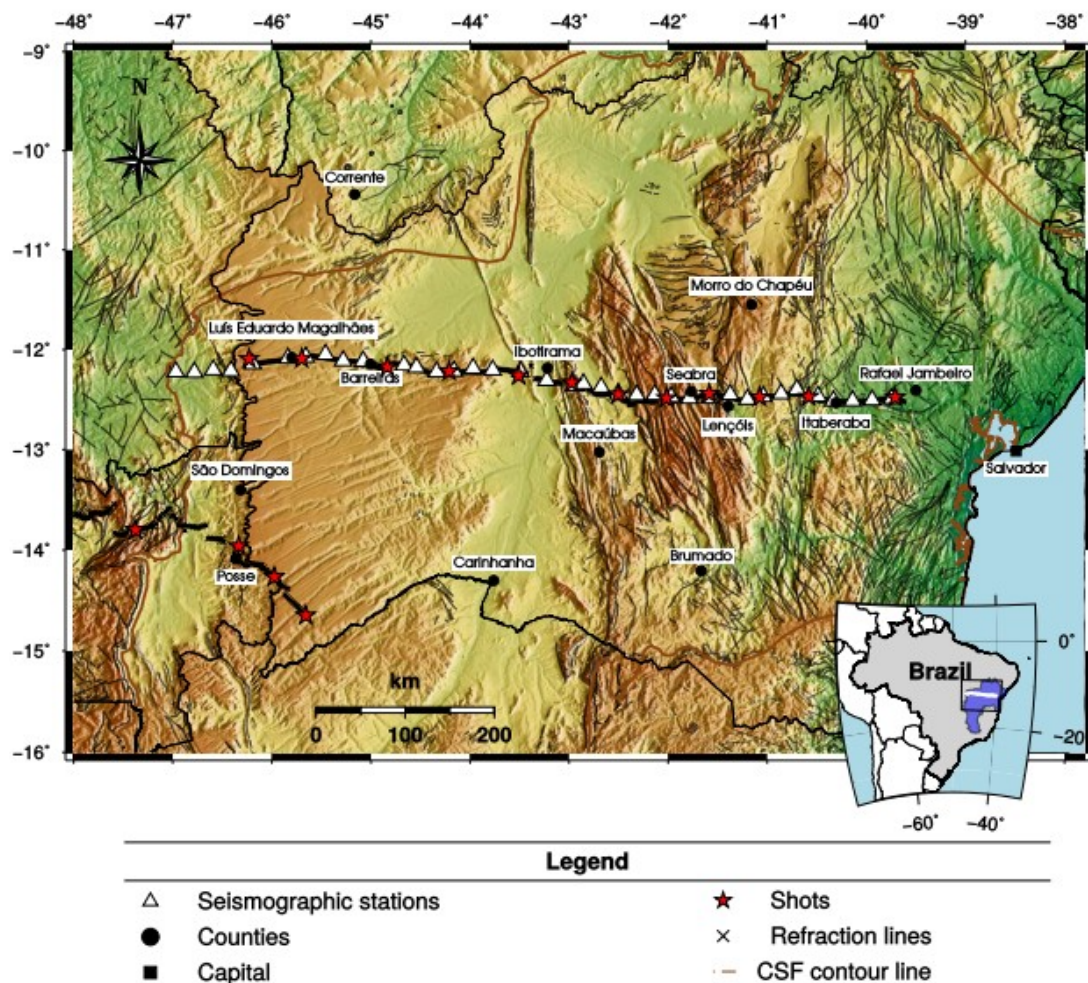
|                                                                                           |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Tabela 01</b> – Conjunto de dados das estações sismográficas e número de eventos. .... | 25 |
|-------------------------------------------------------------------------------------------|----|

## SUMÁRIO

|                                                                           |           |
|---------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1. INTRODUÇÃO.....</b>                                                 | <b>1</b>  |
| 1.1 Objetivos.....                                                        | 3         |
| 1.1.1 Objetivo Geral.....                                                 | 3         |
| 1.1.2 Objetivos Específicos.....                                          | 3         |
| <b>2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>                                | <b>4</b>  |
| 2.1 Cráton do São Francisco.....                                          | 4         |
| 2.2 Bacia do São Francisco.....                                           | 6         |
| 2.3 Grupo Bambuí.....                                                     | 7         |
| 2.4 Grupo Urucuia.....                                                    | 7         |
| 2.5 Aulacógeno do Paramirim.....                                          | 7         |
| 2.6 Domínio Itabuna-Salvador-Curaçá.....                                  | 9         |
| <b>3. METODOLOGIA.....</b>                                                | <b>10</b> |
| 3.1 Função do Receptor.....                                               | 10        |
| 3.2 Programa <i>Pwaveqn</i> .....                                         | 14        |
| 3.2.1 Nível de Água.....                                                  | 14        |
| 3.2.2 Filtro Gaussiano.....                                               | 15        |
| 3.3 Método <i>Hk-Stacking</i> ( <i>Hk</i> ).....                          | 15        |
| 3.4 Método de Refração Sísmica Profunda.....                              | 18        |
| 3.5 <i>Common Conversion Point</i> (CCP).....                             | 22        |
| <b>4. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS.....</b>                         | <b>24</b> |
| 4.1 O perfil sísmico do norte do Cráton do São Francisco.....             | 24        |
| 4.2 Processamento dos dados.....                                          | 24        |
| <b>5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>                                    | <b>44</b> |
| 5.2 Implicações para a história tectônica do Cráton do São Francisco..... | 49        |
| 5.3. Sumário interpretativo do modelo geofísico.....                      | 52        |
| <b>6. CONCLUSÕES.....</b>                                                 | <b>55</b> |

## INTRODUÇÃO

Este trabalho apresenta modelo sísmico-sismológico com as propriedades médias da crosta ( $V_p$ ,  $V_p/V_s$ ,  $H_{moho}$ ) e uma imagem da crosta e manto superior da parte norte do Cráton do São Francisco (CSF), obtidos a partir de uma análise conjunta de reflexões de alto ângulo na Moho, de dados de refração sísmica profunda e sismológicos de função do receptor. Os dados foram adquiridos (pelo LabLitos/IG/UnB sob os auspícios do INCT para Estudos Tectônicos) ao longo de um perfil W-E de aproximadamente 800 km de extensão (desde oeste de Luiz Eduardo Magalhães até Rafael Jambeiro), cruzando o Estado da Bahia (Figura 1.1)



**Figura 1.1.** Mapa topográfico da área de estudo da parte norte do Cráton do São Francisco, com a localização do perfil sísmico do norte do CSF próximo a latitude -12 e a sudoeste próximo as latitudes -14 e -15 o perfil sísmico de Cavalcante. As estrelas vermelhas mostram o posicionamento dos “tiros” e os triângulos brancos são as estações sismográficas de registro.

Na Plataforma Sul-Americana dois grandes núcleos cratônicos se destacam: o Cráton Amazônico (CA) e o Cráton do São Francisco (CSF). O Cráton do São Francisco é a unidade tectônica mais bem exposta e mais bem conhecida da Plataforma Sul-Americana (Heilbron *et al.*, 2017). Devido as suas dimensões reduzidas, é considerado um “continente em miniatura” que traz registro de atividade geológica desde os primórdios da formação do planeta. Possui zircões herdados estimados em 4,1 Ga (Heilbron *et al.*, 2017). Seu embasamento é formado por domínios metamórficos de alto grau de idade arqueana-paleoproterozoica (> 1,8 Ga), em grande parte recoberto por (meta)sedimentos mesoproterozoicos e coberturas sedimentares fanerozoicas, além de rochas plutônicas com grande variedade composicional (Teixeira *et al.*, 2000; Barbosa e Sabaté, 2002; Alkmim e Martins-Neto, 2012).

A determinação da estrutura e composição da litosfera do CSF e CA é crucial para a compreensão da evolução geológica da Plataforma Sul-Americana, dos processos de formação da litosfera primitiva da Terra, da formação de relevo, bem como dos processos que envolvem a dinâmica das placas tectônicas e a interação crosta-manto.

Nas últimas décadas foram realizadas várias pesquisas de sismica e sismologia no Cráton do São Francisco que incluem (este trabalho de) refração sísmica profunda, função do receptor, tomografia telessísmica e levantamentos gravimétricos, todos com objetivo de trazer informações da estrutura litosférica sob o CSF (Berrocal *et al.*, 1999, 2004; Soares *et al.*, 2003, 2006, Azevedo *et al.*, 2015; Rocha *et al.*, 2019, e Assumpção *et al.*, 2004). Apesar dos trabalhos citados, o entendimento da estrutura da crosta da parte norte do Cráton do São Francisco, ainda é sustentada por dados geológicos de superfície.

Os dados provenientes do perfil sísmico da parte norte do Cráton do São Francisco foram processados de forma parcial e resultados preliminares foram apresentados em trabalhos de graduação (Freire e Soares, 2015; Santana e Soares, 2018) e PIBIC (Nascimento e Soares, 2016; Borges e Soares, 2017) realizados no âmbito do Lablitos.

Neste estudo, os dados de FR foram reanalisados e reprocessados em conjunto com o tempo de chegada das reflexões de alto ângulo na Moho (PmP, SmS)

3

para a determinação da  $V_p$ ,  $V_p/V_s$  médias da crosta, profundidade da Moho (H) e imageamento sísmico da crosta aplicando inversão CCP em dados de FR.

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1 Objetivo Geral**

Determinar as velocidades médias ( $V_p$ ,  $V_s$ ) e espessura da crosta ( $H_{moho}$ ) ao longo do perfil sísmico da parte norte do Cráton de São Francisco e gerar imagem da crosta sob o perfil a partir da inversão CCP de dados de função do receptor.

### **1.1.2 Objetivos específicos**

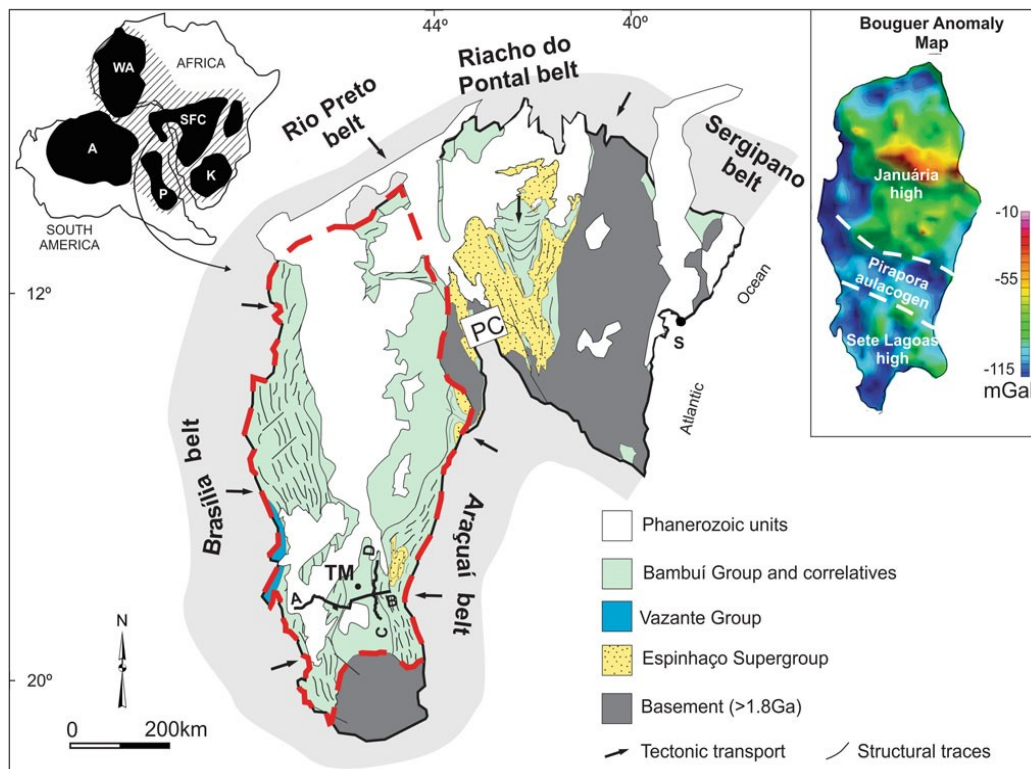
- I. Realizar a leitura das reflexões de alto ângulo do banco de dados de refração sísmica profunda (atividade desenvolvida em conjunto com a aluna de doutorado Camila Prates);
- II. Utilizar o tempo de chegada das múltiplas dos dados de função do receptor para inferir profundidade e forma do embasamento do graben identificado próximo a Barreiras;
- III. Inverter os dados de função do receptor aplicando a técnica de inversão CCP (*Common Conversion Point*) multipainéis (Schiffer *et al.*, 2021), com o intuito de gerar uma imagem da estrutura da crosta sob o perfil;
- IV. Interpretar, a partir dos resultados obtidos, a estrutura (sísmica) da crosta à luz do conhecimento geológico/geofísico.

## 2.CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 Cráton do São Francisco

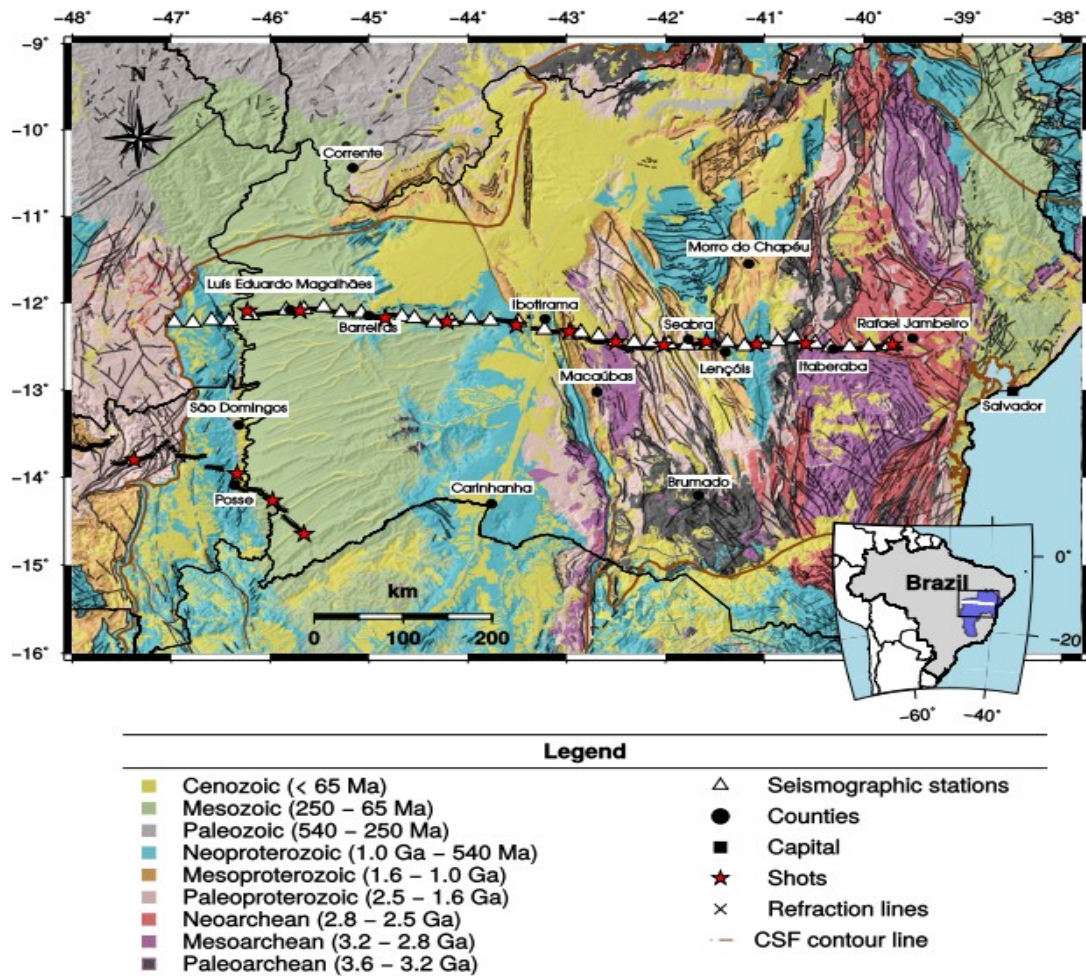
O Cráton do São Francisco é uma região interna e estável da Plataforma Sul Americana que no final do neoproterozoico, durante a formação do Gondwana Ocidental, estava unido ao Cráton do Congo e funcionou como uma grande massa continental denominada paleocontinente São Francisco-Congo (Brito-Neves *et al.*, 1999; Campos-Neto, 2000; Alkmim e Martins-Neto, 2012). Nesse amálgama (Gondwana Ocidental), o cráton findou delimitado por faixas dobradas. No Cretáceo, com a formação do Oceano Atlântico Sul, o Cráton do São Francisco-Congo foi rompido, individualizando o Cráton do São Francisco (Placa Sul-Americana) do Cráton do Congo (Placa Africana). O Cráton do São Francisco encontra-se delimitado pelas faixas de dobramentos Brasília a oeste e a sul, Faixa Araçuaí a leste e faixas Rio Preto, Sergipana e Riacho do Pontal a norte. De forma geral, estes cinturões são formados por falhas de empurrão e/ou dobras com vergência para o Cráton do São Francisco Figura 1.1(Alkmim, 2004, Coelho *et al.*, 2008).

O embasamento do cráton é formado por rochas mais antigas que 1,8 Ga. Na parte sul (extremo sul do Cráton) o embasamento é formado por terrenos arqueanos TTG cercados por faixa móvel paleoproterozoica (2,1 Ga) identificada como Cinturão Mineiro. A norte desse conjunto encontram-se os sedimentos da Bacia do São Francisco. Na parte norte, o embasamento cratônico aflora na porção nordeste do Cráton formado pelos blocos Gavião-Sobradinho, Jequié, Serrinha e o cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, constituintes do núcleo arqueano do embasamento e maior expressão das colisões que deram origem aos cinturões paleoproterozoicos (Teixeira *et al.*, 2000; Barbosa e Sabaté, 2004) que, provavelmente, culminaram na estruturação do Cráton do São Francisco-Congo no Paleoproterozoico. Na parte central (do domínio norte) ocorre um rifte iniciado no Paleoproterozoico abortado e invertido no Neoproterozoico, denominado Aulacógeno do Paramirim. A oeste do aulacógeno dominam as coberturas da Bacia do São Francisco incluindo a sub-Bacia Urucuia (figuras 1.1 e 2.1).



**Figura 2.1.** Mapa do Cráton do São Francisco e da bacia do São Francisco (linha tracejada vermelha). No canto direito superior, observa-se o mapa de anomalia Bouguer apresentando as principais estruturas do embasamento da bacia (Reis 2011). Crátons do Gondwana Ocidental: A - Amazônia; P - Paranapanema; WA - África Ocidental; SFC - São Francisco-Congo; K - Kalahari. Cidades: TM - Três Marias; S - Salvador; PC - Paramirim Corredor (Retirado de Reis e Alkmim, 2015).

O perfil sísmico atravessa a parte norte do Cráton do São Francisco, com início no domínio da Bacia do São Francisco (grupos Urucuaia e Bambuí), passando pelo Aulacógeno do Paramirim na porção central e terminando sobre a Faixa Itabuna-Salvador-Curaçá a leste (Figura 2.2).



**Figura 2.2.** Mapa geocronológico da parte norte do Cráton do São Francisco mostrando as linhas de refração sísmica profunda do norte do Cráton do São Francisco (esse trabalho) e de Cavalcante (Soares et al., 2006). Os triângulos em branco representam as estações sismográficas (3 comp.-2Hz) instaladas a cada 20 km, a linha contínua preta são estações verticais (2Hz) instaladas a cada ~2 km e as estrelas em vermelho são os pontos de tiro (fontes sísmicas do experimento de refração).

## 2.2 Bacia do São Francisco

A Bacia do São Francisco é uma bacia intracratônica que abrange uma área de cerca de 350.000 km<sup>2</sup> de direção N-S, sendo delimitada a leste, oeste e norte pelos cinturões marginais Araçuaí, Brasília e Rio Preto, respectivamente. A sul apresenta margem erosiva e a nordeste tem seu limite determinado pelo Corredor do Paramirim (Figura 2.1).

A Bacia (do São Francisco) apresenta ao menos três sequências pré-cambrianas de primeira ordem: (i) a sequência Paranoá - Alto Espinhaço do Meso-Neoproterozoico Inferior; (ii) a sequência Neoproterozoica Macaúbas; e (iii) a sequência Ediacarana Bambuí. As sequências proterozoicas encontram-se sobrepostas por es-

tratos fanerozoicos descontínuos, representados pelos grupos Santa Fé (Paleozoico tardio), grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia (Cretáceo) (Campos e Dardenne 1997a, b; Sgarbi *et al.* 2001; Fragoso 2011; Sgarbi 2011a, b).

O embasamento (da Bacia) é dividido no alto de Sete Lagoas a sul e o alto de Januária a norte, separados pelo Aulacógeno de Pirapora (Figura 2.1). Encontra-se exposto em pequenas janelas estruturais a sul, na região de Sete Lagoas e a norte na região de Correntina e é considerado uma continuação dos terrenos arqueanos (complexos-TTG, plutons graníticos e greenstone belts) expostos a leste do cráton (Dorr 1969; Alkmim e Marshak 1989; Heineck *et al.* 2003; Baltazar e Zucchetti 2007; Noce *et al.* 2007; Pinho 2008; Lana *et al.* 2013; Romano *et al.* 2013).

### **2.3 Grupo Bambuí**

O Grupo Bambuí caracteriza-se como uma longa cobertura pelítica-carbonática (pacote de carbonatos, pelitos, arenitos e conglomerados subordinados) com disposição geográfica vasta e ininterrupta por toda a extensão centro-oriental do País. É interpretada como uma bacia de antepaís (ediacarana) relacionada a episódio de transgressão marinha em parte gerada pela resposta flexural da placa à sobrecarga das frentes orogênicas empurradas de encontro ao cráton, em especial a Faixa Brasília (Alkmim, 2004).

### **2.4 Grupo Urucuia**

O Grupo ou sub-bacia Urucuia representa uma das unidades mais jovens da Bacia do São Francisco, cobrindo uma extensa área por toda a região central e norte da bacia (Campos e Dardenne 1997a,b; Sgarbi *et al.* 2001). São depósitos eólicos de campos de duna seca fluvial entrelaçado depositado em canais e fluvial entrelaçado sedimentado em lençóis de areia e cascalho (Iglesias e Uhlein, 2009; Campos e Dardenne, 1997).

## 2.5 Aulacógeno do Paramirim

O Aulacógeno do Paramirim, é uma bacia rifte-sag Paleoproterozoica (~1,78 Ga) situada no interior do Cráton do São Francisco e invertida no Neoproterozoico (600-560 Ga) durante a formação do Gondwana Ocidental (Schobbenhaus 1996; Cruz e Alkmim 2006). Acomoda e expõe toda a cobertura pré-cambriana do Cráton (do São Francisco) (Cruz e Alkmim, 2017). No seu pacote sedimentar são identificadas pelo menos oito sequências limitadas por descontinuidades de deposição que caracterizam pulsos de subsidência correspondentes aos supergrupos Espinhaço e São Francisco, ocorridos entre ca. 1778-500 Ma.

É formado por duas calhas principais com direção NNW-SSE e vergências opostas separadas por alto de embasamento relacionado aos vales dos rios Paramirim e São Francisco (Cruz e Alkmim, 2017). A calha oeste é a expressão norte da Serra do Espinhaço, que segue margeando a Bacia do São Francisco até sua porção sul, enquanto a calha leste representa o domínio da Chapada Diamantina e está restrita ao domínio norte do Cráton do São Francisco. Seu limite sul se dá em uma zona de interferência envolvendo o núcleo metamórfico da Faixa Araçuaí, que foi empurrado para norte em direção ao Cráton (do São Francisco) no Neoproterozoico. A evolução do aulacógeno é caracterizada pela remobilização das estruturas/falhas pré-existentes, ou seja, as falhas geradas/remobilizadas durante a abertura do aulacógeno foram novamente reativadas durante o seu fechamento (Cruz e Alkmim, 2017).

A leste da calha e limitado pelo Lineamento Contendas-Januária (descontinuidade regional) está o domínio do Grupo Una (Formação Morro do Chapéu). Essa região apresenta um *trend* regional ~ N-S (em contraste com o *trend* NNW-SSE do domínio anterior) e é marcada por empurrões de N para S relacionado ao fechamento da Faixa Riacho do Pontal (no Neoproterozoico). Essa região representa um subdomínio dentro do supergrupo Chapada Diamantina com um *trend* regional N-S e marcado por uma tectônica epidérmica em contraste com o domínio a leste com *trend* NNW-SSW e caracterizado por tectônica profunda (Figura 2.2).

O fechamento do Aulacógeno no Neoproterozoico se deu por compressão ~WSW-ENE envolvendo o Cráton do São Francisco-Congo que resultou em transporte de massa para norte da porção interna da Faixa Araçuaí (expondo o núcleo

metamórfico da faixa), no cavalgamento das suas bordas por sobre o cráton (com vergência para o Cráton do São Francisco a oeste e para o Congo a leste) e a inversão do Aulacógeno (Cruz e Alkmim, 2007). Posteriormente com o fechamento da Faixa Riacho do Pontal (a norte) as coberturas da porção leste do Aulacógeno foram empurradas para sul em regime de tectônica rasa.

## **2.6 Domínio Itabuna-Salvador-Curaçá**

Sob a denominação de Domínio Itabuna-Salvador-Curaçá está sendo considerado todo o domínio arqueano situado a leste das coberturas da Chapada Diamantina, limite definido pelo Lineamento Contendas-Januária (Teixeira *et al.*, 2017) (Figura 2.2).

A configuração do embasamento nessa região é o resultado da colisão dos blocos arqueanos Gavião-Sobradinho (3.6-3.3 Ga), Serrinha (3.1-3.6 Ga), Jequié (2.7-3.0 Ga) incluindo a faixa Itabuna-Salvador-Curaçá (2.4-2.6 Ga) no Paleoproterozoico entre 2,1 e 2,0 Ga. O Cinturão (Itabuna-Salvador-Curaçá) é um cinturão orogênico (com cerca de 800 km de extensão na direção norte e sul) constituído por rochas gnáissico-granulíticas, cujas idades são arqueanas e paleoproterozoicas (Barbosa e Sabaté, 2002, 2004).

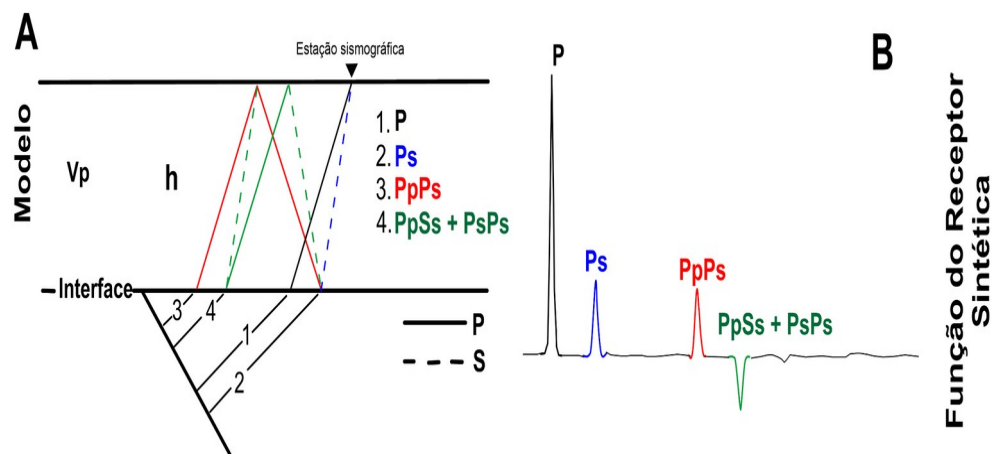
Esses terrenos registram o início da história geológica da Terra com períodos de geração de crosta identificados (U–Pb + Sm–Nd  $T_{DM}$ ) entre 3,4-3,8 Ga e 2,9-3,4 Ga e expressivo retrabalhamento entre 2,5-2,8 Ga (Teixeira *et al.* 2017). Esse amálgama se deu com formação de cinturão orogênico em ambientes de arco de ilhas, bacias de retro-arco e zonas de subducção, sugerindo tectônica horizontal aos moldes da tectônica atual (Barbosa e Sabaté, 2002; Figueiredo, 1989; Barbosa e Barbosa, 2017).

### 3. METODOLOGIA

#### 3.1 Função do Receptor

Na década de 70, mais precisamente no ano de 1979, Langston atingiu notáveis resultados com sua pesquisa empregando a técnica de Função do Receptor (FR) no estudo da crosta continental. O bom resultado obtido, levou ao aumento significativo de trabalhos utilizando FR com a finalidade de inferir a estrutura da crosta, tais como Owens *et al.* (1984), Ammon *et al.* (1990), Zandt e Ammon (1995), etc. Atualmente, é uma técnica consagrada e amplamente utilizada quando se pretende estudar a crosta continental.

A FR utiliza o tempo de chegada das ondas P geradas por telessismos que, ao atingirem uma descontinuidade sob uma estação sismográfica (meios com velocidades de propagação distintos) são refratadas e parte da energia da onda P é convertida em S (Ps) e a outra parte sofre reverberações (reflexões) múltiplas (PpPs e PpSs + PsPs) (Figura 3.1A).



**Figura 3.1** – A) Modelo de uma camada exemplificando a incidência de uma frente de onda plana sob uma interface e as conversões da fase P em Ps e múltiplas (PpPs e PpSs + PsPs); B) Traço de Função do Receptor mostrando o registro das fases Ps e múltiplas, cujo traçado é mostrado no painel A.

A FR fundamenta-se na deconvolução dos componentes radial e tangencial de registros de um telessísmo pela componente vertical (o que elimina os efeitos de fonte e caminho, bem como a resposta do instrumento). O que se considera é que a

componente vertical de registro representa a resposta da fonte e ao deconvolvê-la da componente radial, as descontinuidades da Terra sob a estação sismográfica aparecem como pulsos Ps e conversões múltiplas (*spikes*) isoladas no tempo, que foram gerados a partir da incidência da onda P no meio. (Clayton e Wiggins, 1976; Langston, 1979; Ammon, 1991) (Figura 3.1B). Visto que, as velocidades das ondas P e S são diferentes, é possível relacionar seus tempos de registros (tempo de chegada das fases) com suas velocidades ( $V_p$  e  $V_s$ ) e espessura da camada ( $h$ ). Dessa forma, conhecendo o campo de velocidade, é possível obter a profundidade da descontinuidade de Moho sob a estação sismográfica a partir do tempo de chegada das fases Ps e múltiplas, que pode ser obtida pela relação a seguir (expressão 2) (Langston, 1979; Zandt *et al.*, 1995):

$$H = \frac{V_P(t_{PS} - t_P)}{\left( \sqrt{\frac{V_P^2}{V_S^2} - p^2 V_P^2} - \sqrt{1 - p^2 V_P^2} \right)}, \quad (1)$$

$$\frac{V_P}{V_S} = \left\{ (1 - p^2 V_P^2) \left[ 2 \left( \frac{t_{PS} - t_P}{t_{PPms} - t_{PS}} \right) + 1 \right]^2 + p^2 V_P^2 \right\}^{1/2}, \quad (2)$$

em que  $H$  representa a profundidade da descontinuidade de Mohorovicic,  $t_{PS} - t_P$  representa a diferença de tempo entre as fases Ps e P, a  $V_p$  corresponde a velocidade média da onda P na crosta,  $V_p/V_s$  representa a razão das velocidades das ondas P e S e  $p$  é o parâmetro de raio. A  $V_p$  é obtida por técnicas adicionais e a razão  $V_p/V_s$  é obtida fazendo o uso do tempo das fases múltiplas (PpPs ou PpSs+PsPs), que em muitas das vezes não estão claras nos sismogramas.

O registro das ondas P telessísmicas ( $\Delta \geq 30^\circ$ ) realizado por uma estação sismográfica contém dados relacionados à resposta da fonte  $S(t)$ , do instrumento  $I(t)$  e da estrutura da Terra abaixo da estação  $E(t)$ .

O sinal telessísmico no domínio do tempo é representado pelas seguintes expressões:

$$B_V(t) = I(t) * S(t) * E_V(t), \quad (3)$$

$$B_R(t) = I(t) * S(t) * E_R(t), \quad (4)$$

$$B_T(t) = I(t) * S(t) * E_T(t), \quad (5)$$

onde  $B_V(t)$ ,  $B_R(t)$  e  $B_T(t)$  correspondem as componentes vertical, radial e tangencial de registro, respectivamente.  $E_V(t)$ ,  $E_R(t)$  e  $E_T(t)$  representam a estrutura da Terra abaixo das estações sismográficas relacionadas às componentes vertical, radial e tangencial, respectivamente e, o símbolo asterístico (\*) equivale ao operador convolução.

Para onda P telessísmica incidindo próximo a vertical sob uma estação sismográfica, a estrutura da terra ( $E_V(t)$ ) não influencia no registro vertical. Dessa forma,  $E_V(t)$  é representada pela função Delta de Dirac ( $\delta(t)$ ). Assim, o sinal gravado na componente vertical é interpretado como a resposta da fonte convolvida com a resposta do instrumento, como mostrado na expressão (7) (que é a substituição da expressão (6) na expressão (3)):

$$E_V(t) \cong \delta(t), \quad (6)$$

$$B_V(t) \cong I(t) * S(t). \quad (7)$$

Portanto, deconvolvendo dos componentes radial e tangencial o componente vertical, obtém-se o traço de função do receptor (Figura 3.2).

Os resultados de função do receptor podem ser obtidos no domínio do tempo ou no domínio da frequência. No domínio da frequência a deconvolução se torna uma divisão espectral.

Para se obter as expressões no domínio da frequência, aplica-se a *Transformada de Fourier* nas equações 4, 5 e 6 fazendo com que a convolução resulte em uma multiplicação espectral, representada pelas expressões abaixo:

$$B_V(\omega) \cong I(\omega) S(\omega), \quad (8)$$

$$B_R(\omega) \cong I(\omega) S(\omega) E_R(\omega), \quad (9)$$

$$B_T(\omega) \cong I(\omega) S(\omega) E_T(\omega), \quad (10)$$

em que  $\omega$  é a frequência angular. Fazendo a substituição da expressão (8) nas expressões (9) e (10), elimina-se os termos relacionados à resposta do instrumento  $I(\omega)$  e da fonte  $S(\omega)$ :

$$B_R(\omega) \cong B_V(\omega) E_R(\omega), \quad (11)$$

$$B_T(\omega) \cong B_V(\omega) E_T(\omega), \quad (12)$$

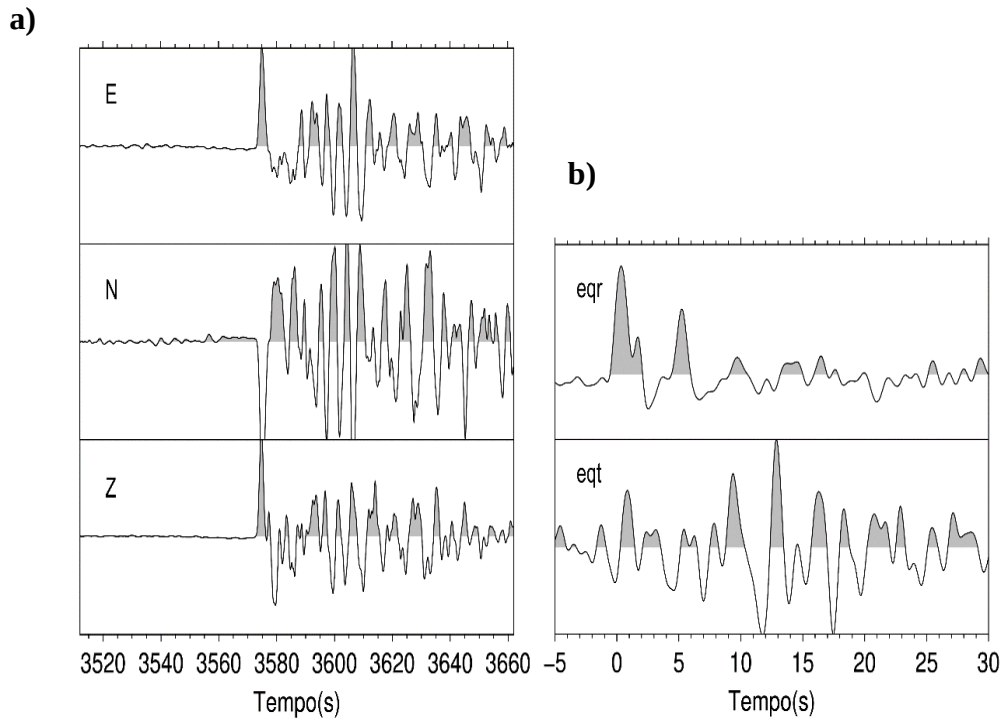
efetuando o isolamento dos termos correspondentes à estrutura crustal radial  $E_R(\omega)$  e tangencial  $E_T(\omega)$  :

$$E_R(\omega) \simeq \frac{B_R(\omega)}{B_v(\omega)}, \quad (13)$$

$$E_T(\omega) \simeq \frac{B_T(\omega)}{B_v(\omega)}, \quad (14)$$

em que  $E_R$  e  $E_T$  são as funções do receptor radial e tangencial no domínio da frequência, respectivamente. Fazendo a transformada inversa tem-se a FR no domínio do tempo.

A componente tangencial apresenta sinal coerente quando o meio apresenta anisotropia (McNamara & Owens, 1993). A Figura 3.2 mostra o registro de um telessismo e os resultados de função do receptor para as componentes radial e transversal obtidos no domínio da frequência utilizando o programa *Pwaveqn* (Ammon, 1997).



**Figura 3.2 :** Em a) observa-se os traços E, N e Z que correspondem aos registros de cada componente do sensor e em b) verifica-se as funções do receptor radial (eqr) e tangencial (eqt) (Modificado de Queiroz, 2019).

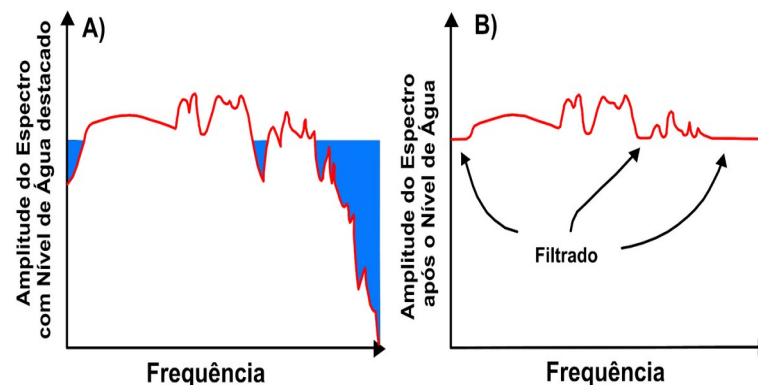
### 3.2 Programa *Pwaveqn*

O programa *Pwaveqn* (Ammon, 1997 - <http://eqseis.geosc.psu.edu/%7ecammon/Archives/RftnCodes.tar.gz>) é usado para conseguir resultados de FR no

domínio da frequência. Para isso, o programa requer como dados de entrada as componentes vertical, N-S e E-W do telessismo, o parâmetro Nível de Água e a banda de frequência a ser empregada.

### 3.2.1 Nível de Água

Sabendo que a deconvolução no domínio do tempo relaciona-se a uma divisão espectral no domínio da frequência (conforme expressado nas Equações 13 e 14), a ocorrência em seu denominador de amplitudes muito baixas gera instabilidade na operação. Portanto, a saída encontrada por Ammon *et al.* (1990) para estabilizar a divisão foi trocar os baixos valores de amplitudes do denominador por um valor pré-determinado nomeado de Parâmetro de Nível de Água ( $c$ ) (Clayton e Wiggins, 1976) (Figura 3.3).



**Figura 3.3** - Espectro de amplitude antes (A) e depois (B) da aplicação do nível de água. Os valores do espectro de amplitude menores que o valor do nível d'água estabelecido, assumem o valor do nível d'água (Adaptado de Ammon, 1997).

O valor  $c$  define a amplitude mínima no denominador da equação 13 que assume a forma:

$$E_R(w) = \frac{D_R(w) \cdot D_V^*(w)}{\max[D_V(w) \cdot D_V^*(w), c \cdot \max[D_V(w) \cdot D_V^*(w)]]} \quad (15)$$

Neste trabalho usamos nível de água de ( $c =$ ) 0,001.

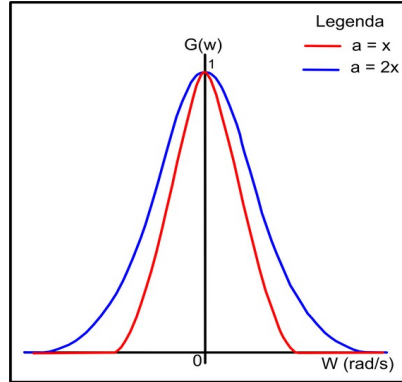
### 3.2.2 Filtro Gaussiano

O filtro gaussiano é um filtro passa-baixa que possibilita eliminar ruídos de alta frequência na função do receptor. É representado pela expressão:

$$G(W) = \frac{e^{-W^2}}{4a^2}, \quad (16)$$

em que  $a$  representa o fator de extensão do filtro gaussiano e  $W$  a frequência central.

O filtro gaussiano é suave, devido a *Transformada de Fourier* da Gaussiana ser uma função Gaussiana. O gráfico da função é representado pela figura 3.4.



**Figura 3.4.** Gráfico da função do filtro gaussiano para diferentes valores de  $a$ . Na curva vermelha  $a = x$  e na curva azul  $a=2x$ .

Para os dados de função do receptor deste trabalho, utilizou-se o valor de 4 para o fator  $a$ , que condiz a um filtro passa-baixa com frequência de corte de 2 Hz.

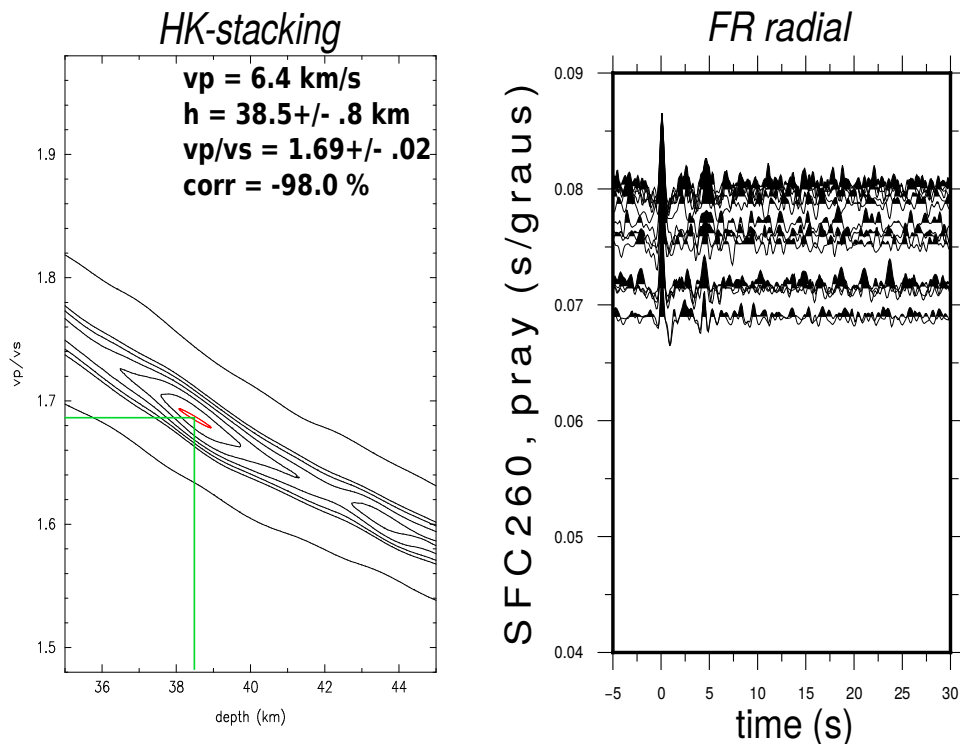
### 3.3 Método *HK-Stacking* (*Hk*)

A técnica de empilhamento *Hk-Stacking* (Zhu e Kanamori, 2000) é uma metodologia clássica, um tanto simples e que possui execução muito rápido. O método realiza uma varredura em *grid* nos traços de função do receptor com o objetivo de maximizar a função de empilhamento  $s(h, V_p/V_s)$  que é definida pela expressão:

$$s(h, V_p/V_s) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) - w_3 r(t_3), \quad (17)$$

onde, o traço da FR (componente radial) é retratada por  $r(t_j)$ ,  $j = 1, 2, 3$  e os pesos das fases S (Ps, PpPs e PpSs + PsPs) são representados por  $w(i)$ .

Os resultados do *Hk* são avaliados pelo método *bootstrap* que analisa os resultados dos diversos traços e determina a convergência dos resultados, devolvendo os valores de espessura (H) e razão  $V_p/V_s$  sob a estação com as incertezas associadas (Figura 3.5).

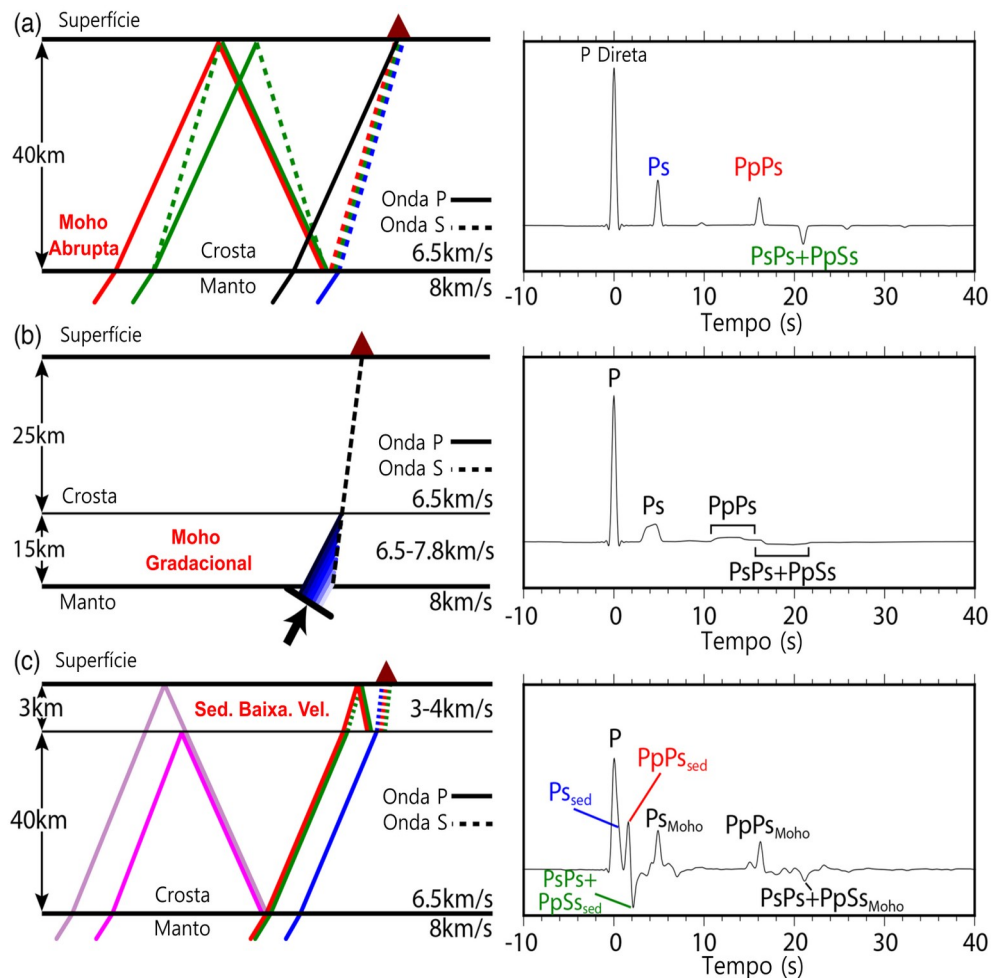


**Figura 3.5.** Resultado da estimativa de espessura crustal e razão  $V_p/V_s$  para a estação SFC260. Da esquerda para a direita é apresentado o diagrama *Hk-stacking*, calculado com os pesos  $w_1 = 0,7$ ,  $w_2 = 0,2$  e  $w_3 = 0,1$  e os traços radiais da função do receptor, usados como dados de entrada para a operação na técnica *Hk-stacking*.

A Figura 3.5 mostra a relação de espessura em função da razão  $V_p/V_s$  para a estação SFC260 obtidas pela técnica de empilhamento *Hk*. Os pesos dados às fases Ps e múltiplas foram 0,7; 0,2 e 0,1 e o valor da velocidade média da crosta ( $V_p$ ) foi de 6,4 km/s (os valores regularmente aplicados para os pesos,  $w(1)$ ,  $w(2)$  e  $w(3)$  são 0.7, 0.2 e 0.1, respectivamente). O maior peso é atribuído para a fase Ps que comumente é mais clara e de maior amplitude). A elipse vermelha representa o desvio padrão da incerteza, ou seja, representa os valores de espessura e razão  $V_p/V_s$  que melhor se ajustam nos tempos de chegadas das fases consideradas. Portanto, a espessura crustal e a razão  $V_p/V_s$ , definidas pela técnica *Hk* para a estação SFC260, foram de  $38.5 \pm 0.8$  e  $1.69 \pm 0.02$ , respectivamente.

Logo, a técnica de empilhamento *Hk-Stacking* gera valores médios de espessura crustal e razão  $V_p/V_s$  para o meio investigado, não separando as contribuições de heterogeneidades existentes na crosta, como por exemplo: regiões com bacias sedimentares, intrusões, subducção e Moho transicional.

As muitas conversões das ondas que acontecem em regiões onde a geologia é mais complexa (p.ex. onde há a ocorrência de interfaces de sedimentos sobrepostos, interfaces intercaladas por basaltos e de interfaces que indicam a presença de *underplate* máficos) afetam na qualidade do sinal sísmico e do traço de FR, prejudicando/inviabilizando a aplicação da técnica de empilhamento *Hk* (Figura 3.6) (Ogden, *et al.*, 2019).



**Figura 3.6.** Representação do efeito da estrutura crustal nas FR. (a) Do lado esquerdo observa-se o modelo de velocidade reproduzindo descontinuidade de Moho abrupta de 40 km de espessura e nota-se do lado direito o traço da FR que exhibe a fase Ps e as múltiplas da Moho centrada em 5 segundos e bem marcadas, respectivamente. (b) Do lado esquerdo observa-se o modelo de velocidade reproduzindo Moho transicional, onde as conversões das ondas sucedem em uma ampla faixa de velocidade de 15 km de espessura e do lado direito nota-se o traço de FR exibindo o sinal mais fraco e indefinido, especialmente nas conversões múltiplas. (c) Do lado esquerdo observa-se o modelo de velocidade reproduzindo crosta com 40 km de espessura acompanhada de bacia sedimentar e do lado direito vê-se o traço de FR exibindo distorções provocadas pelas conversões das ondas na interface da bacia, mais perto da superfície (Ogden, *et al.*, 2019).

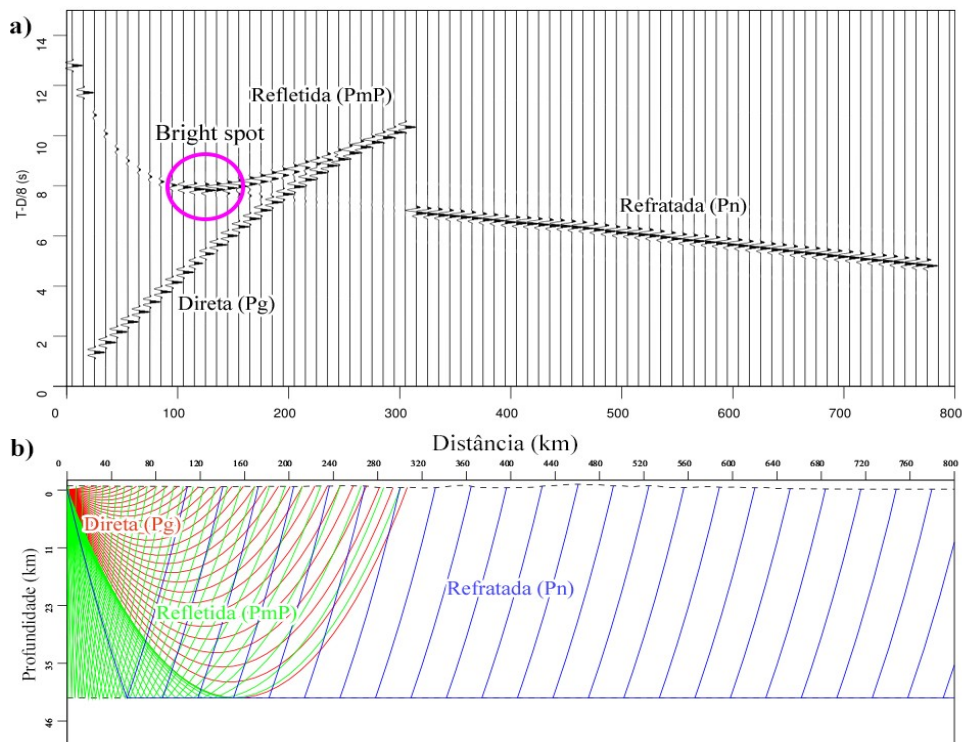
### 3.4 Método de Refração Sísmica Profunda

O método sísmico de refração e reflexão de ângulo amplo *Wide Angle Reflection Refraction* (WARR) é comumente usado para modelar a litosfera continental. Segundo Holbrook (1992), o método é capaz de estimar a distribuição da velocidade sísmica da litosfera, levando em conta o tempo de trânsito das reflexões pós-críticas e as fases refratadas nas camadas da crosta.

Neste sentido, em razão do excelente controle de distribuição de velocidades das ondas sísmicas (P) no meio é possível identificar com precisão o posicionamento das discontinuidades em profundidade, e por meio da razão  $V_p/V_s$ , inferir a natureza das rochas da crosta (Zandt e Ammon, 1995; Christensen, 1996; Mussachio e Mooney, 1997).

Segundo Soares (2005), para a execução do método em estudos crustais são, geralmente, empregados arranjos de sensores com tamanho de sete a dez vezes maiores do que a profundidade planejada para a realização da pesquisa no meio investigado.

Considerando modelo sísmico de uma camada as fases sísmicas registradas a partir de um tiro de um levantamento WARR são, a onda direta (parte da energia sísmica que sai da fonte e vai direto para os registradores) e as ondas refletidas e refratadas na discontinuidade do meio abaixo do tiro (Figura 3.7).



**Figura 3.7.** Sismograma sintético com velocidade de redução de 8,0 km/s, com os alinhamentos de fases das ondas direta, refletida e refratada representativas de um modelo crustal de uma camada ( $Z= 42,0$  km,  $V_1= 7,0$  km/s,  $V_2= 8,3$  km/s). (a) sismograma sintético com indicação do ponto de reflexão crítico (Bright spot) em rosa; (c) esboço do modelo crustal com esquematização do trajeto das chegadas observadas no sismograma, onde o traço vermelho representa as ondas diretas, o traço verde representa as ondas refletidas e o traço azul as ondas refratadas (Inácio, 2023).

De acordo com Green (1974), deve-se levar em conta três requisitos triviais para que a onda sísmica percorra a distância da fonte (ponto de tiro) até os receptores (estação/sensores) por toda a extensão dos caminhos dos raios: a velocidade sísmica deve tornar-se maior com a profundidade  $v_n > v_{n-1} > \dots > v_1$ , em que  $v$  representa a velocidade de cada camada do meio hipotético. Esse requisito pode parecer restritivo, porém, na maioria dos casos ela é sustentada Green (1974); a espessura da camada deve ser pequena em comparação com extensão do arranjo de sensores e a espessura de cada camada deve ser grande em comparação com comprimentos de onda predominantes da onda sísmica em propagação.

Cumprido esses requisitos, o fenômeno sísmico pode ser abordado geometricamente em termos da teoria do raio sísmico, existindo pouca necessidade de se introduzir a complexidade oriunda da teoria de ondas (Green, 1974).

A teoria do raio sísmico (Červený *et al.*, 1977; Červený, 2001) possui como base o cálculo do tempo de trânsito de raios sísmicos através de um determinado meio: no caso mais trivial, o de uma camada uniforme, isotrópica e horizontal, de es-

pressão  $z_1$ , e velocidade  $v_1$ , aplicada sobre um semiespaço também isotrópico e de velocidade  $v_2$ , de modo que todo o conjunto satisfaça as três condições básicas supracitadas ( por  $v_1 < v_2$ ,) a partir do tempo de trânsito das fases (diretas, refletidas e refratadas) (Figura 3.7) é possível recuperar a velocidade do meio 1, do meio 2 e a profundidade do refletor/refrator a partir das seguintes fórmulas:

$$t_1 = \frac{x}{v_1} \text{ (onda direta),} \quad (17)$$

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2z \cos \theta}{v_1} \text{ (onda refratada),} \quad (18)$$

$$t^2 = \frac{x^2}{\bar{v}^2} + \frac{(2z)^2}{\bar{v}^2} \text{ (onda refletida),} \quad (19)$$

onde  $x$  representa a distância do receptor em relação ao ponto de tiro (*offset*),  $t_1$  corresponde ao tempo de trânsito,  $z$  representa a profundidade da interface,  $\theta$  é o ângulo de incidência crítico,  $v_2$  corresponde a velocidade do meio sob a interface e  $\bar{v}$  corresponde a velocidade média do meio acima da interface.

A refração acontece quando uma frente de onda incide sobre uma determinada interface, cuja a impedância seja positiva ( $V_2 > V_1$ ), é propagada a  $90^\circ$  (e.g. Kearey, Brooks e Hill, 2009; Shearer, 2019; Fowler, 2005). Feito isto, tem-se como resultado uma frente de onda que propaga-se ao longo da interface e, regressa para o receptor em superfície como uma frente de onda plana (Fowler, 2005), conforme apresentado na Figura 3.7.

A reflexão decorre de uma frente de onda mecânica que incide sobre uma interface e regressa para a superfície com o mesmo ângulo de incidência, onde foi registrado (e.g. Kearey, Brooks e Hill, 2009.; Shearer, 2019.; Fowler, 2005.). No caso desta pesquisa, por se tratar de um levantamento de alto ângulo, as ondas refletidas próximas ou após o ângulo crítico ( $\theta_c$ ) apresentam maior amplitude que aquelas refletidas em um ângulo inferior à  $\theta_c$ . Desse modo, é possível constatar que em um meio com  $V_2 > V_1$ , a curva de reflexão irá exibir um aumento significativo de amplitude no ângulo crítico, que causa uma área de evidência de amplitude no sismograma (bright spot), conforme ilustrado na Figura 3.7.

Em particular as fases refletidas conseguem maior penetração no meio, e aparecem com destaque nos sismogramas nas regiões próximas à incidência crítica. Apesar de serem fases secundárias a visualização dos registros em tempo reduzido permite destacar a reflexão (Figura 3.7) das demais fases.

Obtido o tempo de trânsito das fases refletidas (lidas nos sismogramas) e utilizando a equação da reflexão, é possível recuperar a profundidade do refletor e a velocidade média do meio aplicando a linearização  $X^2-T^2$  (Giese, 1976). Realizando esse procedimento para os diversos tiros de um levantamento WARR é montado modelo inicial que, em seguida, é refinado na modelagem por traçado de raio. O melhor modelo é aquele que consegue traçar o maior número de raios (fases lidas) e obter o melhor ajuste (RMS) entre o tempo de trânsito das fases lidas e as fases teóricas, considerando tiros diretos e reversos e demais sobreposições na amostragem do meio dos diferentes tiros ao longo de um mesmo perfil (2D).

A modelagem do tempo de trânsito também foi realizada para as fases SmS. A geometria obtida com a modelagem P é fixada e a única variável na modelagem é o campo de velocidade S. Nesse contexto, um ajuste satisfatório para as fases S é um indicativo da qualidade/precisão do modelo obtido com as fases P.

Com os *grids* de velocidades P e S (médios da crosta) é possível obter a razão  $V_p/V_s$  média da crosta.

A razão  $V_p/V_s$  sofre influência da composição, anisotropia e pressão de poro/fluido, ou seja, sendo sensível ao conteúdo de sílica das rochas, possibilitando assim, classificá-las como félsicas, intermediárias ou máficas. De acordo com Christensen (1996), a relação entre a razão  $V_p/V_s$  e a razão de Poisson ( $\sigma$ ) é exclusiva sem apresentar ambiguidades, a mesma é explicitada pela equação:

$$\sigma = \frac{\left[ \left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 2 \right]}{2 \left[ \left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1 \right]} . \quad (21)$$

Em tese, há a possibilidade da razão  $V_p/V_s$  ser obtida por intermédio de estudos laboratoriais de amostras de rochas e minerais ou fazendo a aplicação de experimentos sísmicos e sismológicos (Holbrook *et al.*, 1992), isto é, aplicando uma

metodologia sísmica com a realização da modelagem do campo de velocidade das ondas P e S, é possível obter a razão  $V_p/V_s$  do meio em camadas e, fazendo o uso de uma metodologia sismológica ( ex: função do receptor) obtemos uma  $V_p/V_s$  média para a crosta.

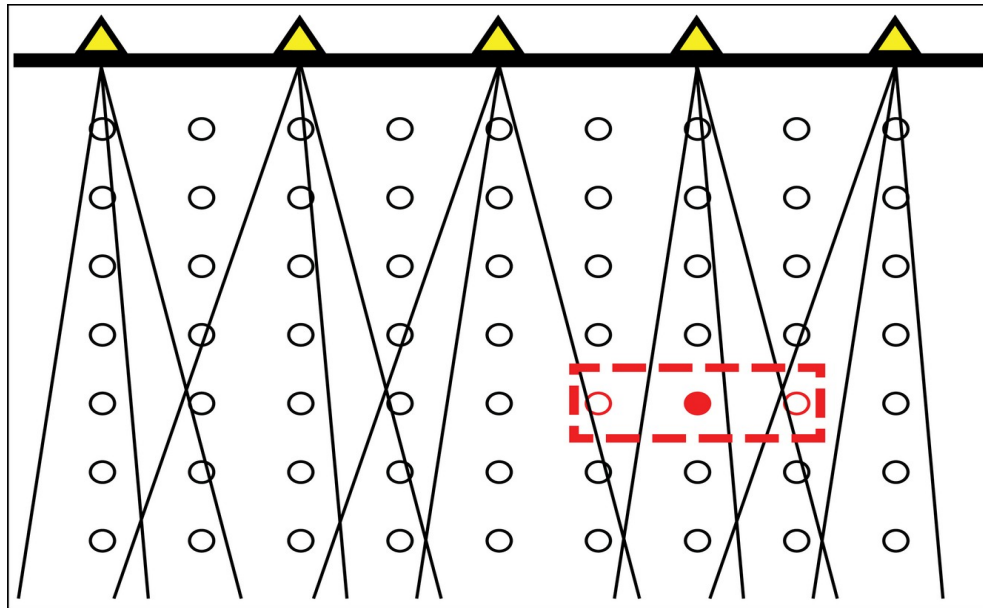
As ondas S são fases secundárias, onde a energia é preferencialmente gravada nas componentes horizontais de registro triaxial. A estratégia aplicada neste estudo foi o de analisar as seções S em simultâneo com as seções P, reduzidas segundo uma relação  $V_p/V_s = T_s/T_p = 1,73$ .

### **3.5 Common Conversion Point (CCP)**

O CCP é uma técnica sismológica que de acordo com Dueker e Sheehan (1997) é adequadamente empregado em arranjos parcialmente densos de estações sismográficas ou em estações organizadas em perfil. A metodologia proporciona a migração das formas de ondas das FR da grandeza de tempo para profundidade. Além de realizar o empilhamento dos traços de distintos parâmetros de raio e azimutes levando em conta um mesmo ponto de conversão. Para tanto o método precisa dos modelos de velocidade P e S como dado de entrada.

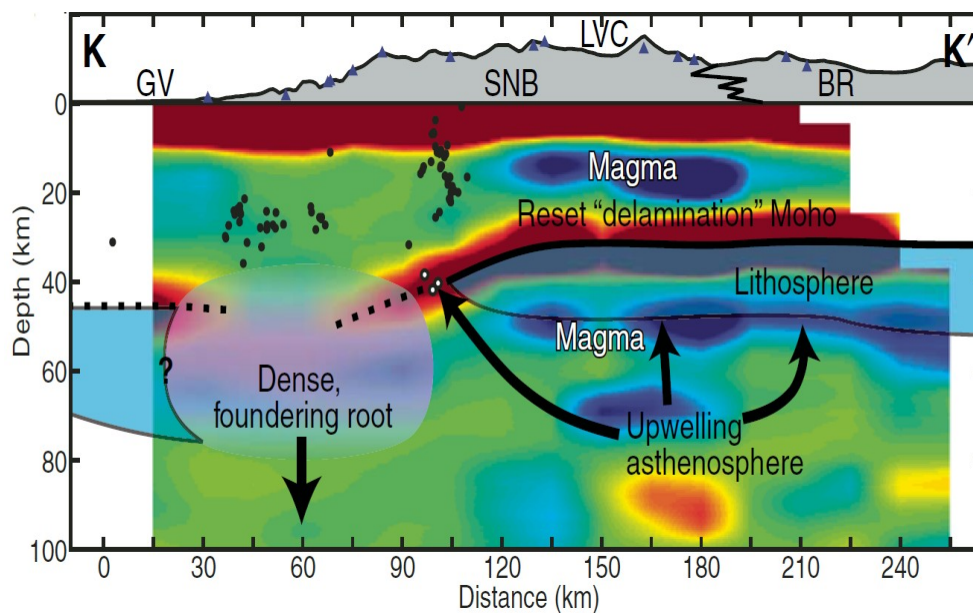
O meio é dividido em células e, considerando o campo de velocidades P e S, o traço de função do receptor é posicionado em profundidade (de acordo com parâmetro de raio e azimute) e as amplitudes dos diversos traços são somadas por células e rebatidas ao longo do perfil sísmico, o que gera uma imagem sísmica (Figura 3.8).

O resultado do empilhamento de múltiplas Funções de Receptor em um mesmo ponto, permite que pequenas fases de ondas possam ser resolvidas, resultando em imagens mais completas da crosta e da estrutura do manto superior com maior coerência lateral.



**Figura 3.8.** Representação do empilhamento dos traços de FR. O empilhamento dos traços é demarcado pelo (retângulo tracejado em vermelho), ou seja, a figura representa o cálculo do empilhamento de traços da FR para todas as estações (triângulos amarelos) ao longo de uma matriz densa, onde realiza a migração para converter tempo em profundidade (Retirado de Frassetto *et al.*, 2011).

A figura abaixo mostra um exemplo da aplicação do método CCP para estações localizadas na Sierra da Nevada, Califórnia realizado por Frassetto *et al* (2011) onde é possível observar com clareza a geometria da Moho (Figura 3.9).



**Figura 3.9.** A imagem CCP acima exemplifica o uso da conversão primária P para S (Ps) em uma aplicação do método na transecta na Sierra da Nevada, Califórnia (Retirado de Frassetto *et al.*, 2011). Neste exemplo, observa-se o perfil topográfico e na parte de baixo nota-se a imagem CCP.

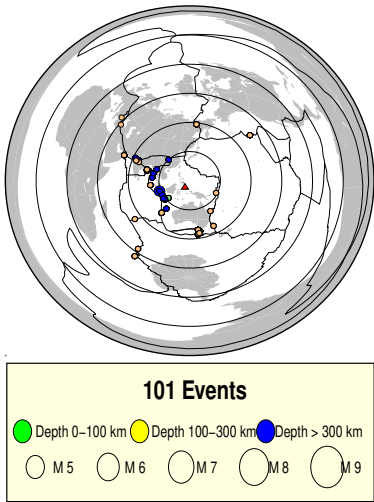
**4. AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS****4.1 O perfil sísmico do norte do Cráton do São Francisco**

Os dados de sismologia e refração sísmica profunda (WARR) utilizados neste trabalho foram adquiridos ao longo de perfil de 800 km de extensão na direção W-E, com início a oeste da cidade de Luiz Eduardo Magalhães e final próximo a Rafael Jambeiro, norte do Estado da Bahia. O perfil teve como referência a estrada pavimentada BR242 sendo que a porção centro-oeste do perfil (entre Ibotirama e Lagoa do Dionísio) ocupou estradas de terra secundárias, procurando manter o alinhamento das estações de registro (Figuras 1.1, 2.2).

Antecedendo a aquisição dos dados de refração sísmica profunda o LabLitos/IG instalou e operou rede sismográfica formada por 40 estações triaxiais de período curto (registrador REF TEK DAS130S-01 e sensor Sercel modelo L4A - 2Hz) instaladas a cada 20 km ao longo do perfil. Essas estações funcionaram de forma contínua, operando com taxa de amostragem de 100 sps (amostras por segundo), entre Dezembro/2014 e Julho/2015. Esse arranjo teve por objetivo o registro de telessismos para gerar resultados de função do receptor.

**4.2 Processamento dos dados**

Do banco de dados sismológicos foram selecionados 101 eventos com distância epicentral entre 30° - 90° de distância e magnitude maior ou igual a 5,5 mb para a geração das FRs (Figura 4.1). Desses eventos uma pequena parte gerou resultados aproveitáveis, segundo um parâmetro  $0,075 \pm 0,005$  s/km. O número final de resultados e FR utilizados por estação estão resumidos na Tabela 01.



**Figura 4.1.** Localização epicentral dos 101 eventos ( $30^{\circ} < \text{dist.} < 90^{\circ}$  e  $m_b > 5.5$ ) selecionados no período entre Dezembro/2014 e Julho/2015. As cores indicam a profundidade dos eventos.

**Tabela 01** – Conjunto de dados das estações sismográficas e número de eventos

| Estação  | Distância | Número de eventos | Longitude | Latitude | Domínio Geológico                     |
|----------|-----------|-------------------|-----------|----------|---------------------------------------|
| SFC360 A | 0         | 11                | -46.97    | -12.22   | Calha do Bambuí                       |
| SFC370 B | 20.31     | 7                 | -46.78    | -12.23   |                                       |
| SFC380 C | 40.94     | 9                 | -46.59    | -12.2    |                                       |
| SFC390 D | 60.32     | 9                 | -46.41    | -12.21   |                                       |
| SFC000   | 84.8      | 4                 | -46.19    | -12.14   | Bacia São Franciscana                 |
| SFC010   | 104.09    | 2                 | -46.01    | -12.11   |                                       |
| SFC020   | 124.09    | 1                 | -45.84    | -12.09   |                                       |
| SFC030   | 143.67    | 8                 | -45.66    | -12.07   |                                       |
| SFC040   | 165.41    | 8                 | -45.46    | -12.05   |                                       |
| SFC050   | 184.18    | 9                 | -45.28    | -12.11   |                                       |
| SFC060   | 206       | 11                | -45.08    | -12.12   |                                       |
| SFC080   | 250.62    | 11                | -44.67    | -12.16   |                                       |
| SFC090   | 264.22    | 11                | -44.54    | -12.18   |                                       |
| SFC100   | 286.29    | 5                 | -44.34    | -12.22   |                                       |
| SFC110   | 305.32    | 8                 | -44.16    | -12.22   |                                       |
| SFC120   | 326.36    | 1                 | -43.97    | -12.19   |                                       |
| SFC130   | 347.94    | 8                 | -43.77    | -12.2    |                                       |
| SFC150   | 378.38    | 4                 | -43.49    | -12.22   |                                       |
| SFC160   | 407.28    | 12                | -43.23    | -12.31   |                                       |
| SFC170   | 437.6     | 3                 | -42.95    | -12.36   | Aulacógeno do Paramirim               |
| SFC180   | 447.49    | 6                 | -42.86    | -12.34   |                                       |
| SFC190   | 467.29    | 7                 | -42.68    | -12.38   |                                       |
| SFC200   | 486.28    | 7                 | -42.5     | -12.44   |                                       |
| SFC210   | 506.41    | 3                 | -42.32    | -12.45   |                                       |
| SFC220   | 526.31    | 11                | -42.14    | -12.45   |                                       |
| SFC230   | 544.35    | 12                | -41.97    | -12.47   |                                       |
| SFC240   | 564.25    | 11                | -41.79    | -12.49   |                                       |
| SFC250   | 586.48    | 15                | -41.58    | -12.48   |                                       |
| SFC260   | 608.92    | 17                | -41.37    | -12.45   |                                       |
| SFC270   | 628.1     | 18                | -41.2     | -12.5    |                                       |
| SFC280   | 645.41    | 9                 | -41.04    | -12.47   | Faixa dobrada Itabuna-Salvador-Curuçá |
| SFC290   | 664.83    | 11                | -40.86    | -12.44   |                                       |
| SFC300   | 681.94    | 1                 | -40.7     | -12.4    |                                       |
| SFC310   | 705.45    | 13                | -40.49    | -12.47   |                                       |
| SFC320   | 705.6     | 12                | -40.33    | -12.51   |                                       |
| SFC330   | 743.32    | 9                 | -40.14    | -12.51   |                                       |
| SFC340   | 764.71    | 12                | -39.94    | -12.51   |                                       |
| SFC350   | 786.53    | 18                | -39.74    | -12.49   |                                       |

O processamento dos dados seguiu as seguintes etapas:

**i)** os dados foram transformados do formato original do equipamento para formato SAC, no caso específico foi transformado para *mseed* e depois para o formato *sac*;

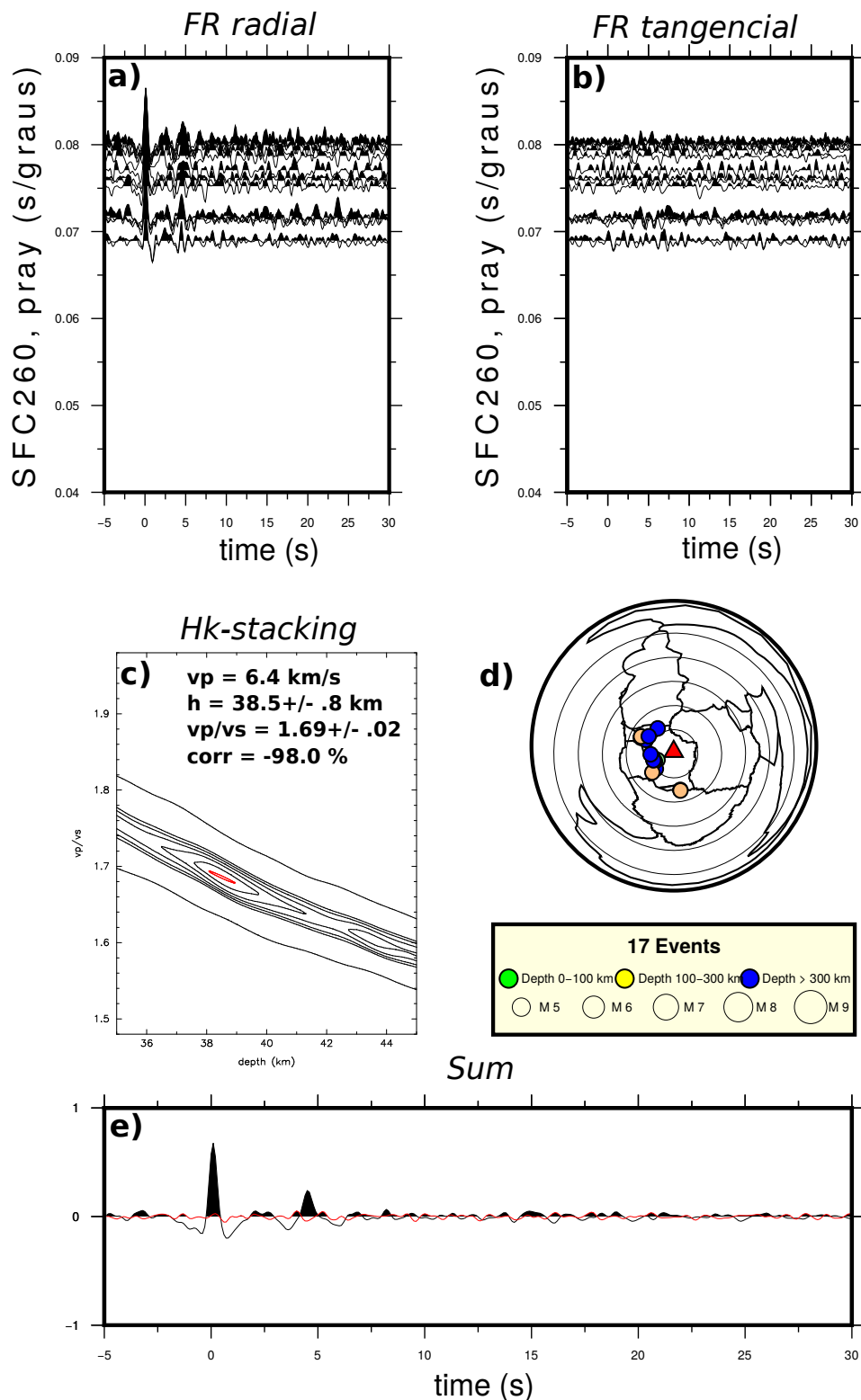
**ii)** no programa *SAC* (*Seismic Analysis Code* - Goldstein *et al.*, 1999) os arquivos foram cortados em janelas de 150s, considerando 60s antes da chegada da onda P (teórica) e noventa segundos após a chegada da onda P;

**iii)** os *headers* dos arquivos foram abastecidos com informações do evento (lat., long., prof. e parâmetro de raio) e da estação (lat., long., alt.);

**iv)** utilizando o programa *Pwaveqn* (Ammon, 1997) foram obtidos os resultados de função do receptor considerando nível d'água (*c*) de 0.001 e parâmetro *a* do filtro gaussiano igual a 4;

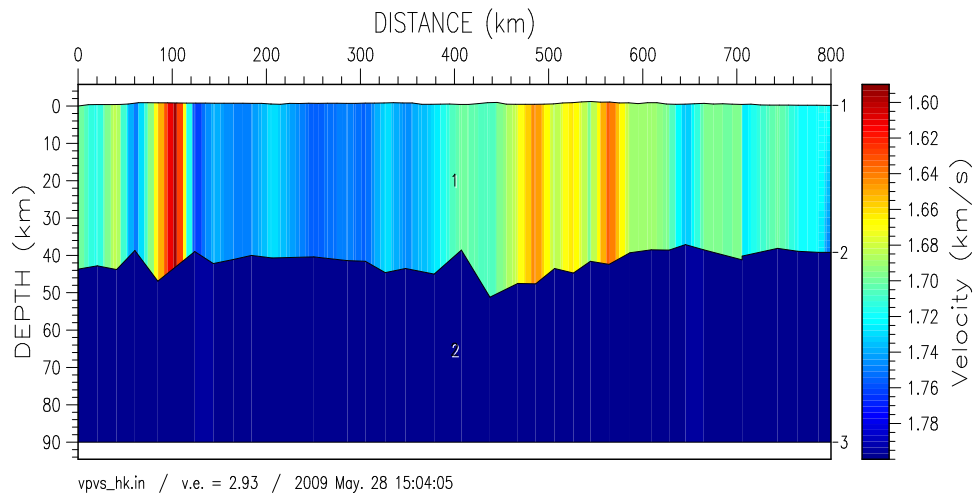
**v)** os resultados obtidos foram selecionados visualmente. A Figura 4.2(A, B) mostra os traços radiais (.eqr) e transversais (.eqt), respectivamente, obtidos para a estação SFC260 e o Anexo1 apresenta os traços obtidos para as demais estações;

**vi)** os traços de FR (radiais) foram processados com o programa *Hk-stacking*, considerando *Vp* de 6.4 km/s e pesos de 0.7-0.2-0.1 para as fases Ps (Moho) e múltiplas, respectivamente. O resultado para a estação SFC260 é mostrado na Figura abaixo e para as demais estações ver Anexo1;



**Figura 4.2.** Resultado de função do receptor da estação SFC260. a) Traços de função do receptor radial; b) Traços empilhados de função do receptor tangencial; c) Estimativa da espessura e razão  $V_p/V_s$  sob a estação sismográfica, obtidos pelo método *Hk-stacking*; d) Quantidade e posicionamento dos telessismos; e) Soma dos traços radiais (em preto) e traços tangenciais (em vermelho).

Os resultados obtidos ( $H \times V_p/V_s$ ) foram plotados gerando modelo inicial com espessura e variação de  $V_p/V_s$  sob o perfil (Figura 4.3);

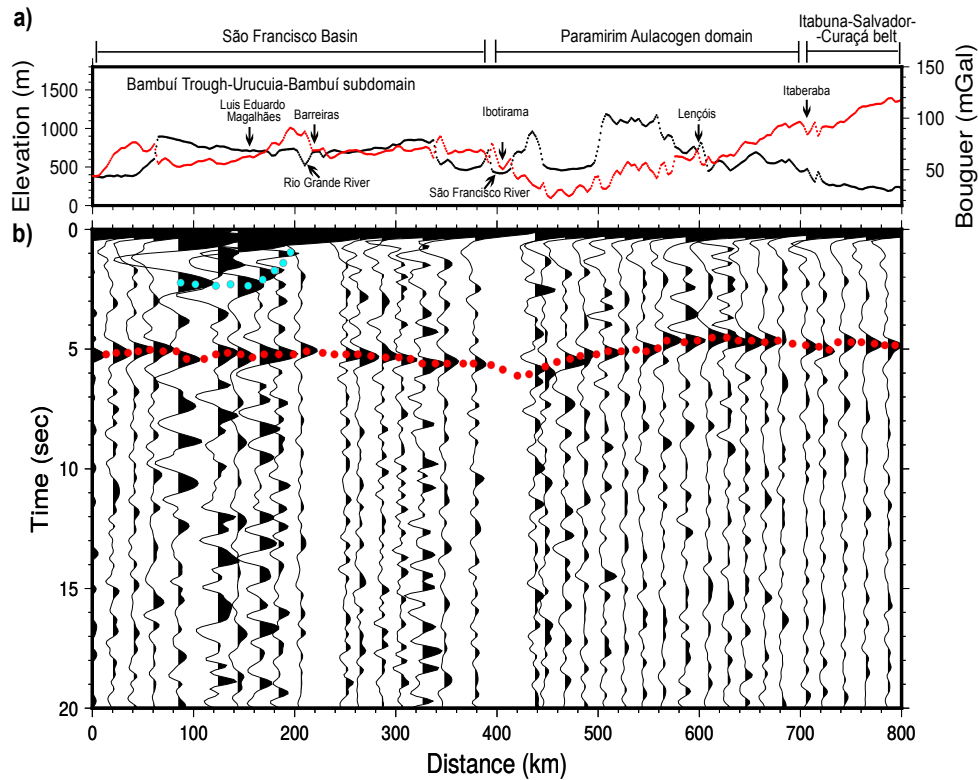


**Figura 4.3.** Modelo de espessura crustal e razão  $V_p/V_s$  obtidos pelo *HK-stacking* para o perfil norte do Cráton do São Francisco.

O modelo resultante dos dados de processamento *Hk* (figura 4.3), sugere a presença de 4 (quatro) domínios e/ou blocos tectônicos: o primeiro domínio de 0 a 120 km, apresenta valores de razão  $V_p/V_s$  de  $\leq 1,73$  com valores pontuais de 1,68 e 1,76. A Moho neste domínio possui aproximadamente 41,7 km de profundidade, com aparência “serrilhada” e, com picos pontuais que alcançam os 40 e 43 km de profundidade; o segundo domínio de 120 a 390 km, mostra valores de razão  $V_p/V_s$  de 1,74, com valores pontuais de 1,72 e  $\geq 1,78$ . A profundidade de Moho nessa região é determinada em aproximadamente 38,5 km; o terceiro domínio de 390 a 630 km, apresenta valores de razão  $V_p/V_s$  de  $\leq 1,70$ . A Moho nesta região evidencia alta complexidade geológica e alcança profundidade de ~50 km, e o quarto domínio de 630 a 800 km, evidencia valores de razão  $V_p/V_s$  de 1,73 com valores pontuais de 1,72. A Moho neste domínio atinge aproximadamente 38 km de profundidade.

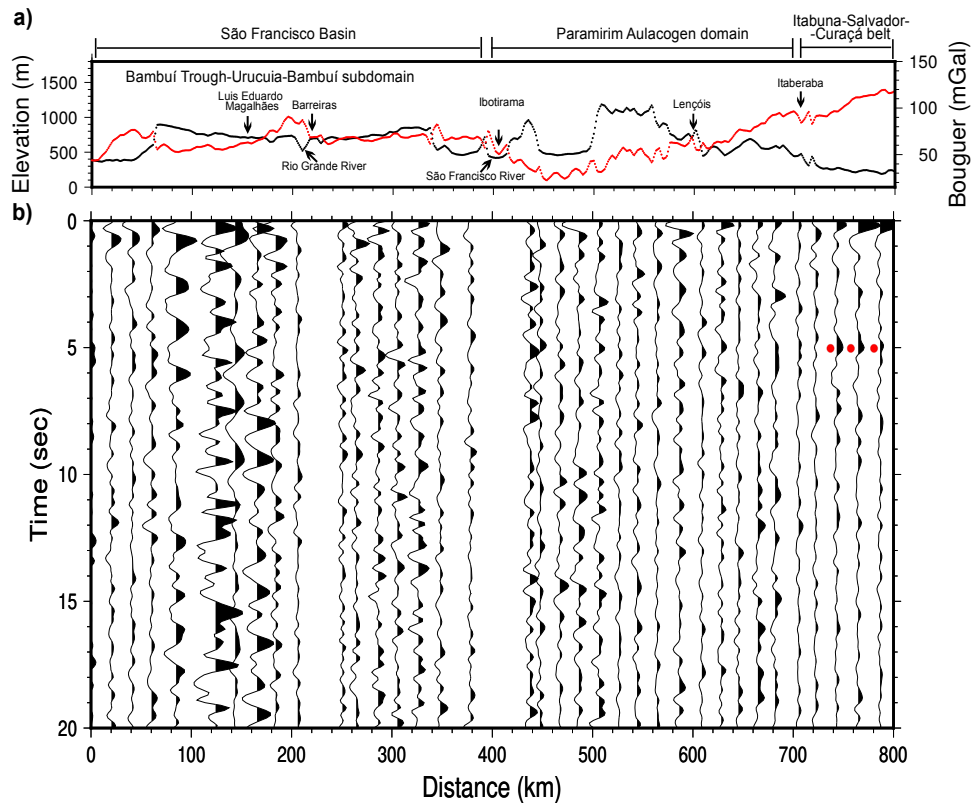
vii) os traços (.eqr e .eqt) com parâmetro de raio de  $0,075 \pm 0,005$  s/km (Figura 4.1A,B) foram somados para geração de traço representativo da estação. O empilhamento deve ser realizado para traços com parâmetros de raio próximos e a expectativa é que melhore a razão sinal ruído para a fase Ps e as múltiplas (Figura 4.1E e Anexo1);

viii) os traços (.eqr e .eqt) foram plotados gerando uma imagem em tempo da litosfera sob o perfil (Figuras 4.4 e 4.5).



**Figura 4.4.** a) Topografia (linha preta) e Anomalia Bouguer (linha vermelha). b) Perfil de traços de Função do Receptor (radial) empilhados de cada estação. Em 0 segundos observa-se o alinhamento da fase P. A Moho é interpretada como sendo o alinhamento de fases próximas a 5 segundos (pontilhado vermelho); observa-se a mudança de comportamento a partir da distância de 90 até 200 km (pontilhado azul) que corresponde as fases múltiplas da bacia do Urucua.

Na Figura 4.4 observa-se a chegada da onda P direta centrada em 0 segundos e são destaque o alinhamento de fases Ps (linha pontilhada em vermelho) em ~5s (sugerindo crosta com espessura  $\leq 40$  km) e as baixas frequências e altas amplitude das fases múltiplas (linha pontilhada em azul claro) (90-180km) relacionadas à Bacia do Urucua.



**Figura 4.5.** a) Topografia (linha preta) e Anomalia Bouguer (linha vermelha). b) Perfil de traços de Função do Receptor (tangencial) empilhados de cada estação. Em 0 segundos observa-se o alinhamento da fase P. Nas distâncias de 740 a 800 km nota-se uma região de anisotropia na Moho (pontilhado vermelho) e, também, observa-se a partir das distâncias de 90 a 200 km anisotropia representada por fases múltiplas da bacia do Urucuia, ou seja, nessas regiões a descontinuidade de Moho é estruturada.

A Figura 4.5 mostra, a presença das baixas e altas frequências das fases múltiplas sugerindo alta complexidade geológica, devido a Bacia do Urucuia (80 a 180 km do início do perfil) e nas três últimas estações do lado leste (740 a 800 km do final do perfil), observa-se a presença de fases que podem indicar anisotropia (linha pontilhada em vermelho).

Em julho de 2016, durante a aquisição dos dados de refração sísmica profunda, o LabLitos instalou 315 estações sismográficas verticais (registrador REF TEK, modelo Texan 125A e sensor vertical Sercel, modelo L-4A-2Hz) espaçadas de aproximadamente 2,2 km e realizou 12 explosões (tiros) ao longo do perfil. Embora tendo como referência a BR242 a maioria dos instrumentos foram instalados próximos a estradas secundárias e fora de perímetros urbanos com o propósito de diminuir o registro de ruídos antrópicos.

A aquisição dos dados foi planejada com 15 pontos de explosão localizados a cada 50 km ao longo do perfil. As explosões são a fonte de energia para o experimento WARR. No entanto, não foram obtidas permissões dos fazendeiros locais para a realização dos tiros 3, 5 e 14. As explosões consistiram em 1,5 toneladas de emulsão explosiva (de alta velocidade de detonação) acomodada em dois furos de 8" de diâmetro e 45 m de profundidade, com o terço superior do furo tamponado com brita. A hora da explosão foi controlada por um registrador sismográfico com (taxa de digitalização de 500 sps e) precisão de registro na casa dos centésimos de milissegundos. Os tiros foram realizados durante a madrugada para minimizar os efeitos dos ruídos antrópicos. A campanha de aquisição durou cerca de 15 dias de trabalho e envolveu grupo de cerca de 30 pessoas entre motoristas, técnicos, estudantes e professores. A equipe de detonação (9 pessoas) era terceirizada.

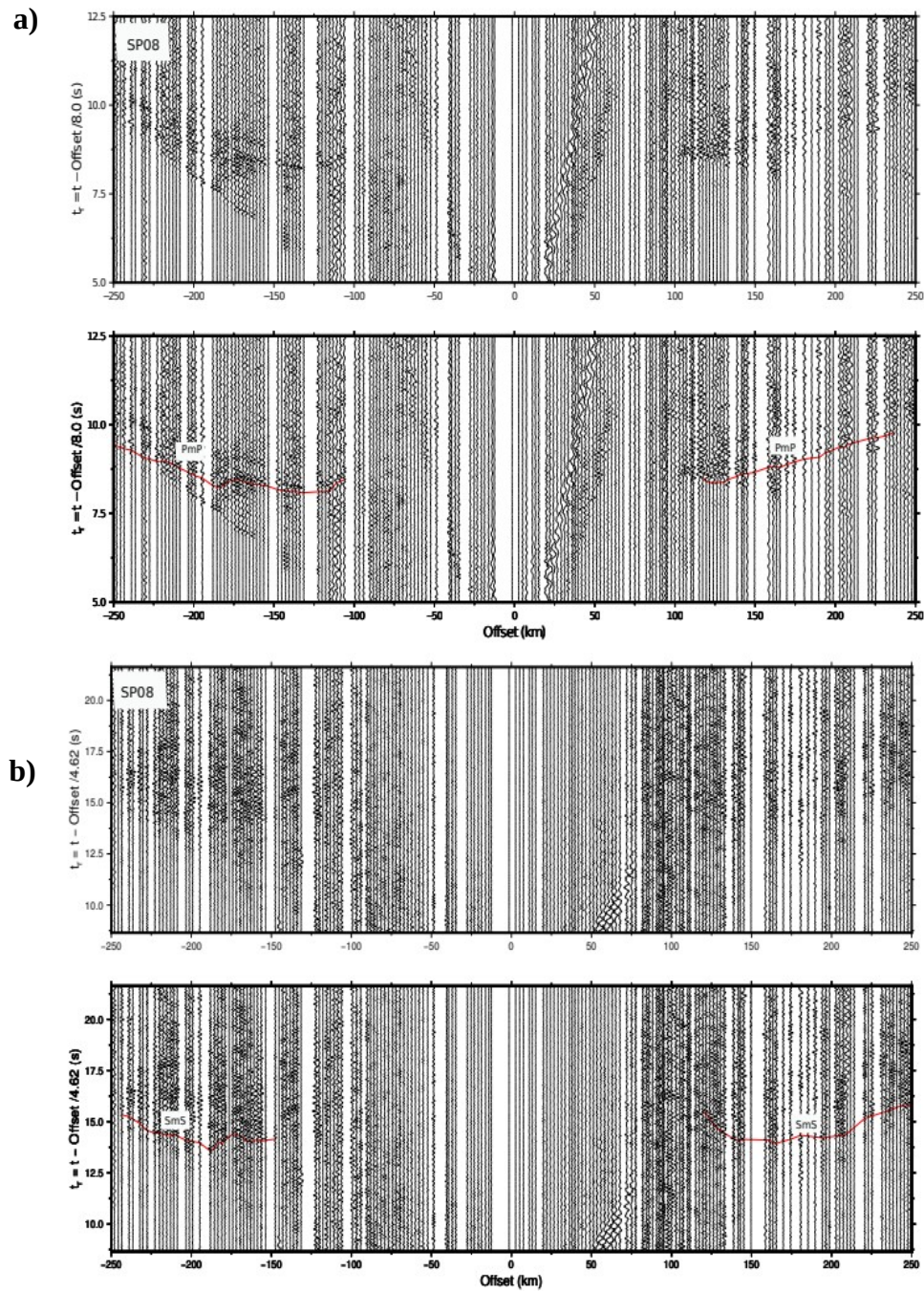
Em seguida à aquisição dos dados, as estações registradoras foram recolhidas e encaminhadas à base de apoio logístico-operacional, onde foi iniciada a etapa de *download* e (pré-)processamento dos dados.

O processamento seguiu as etapas descritas em Soares *et al.* (2006; 2018), Lima *et al.* (2015) e Bernardes *et al.* (2023). O processamento e modelagem dos dados sísmicos WARR é parte do doutoramento da aluna Camila Prates e foi realizado por ela com a participação desta equipe. Os passos foram basicamente os seguintes:

- 1 conversão dos dados brutos (formato do Texan) para o formato SAC com correção do *drift* de tempo dos registradores durante a conversão;
- 2 edição do cabeçalho dos arquivos introduzindo informações da fonte (hora origem e posição (lat.,long.,prof.) e da estação (lat.,long.);
- 3 em seguida, os traços foram agrupados em famílias de traços por tiro e recortados em janelas de 150 s com início no horário das detonações;
- 4 geração das seções sísmicas P e S para os diversos tiros. Geração das seções sísmicas inclui reduzir os traços sísmicos segundo velocidade de redução de interesse, cortar os traços no limites de tempo dos sismogramas, filtrar os traços dentro de uma banda passante de frequência (1-10 Hz para P e 2-8 Hz para S) e plotar as seções. No nosso caso, para os sismogramas P a velocidade de redução foi de 8,0 km/s e tempo de registro

de 20 segundos e para os sismogramas S a velocidade de redução foi de 4,62 km/s e tempo de registro de 34,6 segundos. Esses valores são obtidos pela relação  $V_p/V_s = t_s/t_p = 1,73$ . O que se espera com esse procedimento é gerar seções P e S com alinhamento de fases parecidos (Figura 4.5).

- 5 inspeção visual dos sismogramas e eliminação dos traços ruidosos e sem registro;
- 6 identificação e leitura dos alinhamentos de fases sísmicas PmP e SmS para os diversos tiros. As reflexões na Moho são fases de destaque nos sismogramas e normalmente apresentam boa razão sinal ruído, sendo facilmente identificáveis nos sismogramas;
- 7 geração de modelo inicial para a modelagem do tempo de trânsito das reflexões PmP. O modelo inicial foi formado considerando os resultados do *Hk-stacking* ( $H-V_p/V_s$ ) acrescido das informações de profundidade (H) da Moho e a velocidade média ( $V_p$ ) da crosta obtidas aplicando a linearização  $X^2-T^2$  nos tempos de chegada das reflexões PmP;
- 8 Inserir o relevo (ao longo do perfil) no modelo inicial. Esse procedimento dispensa a aplicação da correção estática nos dados antes da modelagem.



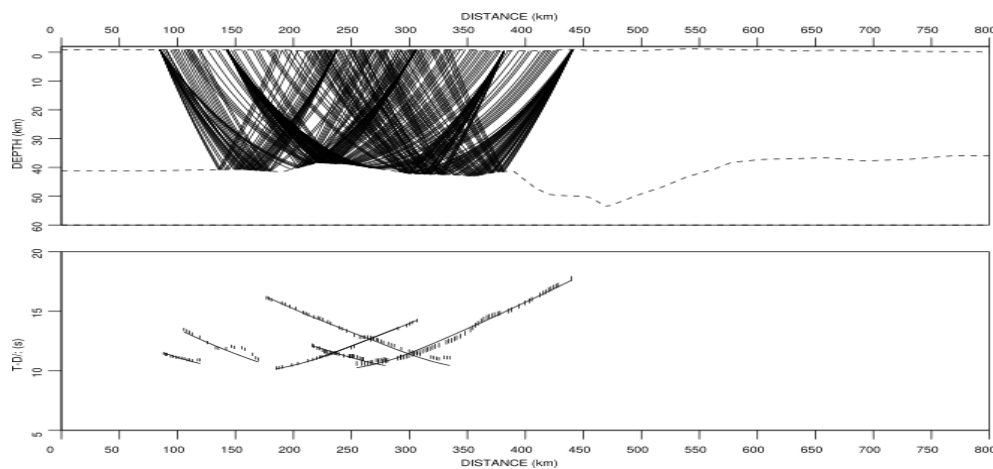
**Figura 4.6.** a) Seção sísmica traço-normalizada dos componentes verticais para ondas P do SP08 (tiro). A seção sísmica foi filtrada na banda passante 1-10 Hz. A velocidade de redução é de 8,0 km/s e com a curva de ajuste (linhas vermelhas) utilizadas na modelagem marcando a fase PmP. b) Seção sísmica traço-normalizada dos componentes verticais para ondas S do ponto de tiro SP08 (tiro). A seção sísmica foi filtrada na banda passante de 2-8Hz. A velocidade de redução é de 4.62 km/s e com a curva de ajuste utilizada na modelagem marcando a fase SmS.

De forma geral o modelo de entrada apresenta crosta de aproximadamente 39 km de espessura na parte leste e 42 km (de espessura) na parte oeste. A região central do perfil, onde ocorre o contato dessas duas porções crustais é a região onde a descontinuidade de Moho está mais estruturada, sendo a região mais complexa do modelo. A velocidade média obtida (das reflexões) foi de 6.5 km/s para os primeiros 550 km do modelo e 6.4 km/s para o restante.

- 9 modelagem direta (tentativa e erro) do tempo de trânsito das fases PmP e ajuste final (com controle do RMS) aplicando inversão da geometria da interface. A modelagem foi realizada utilizando o programa de traçado de raio *RAYINVR* (Zelt e Smith, 1992);

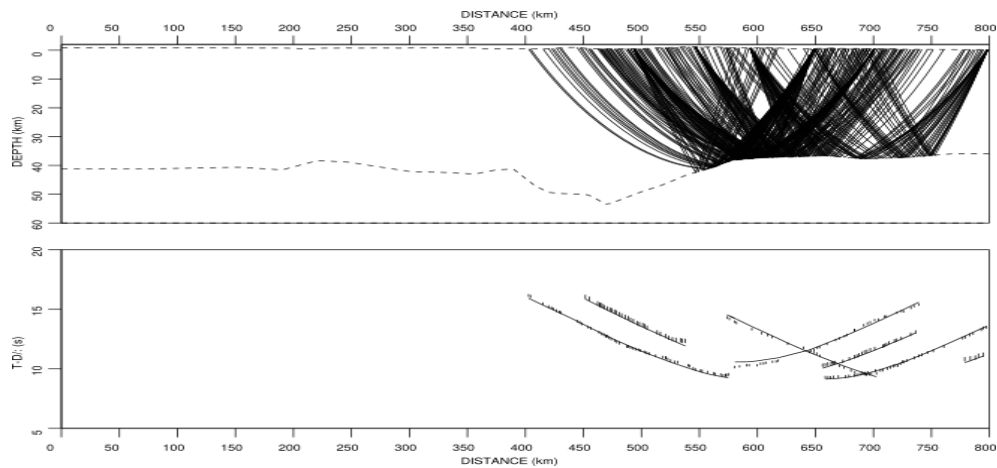
Em razão da geometria inicial da Moho e considerando o arranjo de tiros diretos e reversos, a modelagem (direta seguida de inversão) foi executada para as partes leste, central e oeste do modelo separadamente (Figura 4.7 - 4.9), e em seguida foi realizado o ajuste final invertendo todo o banco de dados em conjunto (Fig. 4.10).

A parte oeste do perfil foi modelada considerando os tiros (diretos e reversos) 1 e 2 positivos (com raios caminhando para oeste) e 3, 4, 5 e 6 negativos (com raios caminhando para leste). Foram utilizados 223 pontos de leitura com ajuste RMS de 0.152s e chi-quadrado de 1.55. O ajuste obtido e o traçado de raios é mostrado na Figura 4.7.



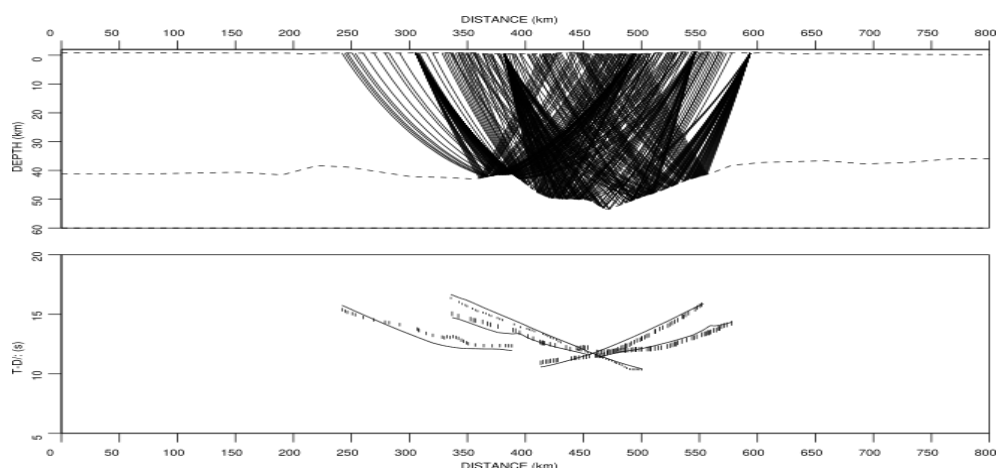
**Figura 4.7.** De baixo para cima observa-se: i) o diagrama das curvas de tempo-distância das fases PmP dos tiros 1 e 2 positivos e 3, 4, 5 e 6 negativos, mostrando o ajuste entre os tempos de trânsito teóricos, representados pelas curvas em preto, e as leituras dos sismogramas (com as incertezas associadas) em traços pretos; ii) o traçado de raios mostrando a porção resolvida/iluminada pelos tiros. As curvas de tempo de trânsito estão reduzidas com velocidade de 10.0 km/s.

A parte leste foi modelada com os tiros 7, 8, 9, 10 e 11 diretos e os tiros 10, 11 e 12 reversos. Foram utilizados 195 pontos de leitura e o ajuste RMS obtido foi de 0.216s com chi-quadrado de 1.86. O ajuste obtido e traçado de raios é mostrado na Figura 4.8.



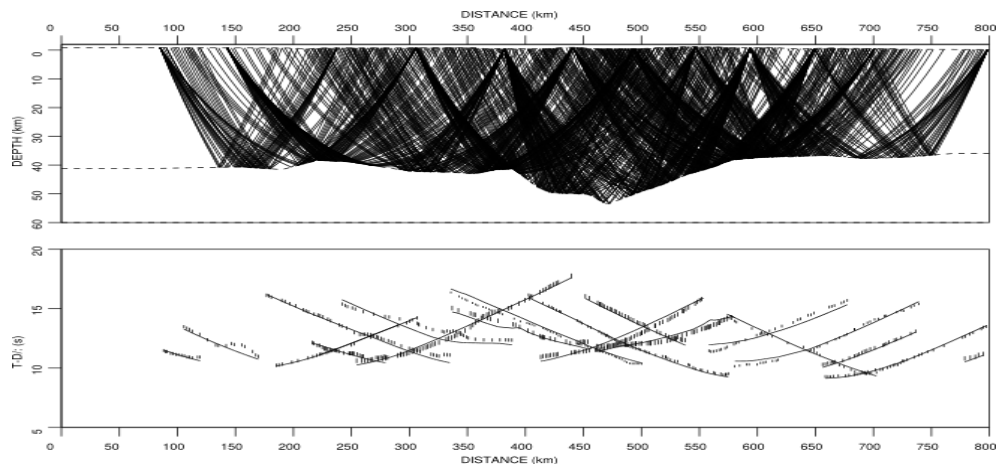
**Figura 4.8.** De baixo para cima observa-se: i) o diagrama das curvas de tempo-distância das fases PmP dos tiros 7, 8, 9, 10 e 11 diretos e os tiros 10, 11 e 12 reversos, mostrando o ajuste entre os tempos de trânsito teóricos, representados pelas curvas em preto, e as leituras dos sismogramas (com as incertezas associadas) em traços pretos; ii) o traçado de raios mostrando a porção resolvida/iluminada pelos tiros. As curvas de tempo de trânsito estão reduzidas com velocidade de 10.0 km/s.

A porção central do perfil foi modelada com os tiros 4 e 5 diretos e 7, 8 e 9 reversos. Foram utilizadas 233 leituras e o ajuste obtido foi de RMS de 0.351s com chi-quadrado de 6.21. O ajuste e traçado de raios são mostrados na Figura 4.9.



**Figura 4.9.** De baixo para cima observa-se: i) o diagrama das curvas de tempo-distância das fases PmP dos tiros 4 e 5 diretos e os tiros 7, 8 e 9 reversos, mostrando o ajuste entre os tempos de trânsito teóricos, representados pelas curvas em preto, e as leituras dos sismogramas (com as incertezas associadas) em traços pretos; ii) o traçado de raios mostrando a porção resolvida/iluminada pelos tiros. As curvas de tempo de trânsito estão reduzidas com velocidade de 10.0 km/s.

Após a modelagem por partes, os dados foram considerados em conjunto para um ajuste final da profundidade da interface (Moho) aplicando a inversão. O modelo inteiro considerou 681 pontos de leitura de fases e obteve ajuste RMS de 0.263 com chi-quadrado de 3.59. O ajuste obtido e traçado de raios é mostrado na Figura 4.10.



**Figura 4.10.** De baixo para cima observa-se: i) o diagrama das curvas de tempo-distância das fases PmP mostrando o ajuste entre os tempos de trânsito teóricos, representados pelas curvas em preto, e as leituras dos sismogramas (com as incertezas associadas) em traçados pretos; ii) o traçado de raios mostrando a porção resolvida/iluminada pelos tiros. As curvas de tempo de trânsito estão reduzidas com velocidade de 10.0 km/s.

10 o modelo obtido é então avaliado pelo programa Vmontecarlo (Loureiro *et al.*, 2016). O programa perturba ( $H$ ,  $v$ ) o modelo de referência de forma aleatória e gera milhares de novos modelos e separa os modelos que foram considerados tão bons quanto o modelo proposto (segundo função pré-determinada e condições de contorno estabelecidas) e determina a incerteza relacionada ao modelo de referência.

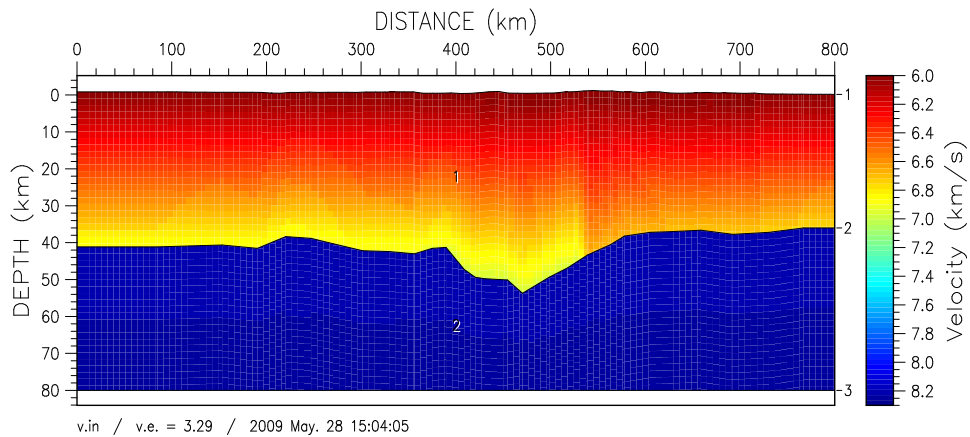
No nosso caso foram gerados modelos que para serem considerados bons precisaram satisfazer as condições de contorno: i) traçar pelo menos 90% dos raios traçados no modelo de referência, ii) obter RMS e chi-quadrado até 10% maior que o RMS e chi-quadrado de referência e iii) obter nota (score) de 0.8.

O modelo P final (Figura 4.11) apresenta velocidade média de 6,45 km/s para crosta da Bacia do São Francisco com a Moho relativamente estruturada, variando de 42 km a 37 km de profundidade. Na região central do perfil (400-550 km *offset*), relacionado ao domínio do Aulacógeno do Paramirim, a velocidade média da crosta é de 6,5 km/s com a Moho apresentando comportamento anômalo (comportamento

37

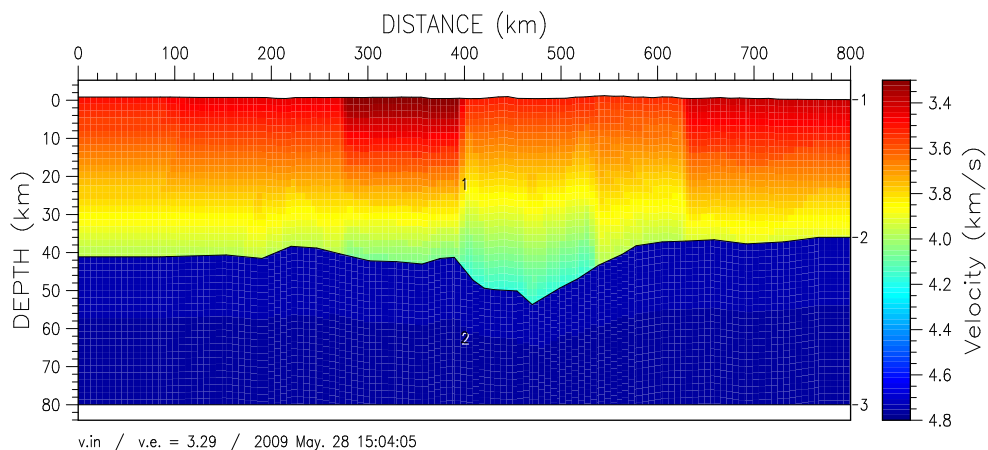
irregular ou alta complexidade geológica), chegando a espessuras acima de 50 km. A geometria da Moho sugere uma paleo-sutura com mergulho da (paleo)placa para oeste.

A leste do aulacógeno a crosta possui velocidade média de 6.4 km/s com espessura entre 37-36 km.



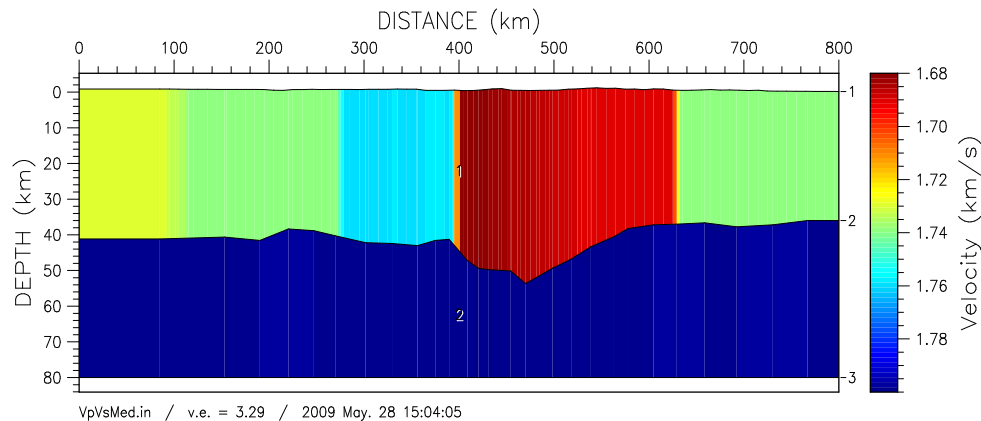
**Figura 4.11.** Modelo de velocidade P para a crosta e manto superior ao longo do perfil norte do Cráton do São Francisco obtido a partir da modelagem das fases PmP de levantamento sísmico WARR

- 11 mantendo a geometria do modelo P, foi realizada por tentativa e erro a modelagem do tempo de trânsito das fases SmS. O modelo S foi obtido com 560 pontos de leitura de fases, com ajuste RMS (entre os dados lidos e os preditos) de 0.550 e chi-quadrado de 3.37 (Figura 4.12).



**Figura 4.12.** Modelo de velocidade S para a crosta e manto superior ao longo do perfil norte do Cráton do São Francisco obtido a partir da modelagem das fases SmS de levantamento sísmico WARR.

Com os grids de velocidade das ondas P e S, foi realizado o cálculo da razão  $V_p/V_s$  da crosta sob o perfil sísmico dividindo um *grid* pelo outro. O resultado está mostrado na Figura 4.13.



**Figura 4.13.** Modelo médio de espessura crustal e razão  $V_p/V_s$  obtido a partir da divisão dos grids de velocidades dos modelos de ondas P e S.

A inversão CCP neste estudo, segue o esquema adotado por Schiffer *et al.* (2021), que utilizando modelo de velocidades P pré-determinado, ajusta as fases ( $P_s$  ou múltiplas) dos dados de FR com as interfaces do modelo de refração onde as fases foram geradas. Nesse procedimento a única variável é o valor da velocidade S do meio acima da interface. Quanto maior a velocidade S (menor a razão  $V_p/V_s$  e) mais profunda é a interface. Com esse ajuste iterativa (tentativa e erro) é determinada a razão  $V_p/V_s$  média do meio, variando ao longo do perfil, e uma imagem do meio em profundidade. Schiffer *et al.* (2021) e Matheus Fernandes (2022) aplicaram esse mesmo procedimento tendo como referência as interfaces do embasamento das bacias do Parnaíba e Paraná, para as quais foi utilizado o tempo de chegada das múltiplas do embasamento, e a Moho utilizando a  $P_s$ . Nesse estudo a interface de referência é a descontinuidade de Moho e como resultado da inversão CCP serão obtidos a variação da razão  $V_p/V_s$  média da crosta e uma imagem média da litosfera (crosta + manto) sob o perfil.

A inversão CCP foi realizada por sub-rotinas escritas em linguagem Matlab, com códigos desenvolvidos por Schiffer *et al.* (2014) e, posteriormente aprimorados para meios 3D por Schiffer *et al.* (2021). A aplicação da metodologia em dados da FRs está dividida em 2 (etapas).

A primeira etapa consiste na preparação e organização dos dados das componentes radiais de FRs que, são convertidos do formato original SAC para o formato

*Matlab*. No decorrer desta etapa, o modelo de velocidade P empregado (Figura 4.11), também, é convertido para o formato *Matlab*. Os programas *Matlab/Octave* foram usados para fazer as conversões de formato desses dados e os programas complementares utilizados para a execução deste estágio foi o *VMED* (Zelt e Smith, 1992) que é uma ferramenta usada para efetuar a manipulação do modelo de velocidades.

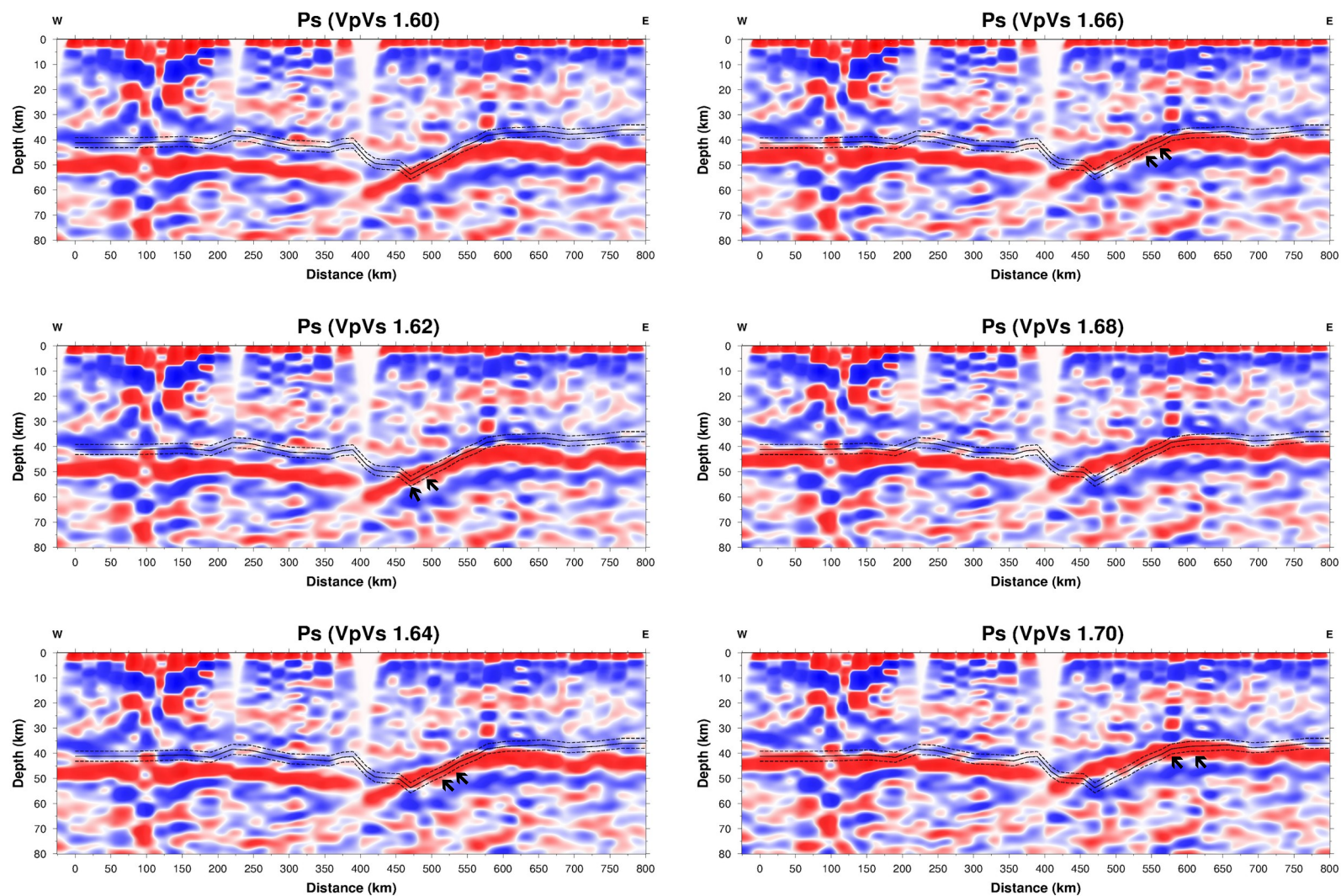
Já, a segunda etapa, dar-se a partir da execução da rotina CCP, que é onde ocorre a migração dos dados de FR do domínio do tempo para profundidade e, em seguida o empilhamento dos traços e o rebatimento dos resultados ao longo do perfil de referência. O modelo de velocidade P (preparado na fase anterior) é usado nesta etapa. A inversão é realizada dentro do *Matlab/Octave* e os resultados do CCP para as fases analisadas (Ps e múltiplas) são convertidos em figuras ou painel. Nesse trabalho a fase utilizada foi a Ps da Moho. Cada painel CCP representa a imagem da crosta migrada para um valor constante da razão  $V_p/V_s$ . Quanto menor a razão  $V_p/V_s$  utilizada (na migração) mais profunda fica a interface.

Tendo como referência o modelo de velocidade P (Figura 4.11 ) para a região da Moho, foram geradas imagens (da litosfera) para valores da razão  $V_p/V_s$  variando de 1,60 a 2,00 segundo um passo de 0,02 (na razão  $V_p/V_s$ ) entre os painéis (Figura 4.14).

Em cada painel é checado e marcado as regiões de ajuste da Moho da FR com a Moho do modelo WARR. Em se obtendo o ajuste, está determinada a  $V_p/V_s$  média da crosta para a região.

As Figuras 4.14 e 4.15 mostram os vários painéis de FR gerados e as regiões de ajuste consideradas satisfatórias estão marcadas com setas preta. O ajuste da imagem CCP às interfaces do modelo sísmico, levou em conta uma incerteza de 2 km para a profundidade da descontinuidade de Moho.

Os painéis que obtiveram melhor ajuste, foram, portanto, selecionados para construir o modelo  $V_p/V_s$  do CCP final para a crosta, em um processo de combinação de valores dos painéis escolhidos (Figura 15). O resultado final é um modelo com variação lateral da razão  $V_p/V_s$  da crosta ao longo do perfil e uma imagem da litosfera ajustada para a descontinuidade de Moho. Isso significa que as feições acima e abaixo da descontinuidade de Moho possuem um ajuste aproximado.



**Figura 4.14.** Imagem ilustrando a migração pela técnica CCP usando a fase primária (Ps) para a crosta utilizando uma série de valores constantes da razão  $V_p/V_s$ , que varia de 1,60 a 1,70. Linha preta contínua representa, descontinuidade de Moho e linhas pretas tracejadas representam as incertezas inferidas para a Moho. As setas indicam a região onde as interfaces e as fases de interesse empilhadas estão coincidindo.

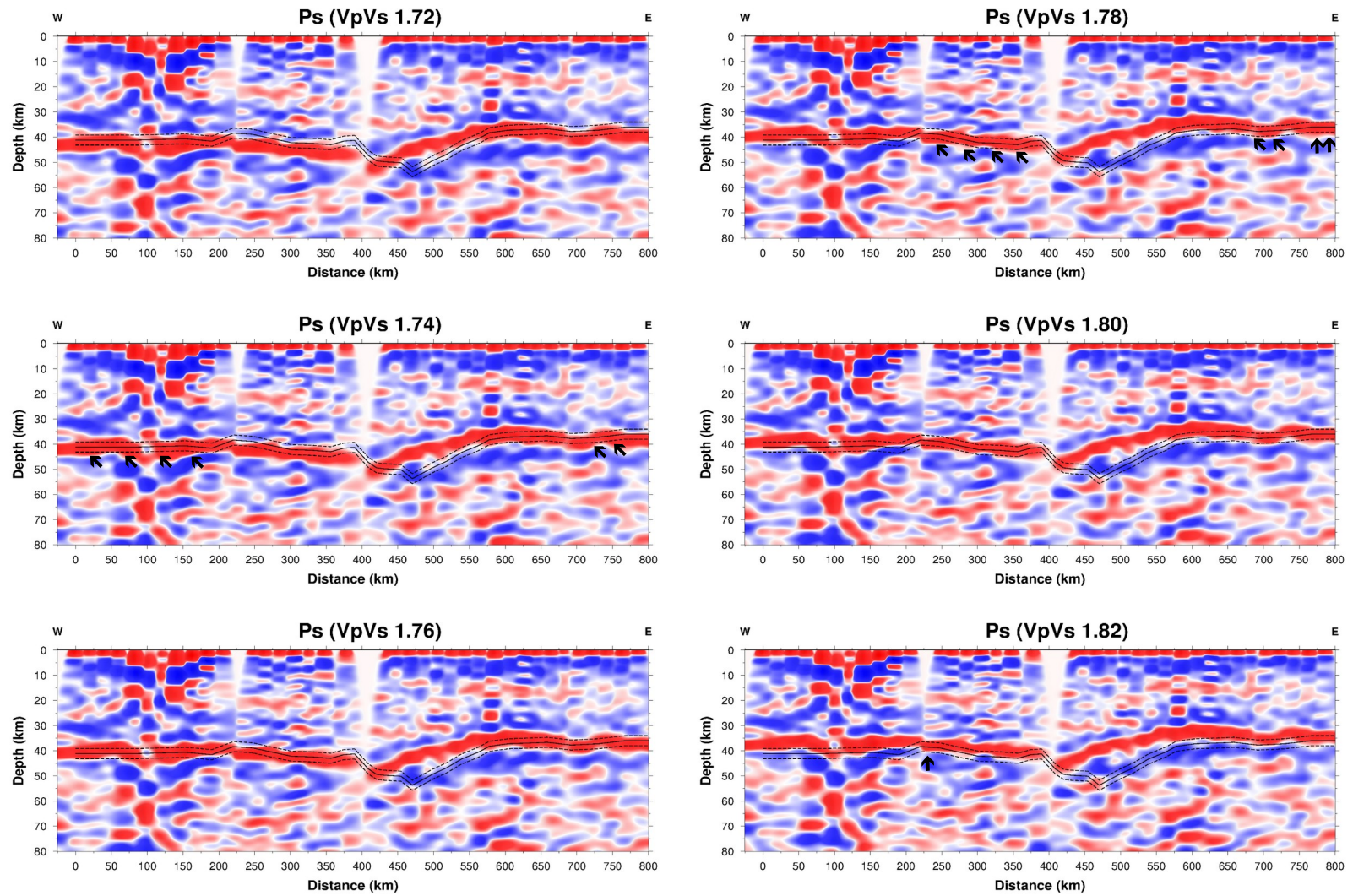


Figura 4.14. Continuação.

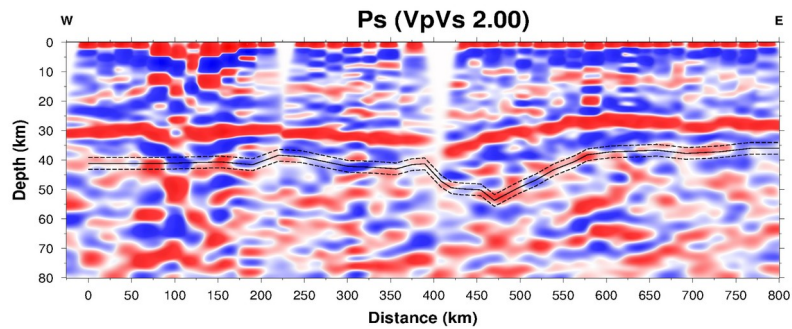
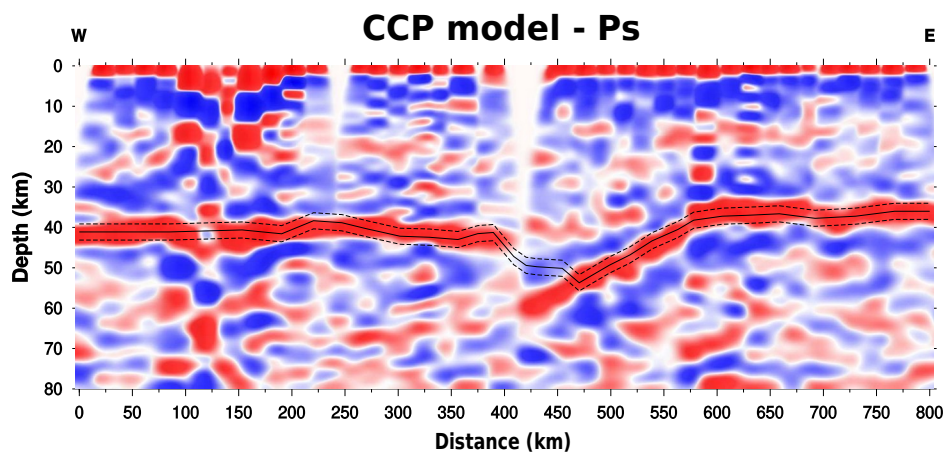
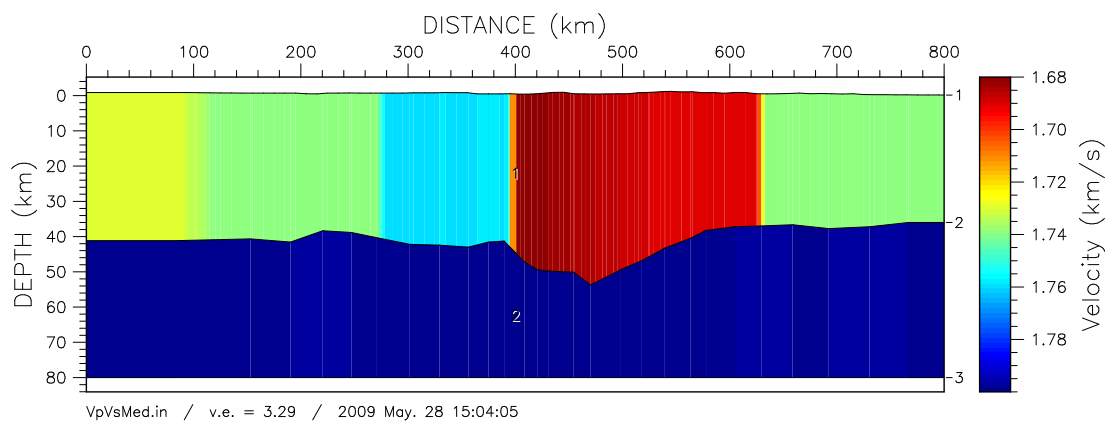


Figura 4.14. Continuação.



**Figura 15.** De cima para baixo modelo da razão  $V_p/V_s$  obtido a partir do ajuste utilizando a técnica dos multipainéis CCP e imagem CCP final da crosta da fase Ps.

A Figura 15 mostra o modelo de razão  $V_p/V_s$  para a crosta que resultou na imagem CCP final. O modelo é classificado em cinco domínios de 0 a 85 km com  $V_p/V_s$  de  $\leq 1,73$ ; de 85 a 280 km com  $V_p/V_s$  de 1,74; de 280 a 400 km com  $V_p/V_s$  de  $< 1,78$ ; de 400 a 630 km com  $V_p/V_s \leq 1,70$  e 630 a 800 km com  $V_p/V_s \geq (1,74 \text{ e } 1,78)$ .

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A caracterização sísmica da crosta continental passa pela determinação do campo de velocidades P e S, que normalmente é expresso como  $V_p$  versus  $V_p/V_s$ , e pela geometria das principais descontinuidades.

A Figura 5.1, apresenta uma compilação dos resultados obtidos neste trabalho com a adição da topografia (Amante e Eakins, 2009 – ETOPO1) e da anomalia Bouguer (Bonvalot *et al.*, 2012 - WGM2012) obtidas da literatura.

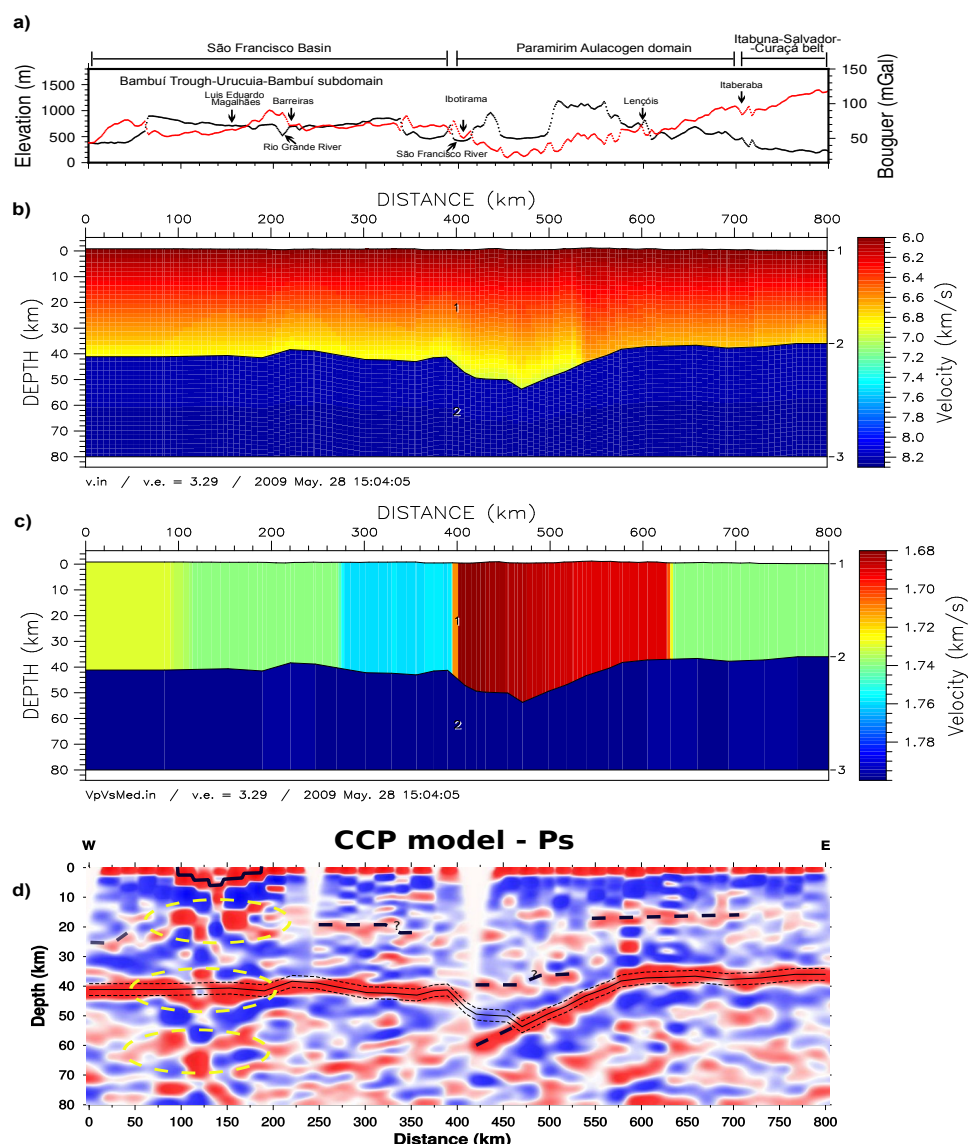
Analisando o comportamento da anomalia Bouguer versus a topografia (Figura 5.1a), é possível dividir o perfil em pelo menos quatro domínios, que apresentam relação com os domínios geológicos de superfície, quais sejam: de oeste pra leste, i) Calha do Bambuí (0-85 km), ii) Urucuia-Bambuí (85-400 km), iii) calha central do Aulacógeno do Paramirim (400-600 km) (Corredor do Paramirim - Cruz e Alkimim 2007) e iv) domínio leste, que em superfície abrange a parte leste do aulacógeno (580-720 km) e parte oeste do domínio Arqueano da porção norte do Cráton, envolvendo a Faixa Itabuna-Salvador-Curaçá (720-800 km).

Comparando a anomalia Bouguer com a descontinuidade de Moho (Figura 5.1b) sob o perfil, é notória a concordância entre a geometria das curvas até a distância de 600 km. Nos primeiros 400 km, em escala regional, a Moho e a anomalia Bouguer são caracterizadas por um patamar. Entre 400-600 km, a anomalia Bouguer acompanha o contorno da raiz da crosta sob o aulacógeno. Finalmente, a partir de 600 km, enquanto a Moho é um patamar (~36 km), a anomalia Bouguer continua aumentando de valor, rompendo a lógica anterior. Essas observações indicam que a anomalia Bouguer é compensada pelo contraste de densidade no limite crosta-manto até a distância de ~600 km no perfil. Para distâncias maiores no perfil, a mudança na relação entre as curvas (Moho x anomalia Bouguer) só pode ser explicada com variação lateral nas propriedades médias da litosfera.

Os resultados obtidos indicam que a  $V_p$  média da crosta é de 6,47 km/s para os primeiros 400 km do perfil, 6,50 km/s para a região central do aulacógeno (400-

540 km) e 6,38 km/s para o lado leste, entre os 540-800 km. Embora a crosta tenha afinado (o que faz com que o manto seja elevado), a densidade média da crosta diminuiu, gerando uma compensação relativa. Desse modo, o aumento contínuo na anomalia Bouguer só é adequadamente explicado por variação nas propriedades do manto litosférico. O manto da porção leste (> 540 km) é mais denso do que o manto da porção central e oeste do perfil.

Essa é uma hipótese importante e que precisa ser testada com a determinação de velocidade da onda P no manto dessa região.



**Figura 5.1.** a) Topografia (linha preta) e Anomalia Bouguer (linha vermelha) com os limites geológicos. b) Modelo final de velocidade da onda P utilizado no processamento do CCP. c) Modelo da razão Vp/Vs obtido a partir do ajuste utilizando a técnica dos multipainéis CCP. d) Modelo CCP das fases Ps interpretadas; traço preto descontínuo interpretado marcando o contorno da bacia do Uruçuaia; tracejado amarelo marcando as reverberações das múltiplas da bacia; tracejado preto marcando as fases da crosta inferior; A linha preta contínua representa as interfaces do modelo sísmico e as linhas tracejadas representam as incertezas.

Adicionalmente, é importante observar que a leste da calha do aulacógeno o *trend* geológico regional é aproximadamente N-S, passando para NNW-SSE na calha do aulacógeno e na Bacia do São Francisco. A oeste do perfil, os limites da calha do Bambuí com o Grupo Urucuia (Serra Geral de Goiás) e com o bloco Cavalcante voltam a ser N-S (Figura 2.2).

Os valores de  $V_p$  quando comparados com a (geometria da) descontinuidade de Moho evidenciam a existência de três domínios distintos (Figura 5.2), caracterizados por: i)  $V_p$  de 6,47 km/s e Moho com 40-42 km de profundidade na parte oeste (0-400 km) do perfil; ii)  $V_p$  de 6,38 km/s e Moho de 36 km de profundidade na parte leste (560-800 km) e; iii) a porção central (400-560 km) com  $V_p$  de 6,50 km/s e profundidade da Moho variável, chegando a profundidades maiores que 50 km. O domínio central marca o encontro dos domínios oeste (~42 km e *trend* NNW-SSE) e leste (36 km e *trend* N-S), com a Moho apresentando um contorno típico de região de duplicação crustal, característico de região de sutura. Estrutura similar foi modelada por Soares *et al.* (2018) no contato (sutura) do Cráton Amazônico com o embasamento da Bacia do Parnaíba (bloco Grajaú). Em resumo, o embasamento sob a Bacia do São Francisco é diferente do embasamento do domínio a leste do aulacógeno. A região central é uma região de superposição/interdigitação crustal, marcando a sutura desses dois domínios.

As razões  $V_p/V_s$  médias da crosta, obtidas pelos dados de refração sísmica profunda e pela inversão CCP, reforçam as proposições acima e ainda permitem sub-dividir a crosta sob a Bacia do São Francisco em três domínios distintos: i) subdomínio Calha do Bambuí (0-85 km) com razão  $V_p/V_s$  de 1,73 ii) o subdomínio Urucuia (85-275 km) com razão  $V_p/V_s$  de 1,74 e iii) o subdomínio Bambuí (275-400 km) com razão  $V_p/V_s$  de 1,76 (Fig. 5.1c). Apesar de possuírem a mesma  $V_p$  média (6,47 km/s), os valores da razão  $V_p/V_s$  dos subdomínios i e ii são muito distintos do subdomínio iii. O valor de 1,76 para a razão  $V_p/V_s$  média da crosta diferencia o subdomínio Bambuí dos demais domínios sob o perfil. A primeira interpretação é a de que esse subdomínio (Bambuí) tenha crosta inferior de composição máfica, no entanto a contribuição dos calcários (parte rasa) precisa ser melhor analisada. Aparentemente, a Bacia do São Francisco está mais espessa a leste de Barreiras.

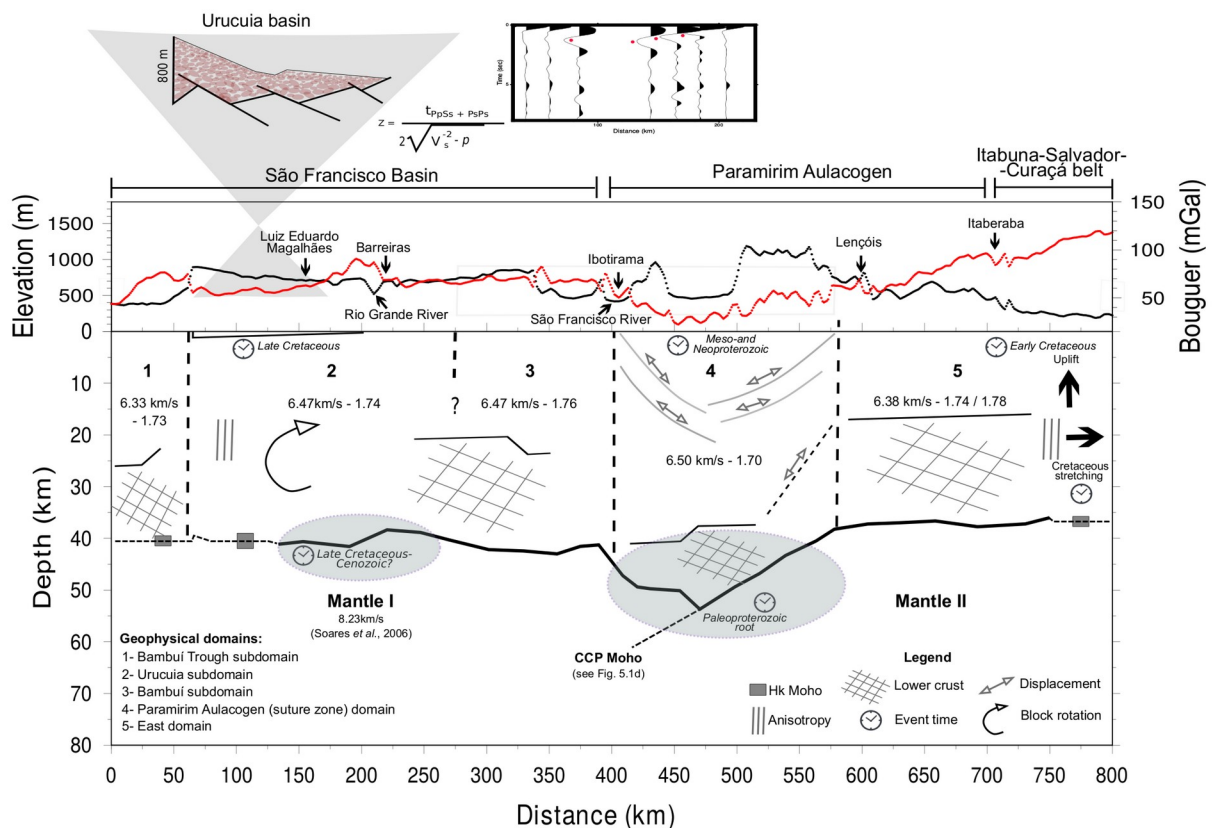
A região do aulacógeno possui  $V_p/V_s \leq 1,70$  e o domínio a leste (do aulacógeno) razão  $V_p/V_s$  predominantes de 1,73-1,74, com algumas estações com

valores de até 1,78 sugeridos pela inversão CCP (Figura 4.13). O valor de 1,73-1,74 é o valor padrão esperado para a razão  $V_p/V_s$  de crosta cristalina de idade Arqueana-Palaeoproterozoica (Christensen, 1996; Laske *et al.*, 2013). Para zonas de sutura, no entanto, espera-se que os valores de  $V_p/V_s$  para a crosta sejam mais altos devido às altas pressões a que são submetidas as rochas na frente de colisão (*e.g.*, Schiffer *et al.*, 2021). No presente trabalho, os valores de  $V_p/V_s$  para a crosta do domínio central são os mais baixos do perfil ( $\leq 1,70$ ). Possivelmente, esses valores são provenientes da influência da espessa pilha de metasedimentos do Aulacógeno do Paramirim.

A Figura 5.1d mostra a imagem da crosta e manto litosférico obtido da inversão CCP. As feições de destaque são i) a Bacia do Urucuia na parte rasa (85-200 km), que apresenta um aspecto de graben e gera múltiplas na imagem, mascarando estruturas mais profundas na crosta e no manto, e ii) a rampa na descontinuidade de Moho (400-560 km), interpretada como sendo a raiz crustal de uma paleocolisão, caracterizando uma zona de sutura continental.

Quando se considera zona de sutura, subentende-se que o contato entre os blocos litosféricos se dá por consumo de litosfera oceânica e consequente choque entre blocos continentais, com possível duplicação de crosta continental e preservação de raiz crustal. No contexto proposto neste trabalho, o Aulacógeno do Paramirim (estrutura distensional de ~1,7 Ga) está superimposto a uma zona de paleosutura (estrutura compressional). Nessa visão, possivelmente, a distensão responsável pela formação do aulacógeno aproveitou estruturas preexistentes, remobilizando falhas formadas durante o processo de suturação. Posteriormente, no Neoproterozoico, essas estruturas foram novamente remobilizadas durante a inversão do aulacógeno (Cruz e Alkmin, 2017). A imagem CCP da crosta no domínio da calha do Aulacógeno (Figura 5.1d) é relativamente “suave”, sugerindo crosta superior espessa, sem descontinuidades coerentes até profundidades próximas a 38 km, onde o alinhamento de fases aponta a existência de uma camada na base da crosta. A identificação do alinhamento de fases na imagem da Figura 5.1d, permite interpretar o limite crosta superior-inferior sob o perfil e inferir a existência de uma grande rampa separando a calha do Aulacógeno do domínio a leste (Figuras 5.1; 5.2).

Em síntese, e de acordo com os dados sísmicos ( $V_p$ ,  $V_p/V_s$ ,  $H$ ), mostra que o Aulacógeno do Paramirim se instalou na interface de contato entre dois blocos litosféricos continentais (os domínios oeste (~42 km e trend NNW-SSE) e leste (36 km e trend N-S)), superimposto à zona de (paleo)sutura entre eles. Valores de  $V_p/V_s \leq 1,70$  permitem sugerir que o embasamento do aulacógeno seja félsico (alto conteúdo de sílica). Adicionalmente, o espessamento crustal observado sob o aulacógeno pode ser interpretado por interdigitação da crosta superior desses dois blocos devida ao processo de suturação. Finalmente, hipóteses de presença de intrusões máficas em larga escala e de possível geração de crosta (litosfera) oceânica durante a distensão (formação do aulacógeno) não são suportadas pelos dados e resultados obtidos neste trabalho.



**Figura 5.2.** No topo é mostrado o perfil topográfico (linha preta) e Anomalia Bouguer (linha vermelha) com os limites geológicos. Abaixo a compilação dos resultados. Os valores mostrados correspondem a velocidade média da onda P (km/s) e a  $V_p/V_s$  obtida a partir dos métodos WARR, inversão CCP dos dados de FR. O traço (preto tracejado) na vertical é interpretado como sendo o limite entre os domínios. O traço (preto) descontínuo entre os 50 a 200 km é interpretado como bacia do Urucuia (que é amostrada em “zoom” juntamente com suas fases múltiplas negativasmarcadas (pontos vermelhos) e sua equação. Os traços (preto) entre as profundidades de 20 a 38 km são interpretados como sendo os limites de crosta inferior. As linhas tracejadas “preta” a partir de 0 a 85 km de extensão e 41 km de profundidade é interpretada pela técnica *Hk* como sendo a descontinuidade de Moho e à 50 km de profundidade entre os 400 a 475 km de esteção é mostrada a sutura imageada pela inversão CCP. As linhas cinza contínua representam as interfaces do modelo sísmico e as linhas tracejadas representam as incertezas das profundidades das interfaces.

## 5.2 Implicações para a história tectônica do Cráton do São Francisco

A litosfera da parte norte do Cráton do São Francisco é caracterizada por um amálgama de terrenos (blocos litosféricos) cujos limites geofísicos se correlacionam de forma quase direta com os limites geológicos de superfície (Figura 5.3). A região do aulacógeno ao longo do perfil sísmico entre Ibotirama e Seabra representa também a frente de contato entre domínios caracterizados por *trend* regional de direção N-S, situados a leste, e aqueles de direção NNW-SSE, situados a oeste. Em profundidade, a Moho apresenta um degrau de mais de 10 km (alcançando profundidades maiores do que 50 km), característico de espessamento de crosta em zona de sutura continental (Soares *et al.*, 2006; Soares *et al.*, 2018; Schmidt *et al.*, 2008).

A partir dos dados e resultados obtidos e apresentados segue uma proposta de colocação dos eventos que afetaram o Cráton do São Francisco ao longo de parte do tempo geológico:

i) Em ~2,1 Ga o paleocontinente do São Francisco passou por um período de amálgama de terrenos cuja maior expressão é o domínio arqueano situado no limite leste do perfil sísmico (Faixa Dobrada Itabuna-Salvador-Curaçá) que atualmente está aflorando e mostra Moho sob essa região de 36 km de profundidade, isso evidencia que o antigo orógeno colapsou (Figuras 5.2 e 5.3). A sutura da porção central do perfil, superimposta pelo Aulacógeno do Paramirim, é coeva ou mais nova que a Faixa Itabuna-Salvador-Curaçá, uma vez que representa o contato entre domínios tectônicos distintos. (i) Domínio com *trend* NNW-SSE,  $V_p = 6,47$  km/s situado a oeste e (ii) domínio com *trend* N-S e  $V_p = 6,38$  km/s situado a leste, esse do qual a Faixa Itabuna-Salvador-Curaçá faz parte (Figuras 5.2 e 5.3).

No domínio da Calha do Aulacógeno do Paramirim, a Moho mantém a raiz do (paleo)orógeno sugerindo uma estrutura preservada desde o fim do Paleoproterozoico. Essa relativa estabilidade pode ser estendida também para a região da Bacia do São Francisco, uma vez que essa região mantém as coberturas sedimentares e, onde encontra-se uma Moho em aproximadamente 40-42 km de profundidade, sugerindo que a crosta não tenha sido retrabalhada, nem afetada por ajustes isostáticos expressivos. O manto litosférico sob esses domínios é o mesmo

(a resposta gravimétrica Bouguer corrobora com essa interpretação – ver Figura 5.1a) e representa a porção mais estável do Cráton do São Francisco.

ii) Em 1,7-1,8 Ga o Paleocontinente do São Francisco experimentou período de distensão regional (tafrogênese) cujas maiores expressões são o Aulacógeno do Paramirim e o Rifte Araí, o segundo com expressão a oeste, no bloco Cavalcante-Natividade (Figura 2.2);

iii) De 1,6 Ga até ~900 Ma, o paleocontinente aparentemente ficou estável, o que só se justifica pela presença de um manto litosférico competente, provavelmente frio ( $V_p$  de 8,23 km/s – Soares *et al*, 2006) e certamente anídrico, o que conferiu surpreendente estabilidade ao longo do tempo geológico.

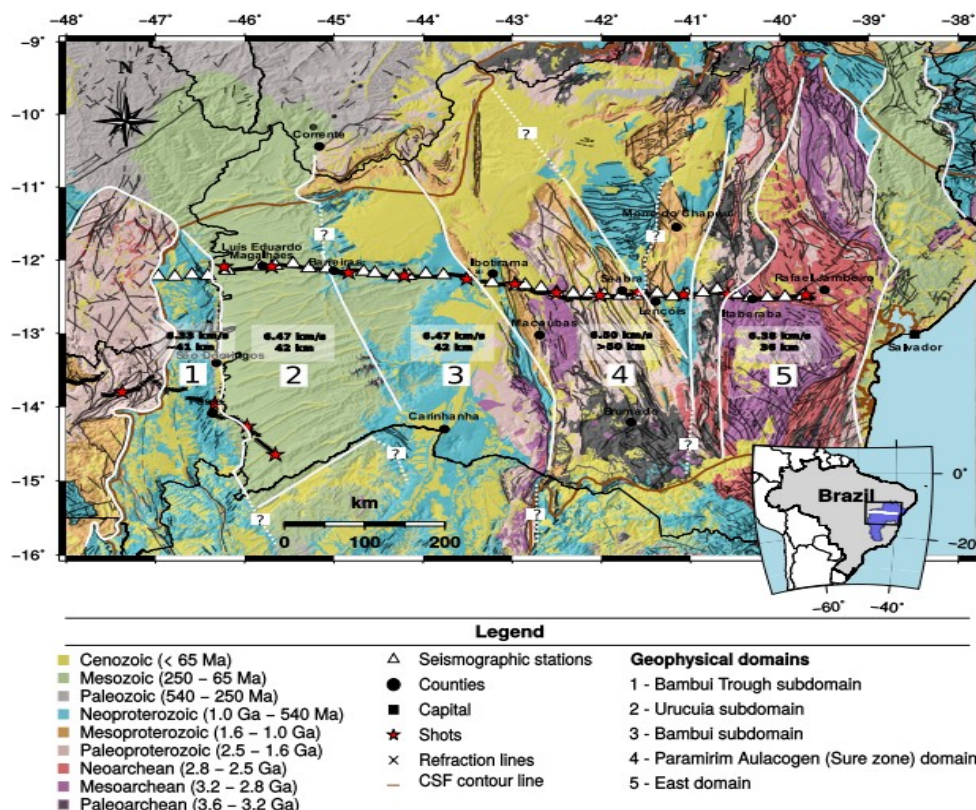
iv) No Cretáceo, a placa Sul-Americana foi submetida a esforços distensivos (~WNW-ESE) que culminaram na implantação do Oceano Atlântico Sul (~135 Ma - Pérez-Díaz e Eagles, 2014). Nesse processo o Cráton do São Francisco se separou do Cráton do Congo e a parte norte do Cráton do São Francisco (região de estudo) foi afetada podendo ser relacionadas aos locais de possíveis anisotropias nas regiões da crosta do domínio Urucuia e do domínio Arqueano observados na imagem em tempo dos dados de função do receptor (Figura 4.5). Essas anisotropias possivelmente estão relacionadas com os efeitos tectônicos promovidos no Cretáceo, principalmente marcando a implantação do graben associado ao subdomínio Urucuia. Apesar de ser vizinha ao Graben do Tucano e próxima à região de rompimento crustal, o domínio leste (Figura 5.3) não apresenta características de crosta afinada por estiramento (uma vez que sua crosta inferior é espessa), mas sim de crosta que passou por reajuste isostático e teve as coberturas e possivelmente parte do embasamento removidos pela erosão.

No Eocretáceo foram remobilizados preferencialmente os grandes limites N-S, dando origem ao Graben do Tucano e expondo (por isostasia) os blocos Gavião, Jequié, Serrinha e a Faixa Itabuna-Salvador-Curaçá ao longo de corredor N-S de aproximadamente 700 km de comprimento (Figura 5.3). Esse corredor apresenta embasamento exposto, Moho plana com 36 km de profundidade (crosta relativamente afinada) e manto possivelmente retrabalhado devido à implantação do Oceano Atlântico Sul. Os esforços distensivos horizontais geraram também reajustes isostáticos verticais relativos entre os blocos.

A parte oeste do cráton, a região da calha do Bambuí e do Bloco Cavalcante-Natividade também foram reajustados por movimentação relativa de blocos que já havia sido identificada por Soares *et al.* (2006). É possível interpretar que nessa fase também foram gerados o graben do Areado (direção NE-SW) e a Bacia do Abaeté (N-S) do Grupo Areado. Basicamente, as estruturas N-S sofreram transtensão e as NE-SW distensão.

No Neocretáceo, nos domínios 2 e 3 (Figura 5.2), com *trend* regional NNW-SSE (Figura 5.3) passou por pequeno reajuste isostático dando origem à Bacia do Urucuia (a norte) e à efusão do Grupo Mata da Corda (a sul). A Bacia do Urucuia é rasa (depocentro de ~800 m, Figura 5.2) e, aparentemente, foi gerada por fraturamento de cima pra baixo, sem expressão na crosta inferior e/ou na Moho.

Posteriormente, o subdomínio Urucuia foi remobilizado, apresentando basculamento vertical no sentido horário (em relação ao perfil observado) que soergueu seu limite oeste em relação à Calha do Bambuí (subdomínio 1 - Figura 5.2). Atualmente, o Grupo Urucuia está topograficamente mais alto e está sendo erodido. Neste trabalho, a rotação do subdomínio Urucuia é interpretada como relacionada ao degrau de ~3 km na Moho (210 km do perfil) (ver Figura 5.2).



**Figura 5.3.** Mapa da divisão geocronológica da porção norte do Cráton do São Francisco.

### 5.3. Sumário interpretativo do modelo geofísico

Em resumo, os resultados extraídos a partir da imagem CCP (Figura 5.1d) e do modelo geofísico-geológico interpretado (Figura 5.2) permitem listar as seguintes características da crosta sob o perfil norte do Cráton do São Francisco:

- subdomínio calha do Bambuí (número 1 – 0 a 85 km) - apresenta crosta estruturada. Os dados de função do receptor a partir da modelagem *Hk-stacking* revelam Moho de ~41 km de profundidade, Vp média de 6,3 km/s e Vp/Vs de 1,73, sugerindo assim, crosta de composição félsica para esse domínio. Alinhamento de fases entre 23-25 km de profundidade são interpretadas como sendo, o limite da crosta superior-inferior.
- subdomínio Urucuia (número 2 – 85 a 275 km) - observa-se (Figuras 4,4; 4,5; 5.1 e 5.2) a presença da Bacia do Urucuia na parte rasa. A bacia é identificada pelas fases múltiplas e sua profundidade máxima foi inferida em 800m (Figura 5.2). A Moho está em aproximadamente 42 km de profundidade, Vp média da crosta de 6,47 km/s e Vp/Vs de 1,74. Nesse domínio, devido às incertezas causadas pelas fases reverberadas na bacia, não foi possível interpretar o limite crosta superior-inferior.
- subdomínio Bambuí (número 3 – 275 a 400 km) - apresenta Moho com 42 km de profundidade, Vp média de 6,47 km/s e razão Vp/Vs de 1,76, destoante dos demais domínios. A ideia é que o alto valor da razão Vp/Vs possa ter uma contribuição expressiva dos calcários da parte rasa. Esse valor precisa ser mais bem detalhado pelos dados de refração. O limite da crosta superior-inferior foi estimado entre 19 e 22 km de profundidade.
- domínio calha do Aulacógeno do Paramirim (zona de sutura)( número 4 - 400 a 560 km do perfil) - configura-se em uma região de “fronteira” entre dois grandes paleocontinentes representados pelos grandes domínios à oeste (0–400 km) e à leste (560–800 km) do aulacógeno. A Moho nesse domínio ultrapassa os 50 km de profundidade, com destaque para a raiz crustal na posição 460 km do perfil (Figuras 5.1d e 5.2). Os valores de Vp média e razão Vp/Vs encontrados foram de 6,5 km/s e  $\leq 1,70$ , respectivamente. Vp/Vs menor que 1,73 indica composição félsica para esse domínio.

- domínio Leste (número 5 - 580 a 800 km) - caracterizado por Moho de aproximadamente 36 km de profundidade  $V_p$  média de 6,38 km/s e razão  $V_p/V_s$  de 1,74 a 1,78. Esse domínio apresenta anisotropia na crosta no seu extremo leste, embasamento exposto, Moho relativamente rasa (~36 km) e manto aparentemente rejuvenescido. Em conjunto, esses dados sustentam a ideia de que este bloco tenha sido descratonizado no Cretáceo.

## 6.CONCLUSÕES

A combinação de dados de refração sísmica profunda (WARR) e sismologia por meio da inversão CCP com análise de multipainéis se mostrou como uma abordagem robusta que permitiu a obtenção de modelos de velocidade  $V_p$ ,  $V_s$  ( $V_p/V_s$ ) e de uma imagem da crosta sob o perfil sísmico do norte do Cráton do São Francisco. A convergência entre os valores de  $V_p/V_s$  obtidos pela refração sísmica e pela inversão CCP corrobora a qualidade/confiabilidade do modelo P e das  $V_p/V_s$  obtidos;

As principais contribuições deste trabalho são:

1. A estrutura da crosta sob a Calha do Aulacógeno do Paramirim possui uma raiz profunda ( $> 50$  km) interpretada como uma zona de sutura paleoproterozoica ( $\sim 2.1$  Ga), que colocou lado a lado terrenos com *trend* tectônico e propriedades físicas distintas;
2. O Aulacógeno do Paramirim, de idade 1.8 Ga, instalou-se sobre essa antiga zona de sutura, possivelmente aproveitando estruturas herdadas;
3. Os subdomínios 2, 3 e 4 coincidem e/ou formam o núcleo cratônico (estável) do Cráton do São Francisco;
4. No Cretáceo, os esforços distensivos associados a abertura do Atlântico Sul, geraram movimentações em blocos na parte norte do Cráton do São Francisco. Preferencialmente, foram movimentadas estruturas N-S (transtração dextral) e NE-SW (distensão). Essas estruturas possuem a mesma direção do contorno da costa leste brasileira, reforçando, novamente a importância das estruturas herdadas na quebra continental;
5. A faixa N-S (domínio 5) formada pelos blocos Jequié, Serrinha e Faixa Itabuna-Salvador-Curaçá foi soerguida (provavelmente por reajuste isostático), erodida e o manto litosférico modificado, caracterizando a descratonização dessa região próxima a costa.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed.Beca. SP. pp. 17-34.
- ALKMIM, F.F.; MARTINS-NETO, M.A. 2012b. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the são francisco craton, eastern brazil: marine and petroleum geology, v. 33, p. 127139, doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011.
- ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton, Minas Gerais, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90, 29–58
- AMMON, C.J. 1991. **The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms** Bull. Seismol. Soc. Am.,81(1991), pp.2504-2510.
- AMMON, C.J.; RANDALL G.E.; ZANDT G.1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions, *Journal Geophysical Research*, 95, 15303-15318.
- AMMON, C. J. 1997. An overview of receiver-function analysis, obtido via internet: < <http://www.essc.psu.edu/~ammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>> Acesso: 06/07/2013.
- ASSUMPÇÃO, M.; M. AN.; M. BIANCHI.; G. FRANÇA.; M. ROCHA.; J. R. BARBOSA.; J. BERROCAL. (2004). Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the são francisco craton, central brazil, using receiver function, surface wave dispersion, and teleseismic tomography, *tectonophysics*, 388, 173–185.
- AZEVEDO, P. A.;ROCHA, M.P.;SOARES, J.E.P.;FUCK, R.A. Thin lithosphere between the Amazonian and Sao Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography. *GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL*, v. 201, p. 61-69, 2015.
- BALTAZAR, O.F.; ZUCCHETTI, M. (2007). Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews* 32: 471–499.
- BARBOSA J.S.F.; SABATÉ P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean segments of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais Academia Brasileira de Ciencias* 74: 343-359.
- BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geodynamic features: *Precambrian Research*, v. 133, p. 127, doi:10.1016/j.precamres.2004.03.001.
- BARBOSA, J.S.F.; BARBOSA, R.G. 2017. The Paleoproterozoic Eastern Bahia Orogenic Domain. In: M. Heilbron et al. (eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil, Regional Geology Reviews*, DOI 10.1007/978-3-319-01715-0\_4.

BRITO-NEVES, B.; CAMPOS-NETO, M.; FUCK, R. 1999. From rodinia to western gondwana: an approach to the brasiliano-pan african cycle and orogenic collage: episodes, v. 22, p. 155 166, doi:10.17576/mjas-2018-2203-22.

BERROCAL, J.;M. ASSUMPÇÃO.;N. CÔGO DE SÁ.;Y. MARANGONI.;R.A. FUCK.;M. PIMENTEL.; L.J.H. DÈL-REY SILVA(1999).Linhas de refração sísmica profunda, first annual report of the thematic project “estudos geofísicos e modelo tectônico dos setores central e sudeste da província tocantins, brasil central,” fundação de apoio a pesquisa do estado de são paulo,são paulo, brazil.

BERROCAL, J.; Y. MARANGONI.; N. CÔGO DE SÁ.; R. A. FUCK.; J.E.P. SOARES.; E. DANTAS.; F. PEROSI.; C. FERNANDES. 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in tocantins province, central brazil, *tectonophysics*, 388, 187–199.

BERNARDES R. B.; SOARES J.E.P.;LIMA M. V. A. G.; FUCK R. A.; VIANA A. R. cretaceous magmatic underplating and delamination beneath continental se brazil and their tectonic implications: evidence from the pabbrise wide-angle reflection and refraction seismic profile, *tectonophysics*, 856, 229856, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.229856>.

BERNARDES R. B. 2015. Dissertação de mestrado N° 357. Modelo de velocidade sísmica de ondas P da crosta e manto superior ao longo do perfil PABRISE, Estado de São Paulo.

BORGES, C. F.; SOARES, J. E. P. 2017. **Estrutura sísmica da crosta e manto litosférico da porção NE do Cráton do São Francisco**. Trabalho Final (Graduação em Geofísica) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

Bonvalot S, Balmino G, Briais A, Kuhn M, Peyrefitte A, Vales N, Biancale R, Gabalda G, Reinquin F, Sarrailh M (2012). World gravity map, in: BGI-CGMW-CNES-IRD (Ed.). Commission for the Geological Map of the World, Paris, p 8

CLAYTON and WIGGINS, 1976 R.W. CLAYTON.; R.A. WIGGINS. **Source shape estimation and deconvolution of teleseismic bodywaves** geophys. J. R. Astron. Soc., 47 (1976), pp.151-177, 10.1111/j.1365-246X.1976.tb01267.x.

COELHO, J.C.; MARTINS-NETO, M.A.; MARINHO, M.S. 2008. Estilos estruturais e evolução tectônica da porção mineira da bacia proterozoica do São Francisco: Revista Brasileira de Geociências, v. 38, p. 149 165, doi:10.1306/74D715C3-2B21-11D7-8648000102C1865D.

CAMPOS-NETO, M. 2000. Orogenic systems from sw-gondwana: an approach to brazilianopan african cycle and orogenic collage in se-brazil, in: tectonic evolution of south america, 31st international geological congress, rio de janeiro, v. 1, p. 335365.

CRUZ, SIMONE CERQUEIRA PEREIRA, and FERNANDO F. ALKMIM. "The Paramirim Aulacogen." *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Springer, Cham, 2017. 97-115.

CRUZ, S. C. P.; ALKMIM, F. F. 2007. A história de inversão do aulacógeno do Paramirim contada pela sinclinal de Ituaçu, extremo sul da Chapada Diamantina (BA). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 37, n.4. Suplemento.

CRUZ, S. C. P.; ALKMIM, F. F. 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí belt, São Francisco Craton Region, Eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78 (1), 151–174.

CRUZ, S. C. P.; ALKMIM, F. F. 2017. The Paramirim Aulacogen. In: M. Heilbron et al. (eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil, Regional Geology Reviews*, DOI 10.1007/978-3-319-01715-0\_6.

CRUZ M.F 2022. Dissertação de mestrado. IMAGEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO CRUSTAL DA BACIA DO PARANÁ AO LONGO DO PERFIL SÍSMICO PABBRISSE, SE DO BRASIL, Universidade de Brasília, IG, Brasília-DF.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia e sedimentação da bacia sanfranciscana: uma revisão, *revista brasileira de geociências*, 1997.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE M. A. 1997b. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, 27(3):257-282.

CAMPOS, J.E.G & DARDENNE M.A. 1997a. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Rev. Bras. Geoc.*, 27(3):283-294.

CHRISTENSEN, N.I. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*, 101:3139-3156.

ČERVENÝ, V.; MOLOTKOV, J.; PŠENČÍK, I. 1977. *Ray Methods in Seismology*. Charles University, Prague.

ČERVENÝ V. 2001. *Seismic Ray Theory*. Cambridge Univ. Press, Cambridge. p. 724. ČERVENÝ, V.; MOLOTKOV, I.A.; PŠENČÍK, I. 1977. *Ray Method in Seismology*. Charles Univ. Press, Praha. 214 pp.

DORR, J.V.N II. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.

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.

FRASSETTO, A.; ZANDT, G.; GILBERT, H.; OWENS, T. J.; JONES, C. H. 2011. Structure of the Sierra Nevada from receiver functions and implications for lithospheric foundering. *Geosphere*, 7(4), 898-921.

FRAGOSO, D. G. C. (2011) Geologia da região de Presidente Olegário e evolução tectono-sedimentar do Grupo Areado, Eocretácio da Bacia Sanfranciscana, Minas Gerais. Dissertation, Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG).

FIGUEIREDO, M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, n. 2, p. 131- 145.

FREIRE, E.; SOARES, J. E. P. 2015. Espessura e razão de Poisson da crosta da porção norte do Cráton do São Francisco: uma aproximação por função do receptor em estações sismográficas de período curto. Trabalho Final do curso de Geofísica, IG/UnB.

FOWLER, C. M. R. The solid earth: an introduction to global geophysics. Cambridge University Press, 2005.

GREEN, R. 1974. The seismic refraction method – A review. *Geoexploration*, 12, p. 259-284.

GOLDSTEIN, P.; DODGE, D.; FIRPO, M. 1999. SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologist and engineers: UCRLJC-135963, Invited Contribution to the IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology.

IGLESIAS, MARIO.; UHLEIN, ALEXANDRE. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Brazilian Journal of Geology*, v. 39, n. 2, p. 256-266, 2009.

INÁCIO J. C. G. 2023. Trabalho de graduação. Descontinuidade sísmica no manto litosférico sob a bacia do Parnaíba: uma aproximação por reflexões múltiplas de alto ângulo, Universidade de Brasília-UnB, Instituto de Geociências, Laboratório de Estudo da Litosfera. Brasília-DF.

HOLBROOK, W.S.; MOONEY, W.D.; CHRISTENSEN, N.I. 1992. The seismic velocity structure of the deep continental crust. *Cont. Low. Crust* 1–43.

HEINECK, C.A.; LEITE, C.A.S.; SILVA, M.A.; VIEIRA, V.S. 2003. Mapa Geológico de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte.

KVARVEN, T.; MJELDE, R.; HJELSTUEN, B.O.; FALEIDE, J.I.; THYBO, H.; FLUEH, E.R.; MURAI, Y. 2016. Crustal composition of the Møre Margin and compilation of a conjugate Atlantic margin transect. *Tectonophysics* 666, 144–157. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.11.002>

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. Geofísica de exploração. Oficina de textos, 2009.

LANA, C.; ALKMIM, F.F.; ARMSTRONG, R.; SCHOLZ, R.; ROMANO, R. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research* 231: 157–173.

LANGSTON, C. A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Wiley Online Library, v. 84, n. B9, p.4749–4762.

LASKE, G.; MASTERS, G.; MA, Z.; PASYANOS, M. 2013. Update on CRUST1. 0—A 1-degree global model of Earth's crust. In: *Geophys. Res. Abstr. EGU General Assembly Vienna, Austria*, p. 2658.

LIMA, M. V. A. G.; BERROCAL, J.; SOARES, J.E.P.; FUCK, R.A. 2015. Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema province evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, p. 335-349.

MUSSACCHIO, G.; MOONEY, W.D.; LUETGERT, J.H.; CHRISTENSEN, N.I. 1997. Composition of the crust in the Grenville and Appalachian provinces of North America inferred from VP/VS ratios. *Journal of Geophysical Research*, 102:15225-15241.

MJELDE, R.; RAUM, T.; DIGRANES, P.; SHIMAMURA, H.; SHIOBARA, H.; KODAIRA, S. 2003. Vp/Vs ratio along the Vøring Margin, NE Atlantic, derived from OBS data: Implications on lithology and stress field. *Tectonophysics* 369, 175–197. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00198-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00198-7).

MJELDE, R.; KVARVEN, T.; FALEIDE, J.I.; THYBO, H. (2016). Lower crustal high-velocity bodies along North Atlantic passive margins, and their link to Caledonian suture zone eclogites and Early Cenozoic magmatism. *Tectonophysics* 670, 16–29. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.11.021>.

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.

NASCIMENTO, B. V.; SOARES, J. E. P. 2016. Estrutura da crosta da porção norte do Cráton São Francisco: aproximação por função do receptor em estações sismográficas de período curto, PIBIC/2015-2016. Rios, D. C. Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: geocronologia e litogeoquímica. 2002. 239 f.. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARE, A. C.; SILVA, L. C.; ALKMIM, F. F. (2007). O embasamento arqueano e paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos* 15(1): 17–23.

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: 17783-7795.

OGDEN, C. S.; BASTOW, I. D.; GILLIGAN, A.; & RONDENAY, S. 2019. A reappraisal of the H– $\kappa$  stacking technique: implications for global crustal structure. *Geophysical Journal International*, 219(3), 1491-1513.

PINHO, J. M. M. (2008). Mapa Geológico da Folha Belo Horizonte, Escala 1:100.000. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte.

Pérez-Díaz e Eagles. 2014. Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data *Tectonics*, 33 (2014), pp. 1848-1873, DOI 10.1002/2014TC003644

QUEIROZ, D. S. D. 2019. Transecta sísmica NS através do depocentro da Bacia do Parnaíba: aproximação por função do receptor e CCP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.

ROCHA, M. P.; AZEVEDO, PAULO ARAÚJO DE ; ASSUMPÇÃO, M.; PEDROSA-SOARES.; ANTÔNIO CARLOS ; FUCK, REINHARDT ; VON HUELSEN, MONICA GIANNOCARO. Delimiting the Neoproterozoic São Francisco Paleocontinental Block with P-wave traveltimes tomography. *GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL*, v. 219, p. 633-644, 2019.

REIS, H. L. S.; ALKMIM, F.F. 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: the três marias salient, são francisco basin, brazil: marine and petroleum geology, v. 66, p. 711 731, doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.07.013.

REIS H. L. S. 2011. Estratigrafia e tectônica da bacia do são francisco na zona de emanções de gás natural do baixo rio indaiá (mg). Dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP).

ROMANO, R.; LANA, C.; ALKMIM, F. F.; STEVENS, G.; ARMSTRONG, R. 2013. Stabilization of the southern portion of the São Francisco craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research* 224: 143–159.

Santana, T. M.; Soares, J. E. P. 2018. Modelagem Sísmica da Litosfera da porção norte do Cráton São Francisco: aproximação por tomografia sísmica de reflexão. Trabalho Final do curso de Geofísica, IG/UnB.

SGARBI, G. N. C. (2011a). Sedimentação do cretáceo inferior na bacia sanfranciscana: o grupo areado. In: Pedrosa-Soares AC, Noce CM, Voll E, Kuchenbecker M, Reis HLS, Fragoso, DGC (eds) Projeto Alto Parnaíba. CODEMIG-UFMG, Belo Horizonte.

SGARBI, P. B. A. (2011B). Magmatismo do cretáceo na região sudoeste da bacia sanfranciscana: o grupo mata da corda.. In: Pedrosa-Soares, A. C.; Noce, C. M. Voll E, Kuchenbecker M, Reis H. L. S.; Fragoso, D. G. C. (eds) Projeto Alto Parnaíba. CODEMIG-UFMG, Belo Horizonte.

SGARBI, G. N. C.; SGARBI, P. B DE A.; CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A.; PENHA, U. C. (2001). Bacia Sanfranciscana: O registro Fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: Pinto CP, Martins-Neto MA (eds) Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. Sociedade Brasileira de Geologia (SBG) – Núcleo MG, Belo Horizonte.

SOARES, J. E. P., STEPHESON, 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.

SOARES, J.E.P.; BERROCAL, JESUS ANTONIO ; FUCK, R.A.; MOONEY, W.D.; VENTURA, DHÉBORA B R. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 111, p. 302-333, 2006.

SOARES, J.E.P. 2005. Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Tese de doutorado, n. 73. Brasília. p. 128.

SOARES, J.E.J. BERROCAL.; R.A. FUCK (2003), seismic crustal structure in central brazil, paper presented at eighth international congress of the geophysical, soc. Brasileira de Geofís., Rio de Janeiro, Brazil.

SCHIFFER, C.; DE LIMA, M. V.; SOARES, J.E.P; STEPHENSON, R.; DE ARAUJO, V.C.; LIMA, F.T.; FUCK, R.A. 2021. Vp/Vs ratios in the Parnaíba Basin from joint active-passive seismic analysis–Implications for continental amalgamation and basin formation. Tectonophysics, 801, 228715.

SCHIFFER, C.; BALLING, N.; JACOBSEN, B. H.; STEPHENSON, R. A.; NIELSEN, S. B. 2014. Seismological evidence for a fossil subduction zone in the East Greenland Caledonides. *Geology*, 42(4), 311-314.

SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J.; VAN SCHMUS, W.R.; PASSCHIER, C.W. 2008b. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., BRITO NEVES, B.B. & DE WIT, M.J. (eds) West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. Geological Society, London, Special Publications, 294: 279-296

HEILBRON, MONICA.; CORDANI, UMBERTO G.; ALKMIN, FERNANDO F. **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent.** Regional Geology Reviews, Springer, 2017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0>. Acesso em: 29 jun. 2023.

SHEARER, P. M. Introduction to seismology. Cambridge university press, 2019.

Schmitz et al., 2008 M. Schmitz, J. Avila, M. Bezada, E. Vieira, M. Yáñez, A. Levan-  
der, C.A. Zelt, M.I. Jácome, M.B. Magnani Crustal thickness variations in Venezuela  
from deep seismic observations *Tectonophysics*, 459 (2008), pp. 14-26

SCHOBENHAUS, C. (1996). As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo  
Onofre, estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociên-  
cias* 26(4): 265–276.

TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A., 2000,  
Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil:  
Tectonic Evolution of South America, p. 101 137.

TEIXEIRA, W.; OLIVEIRA, E.P.; MARQUES, L.S., 2017. Nature and Evolution of the  
Archean Crust of the São Francisco Craton. In: M. Heilbron et al. (eds.), São  
Francisco Craton, Eastern Brazil, *Regional Geology Reviews*, DOI 10.1007/978-3-  
319-01715-0\_3.

WEI, X.; RUAN, A.; ZHAO, M.; QIU, X.; WU, Z.; NIU, X.; (2015). Shear wave velocity  
structure of Reed Bank, southern continental margin of the South China Sea.  
*Tectonophysics* 644, 151–160. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.01.006>

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

ZANDT G.; MYERS S. C.; WALLACE T. C. 1995. Crust and mantle structure across  
the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37± latitude and implications for  
Cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 100: 10529-  
10548.

ZELT, C.A.; SMITH, R. M. 1992. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity  
structure. *Geophysical International Journal*, 108. p. 16-34.

ZHAO, B.; ZHANG, Z.; BAI, Z.; BADAL, J.; ZHANG, Z. (2013). Shear velocity and  
Vp/Vs ratio structure of the crust beneath the southern margin of South China  
continent. *J. Asian Earth Sci.* 62, 167–179. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.08.013>.

ZHU, L.; KANAMORI, H. 2000. Moho depth variation in southern California from tele-  
seismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 105, n.  
B2, p. 2969-2980.

## **APÊNDICE A – PROCESSAMENTO DOS DADOS DE FR PARA AS ESTAÇÕES SISMOGRÁFICA**

Este material é fornecido para a dissertação intitulada “IMAGEM SÍSMICA DA CROSTA DA PARTE NORTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO: **Aproximação por função do receptor, reflexão de alto ângulo e inversão CCP,**” de co-autoria de Erverlon Bruno da Paixão Chaves e José Eduardo Pereira Soares.

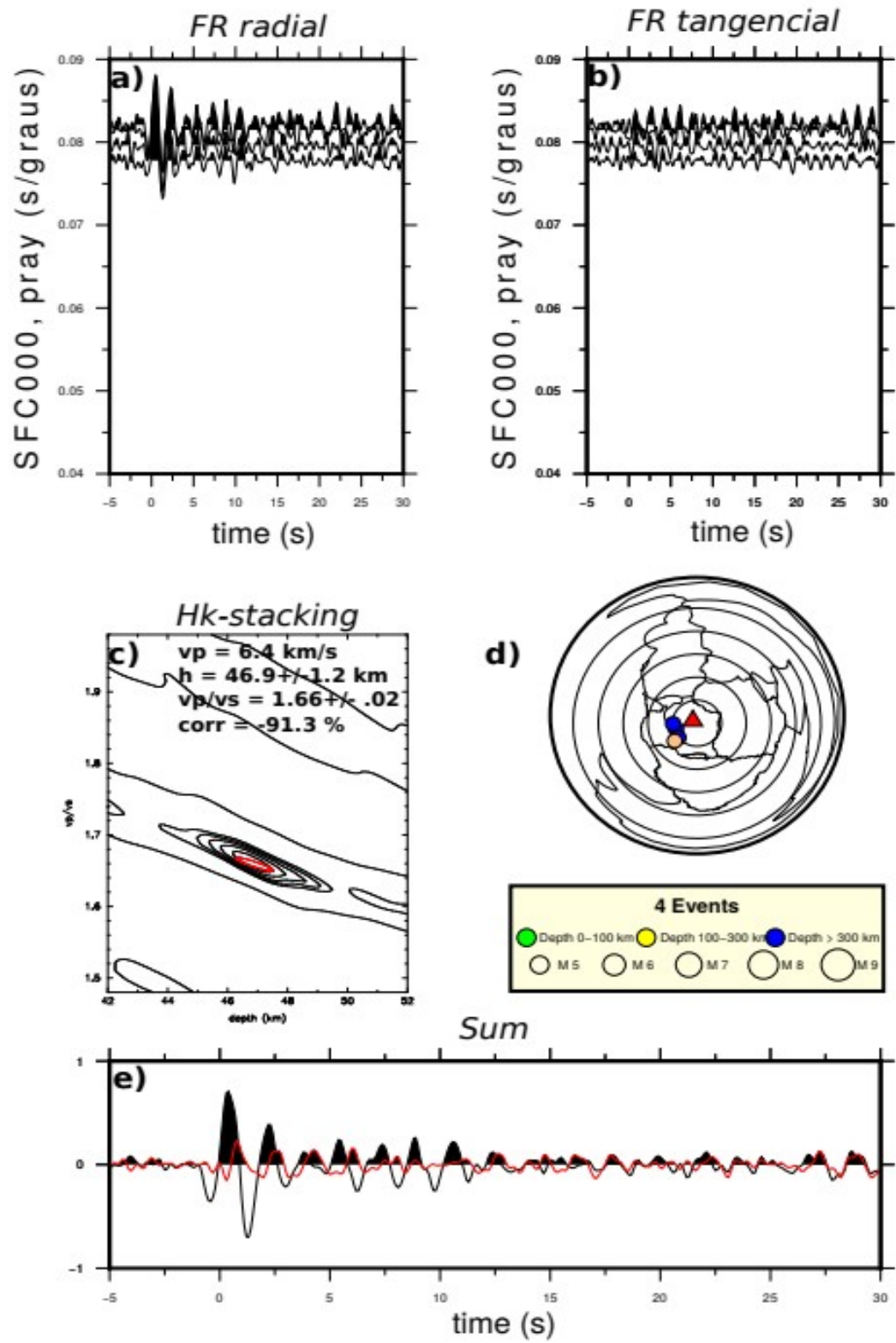
Este material inclui o seguinte item:

- I. Conjunto de dados final com os resultados de FR para todas as 38 estações sismográfica que foram implantadas ao longo do Perfil Norte do Cráton do São Francisco

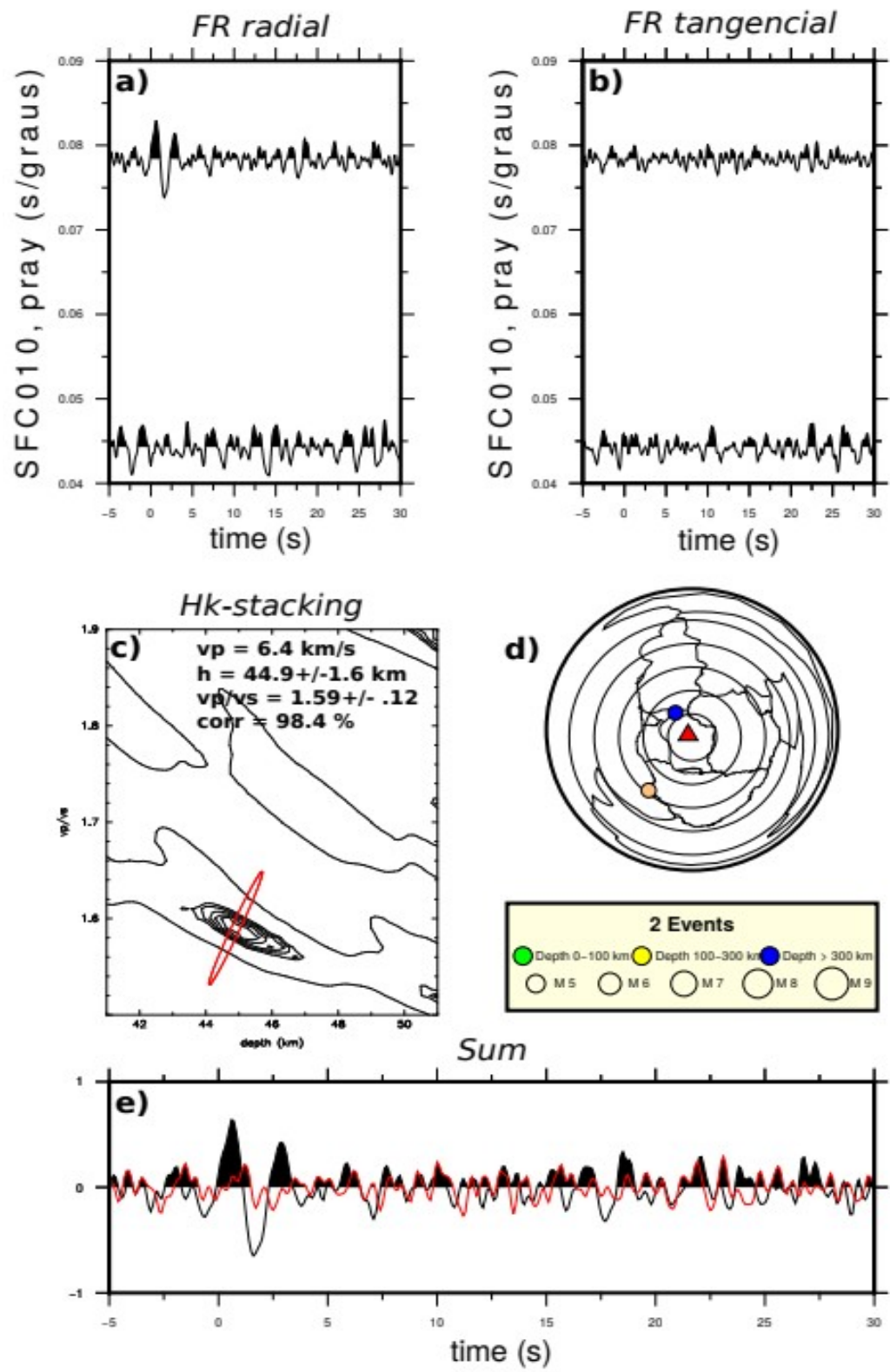
Informações dos quadros SFC000 – SFC390 (a – e):

- a) Traços empilhados de função do receptor radial;
- b) Traços empilhados de função do receptor tangencial;
- c) Estimativa da espessura e razão  $v_p/v_s$  sob a estação sismográfica, obtidos pelo método *Hk-stacking*;
- d) Quantidade e posicionamento dos telessismos;
- e) Soma dos traços radiais (em preto) e traços tangenciais (em vermelho).

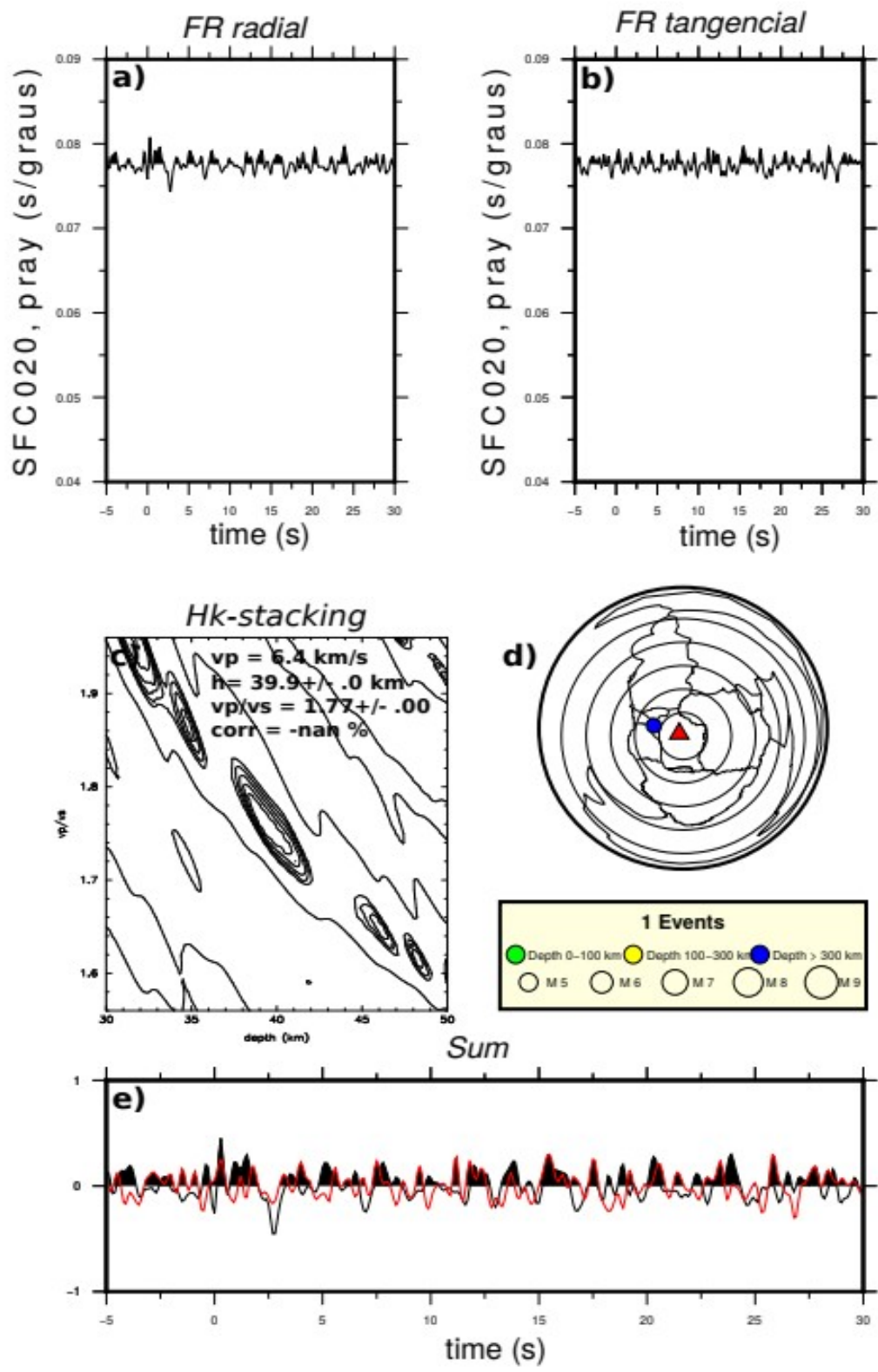
SFC000



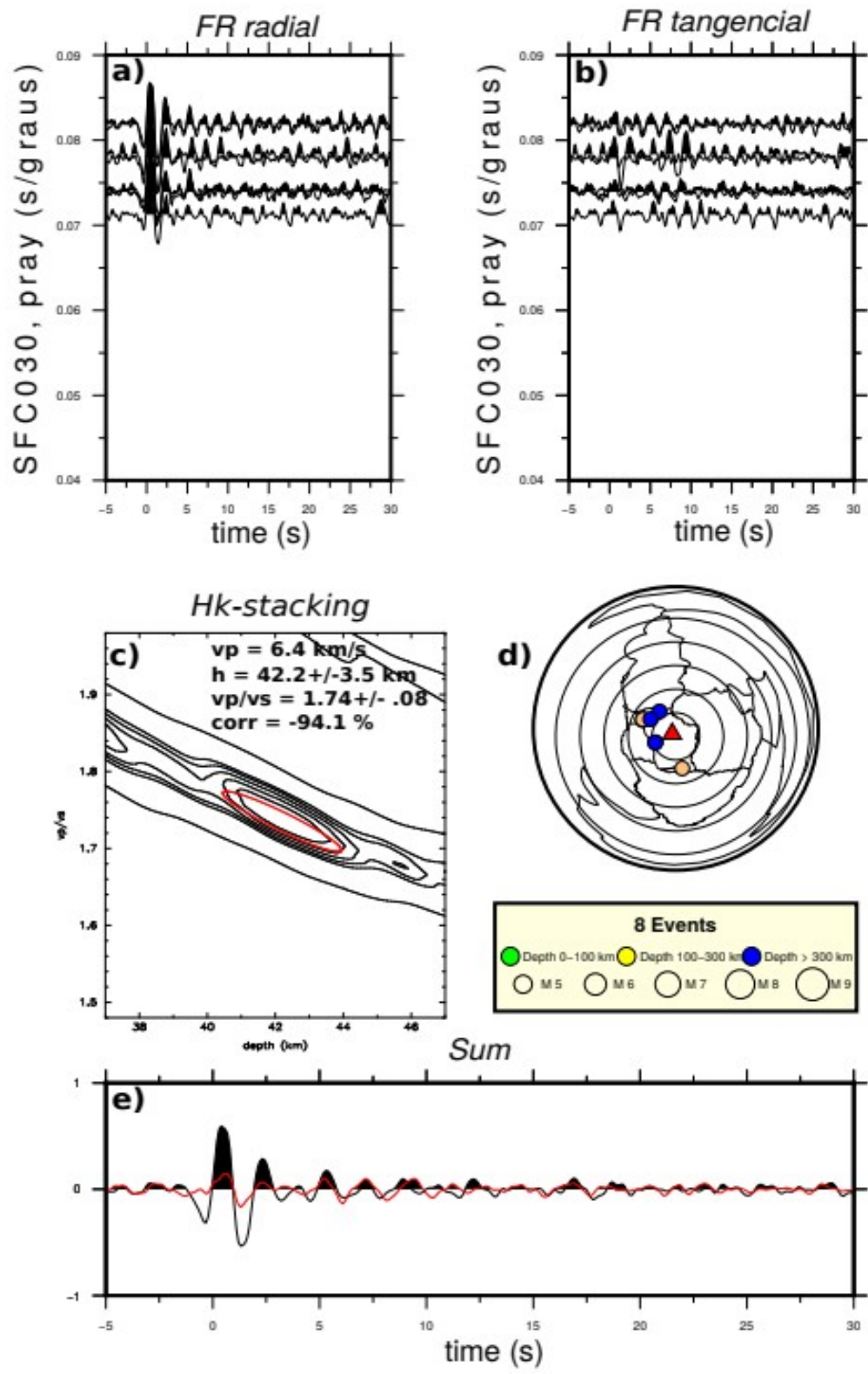
SFC010



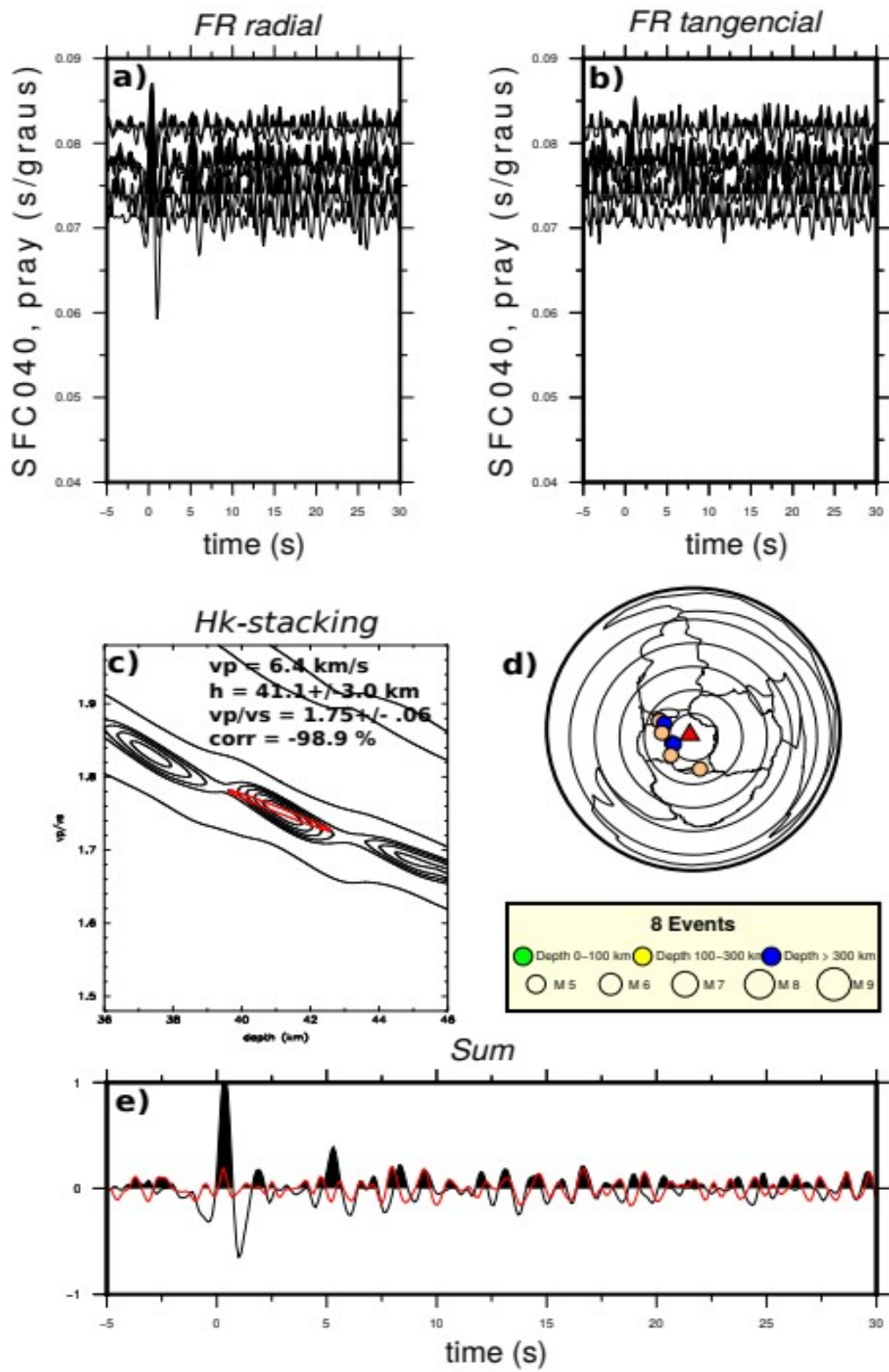
SFC020



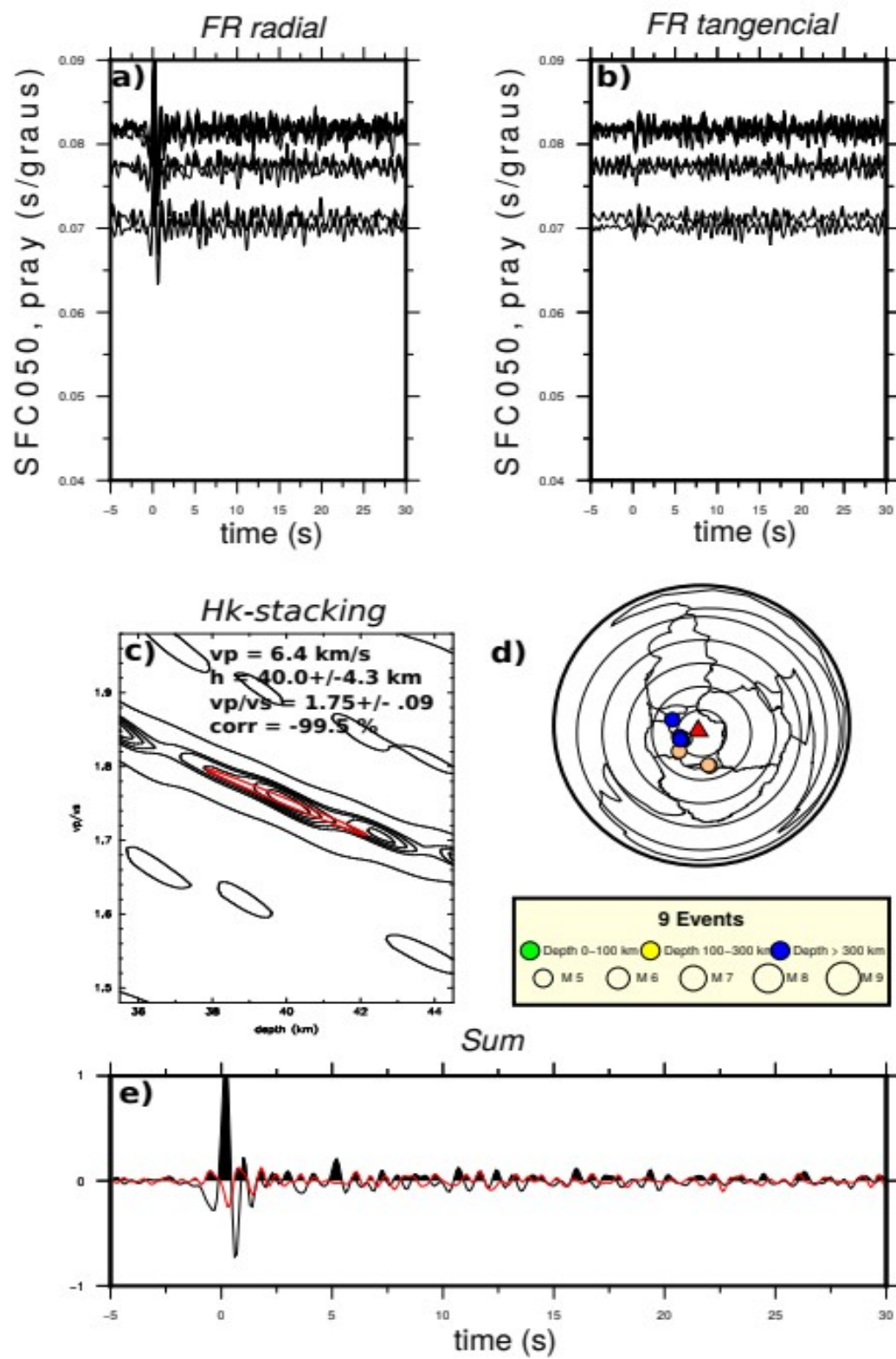
SFC030



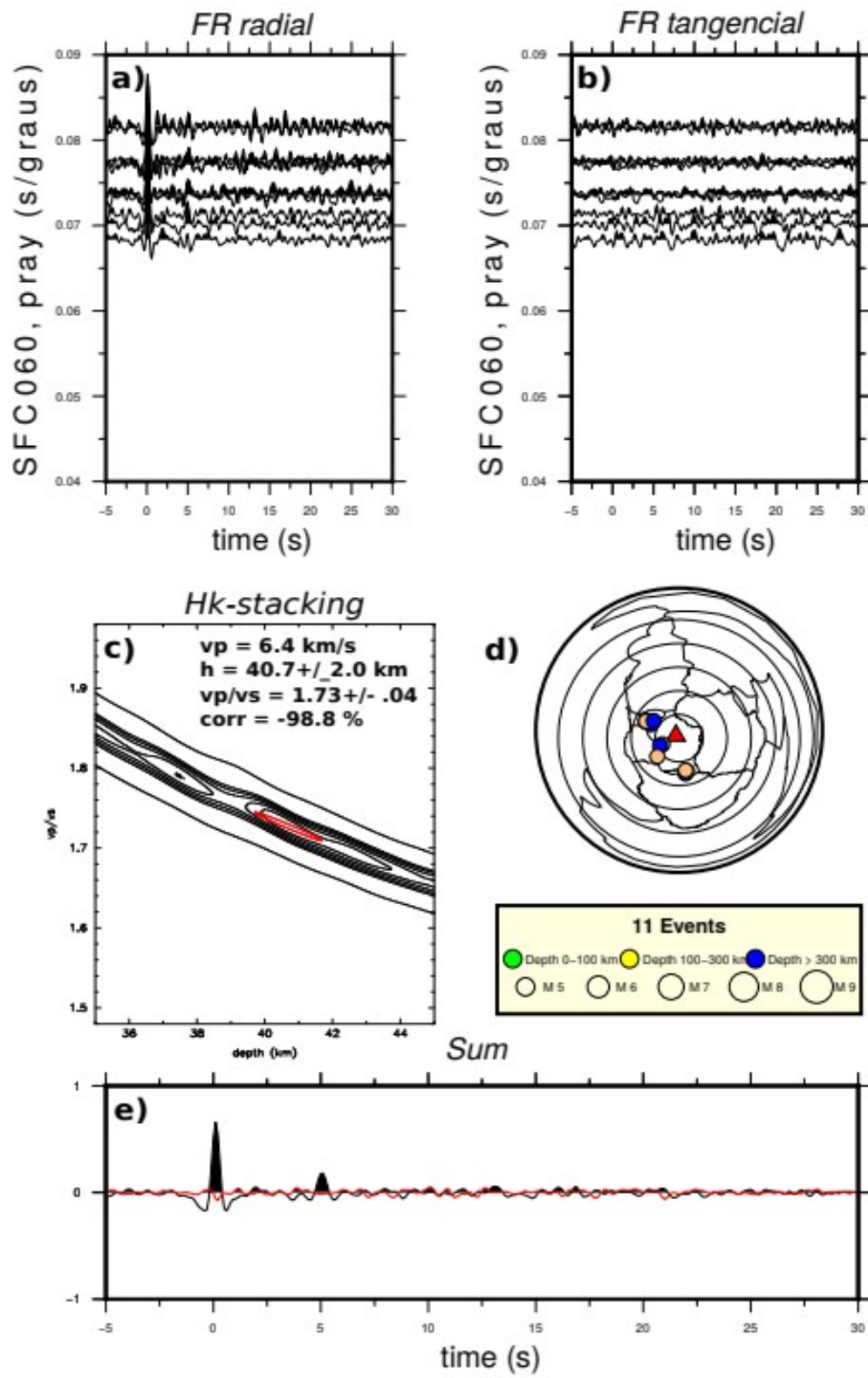
## SFC040



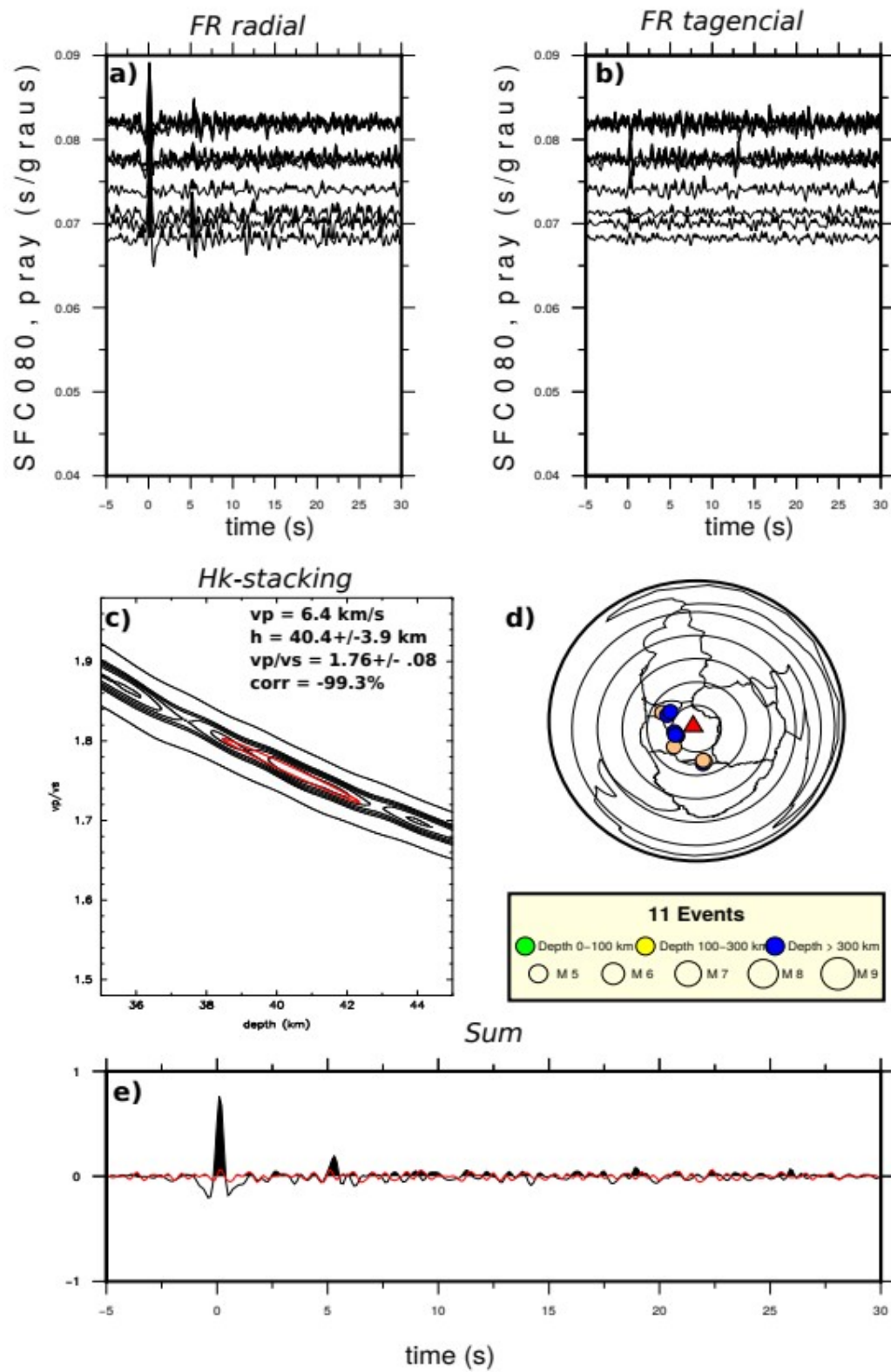
## SFC050



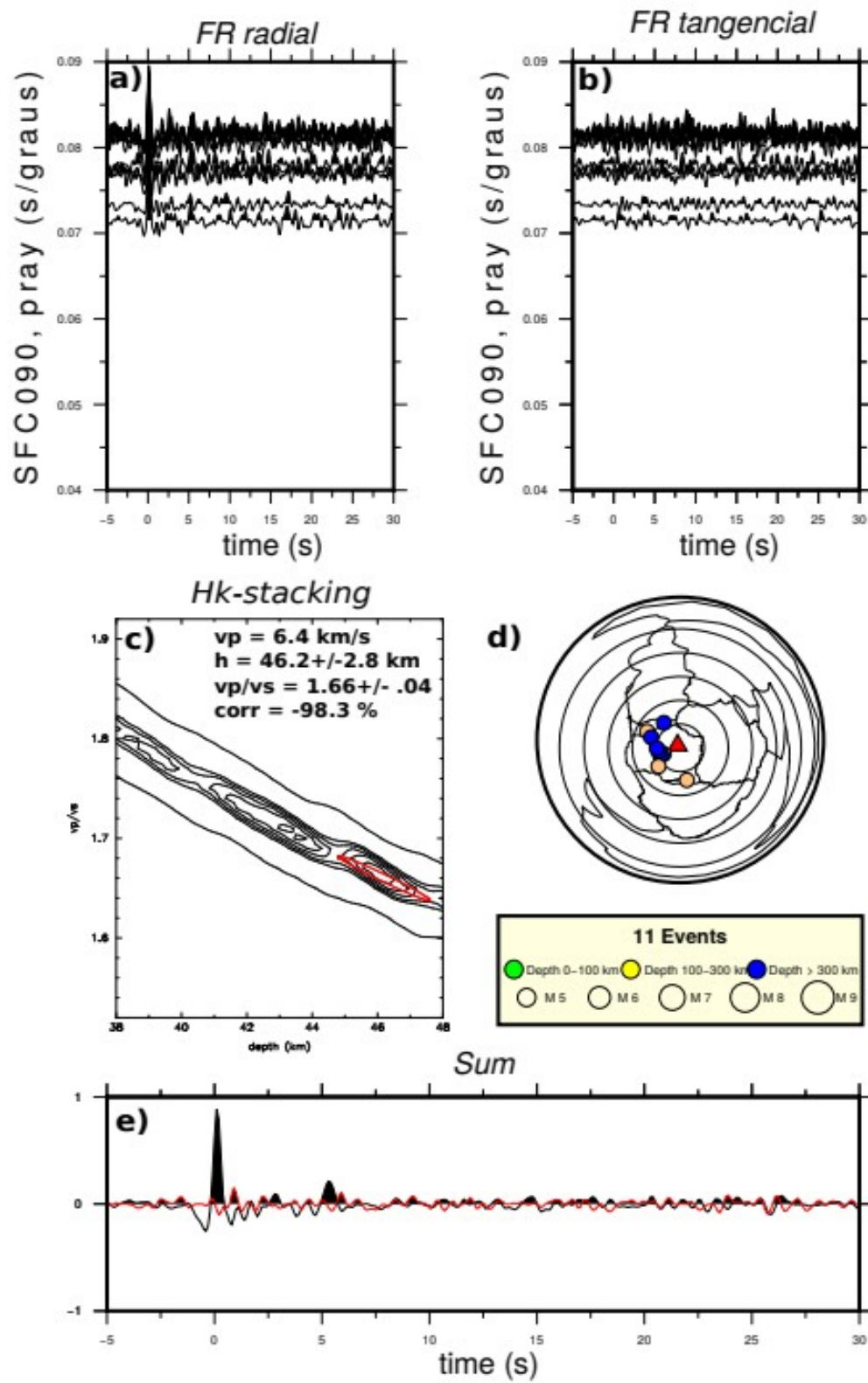
## SFC060



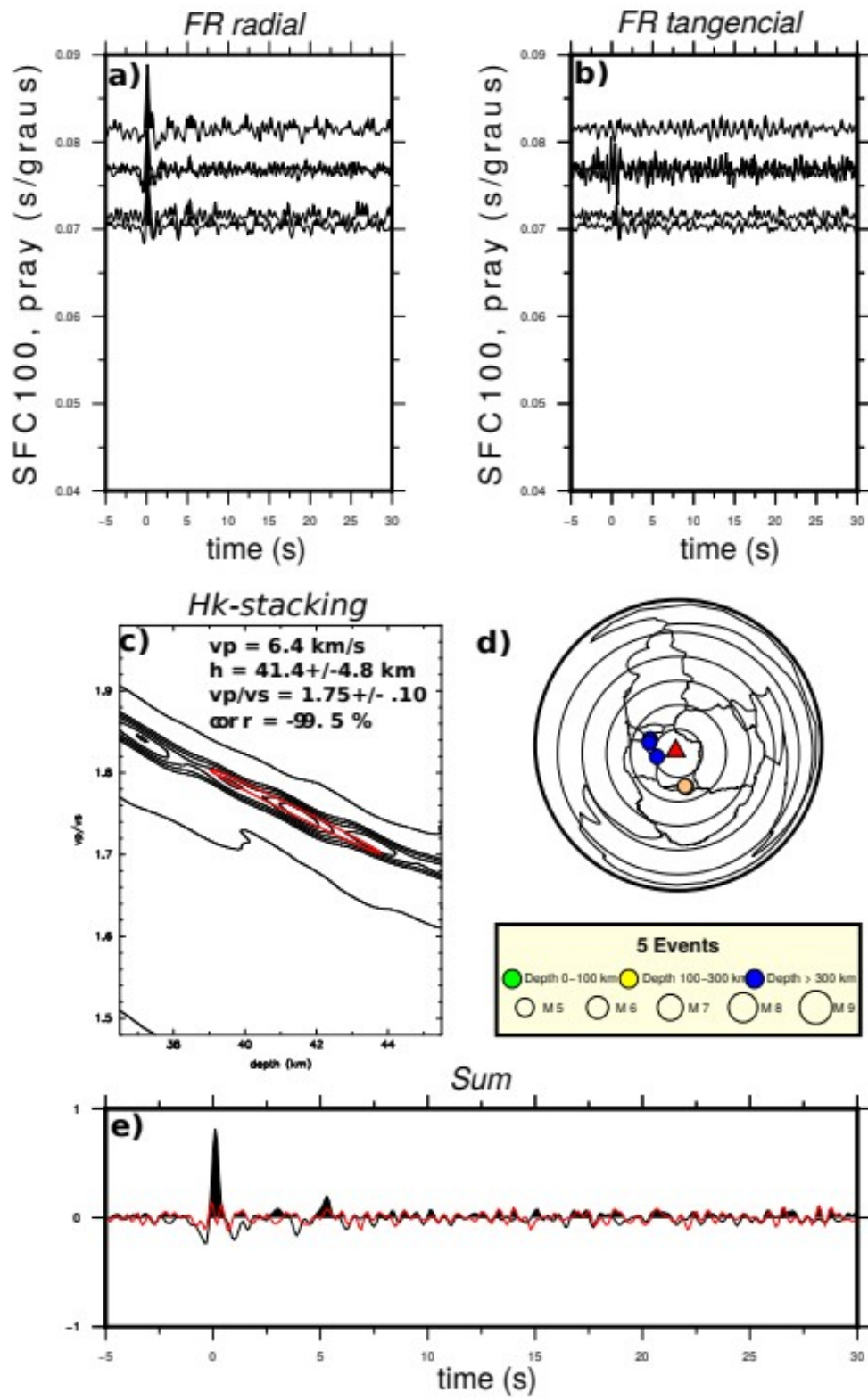
## SFC080



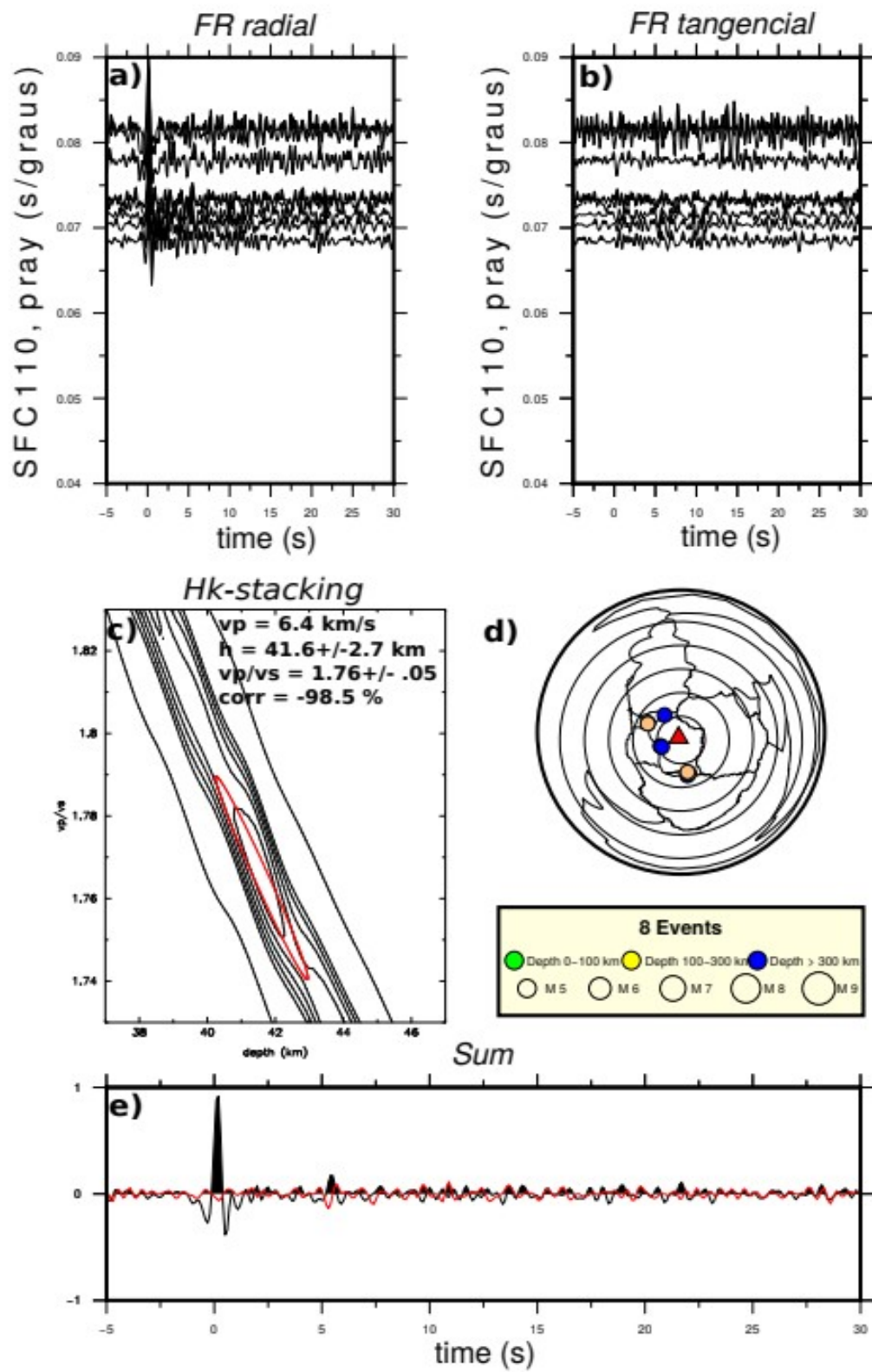
## SFC090



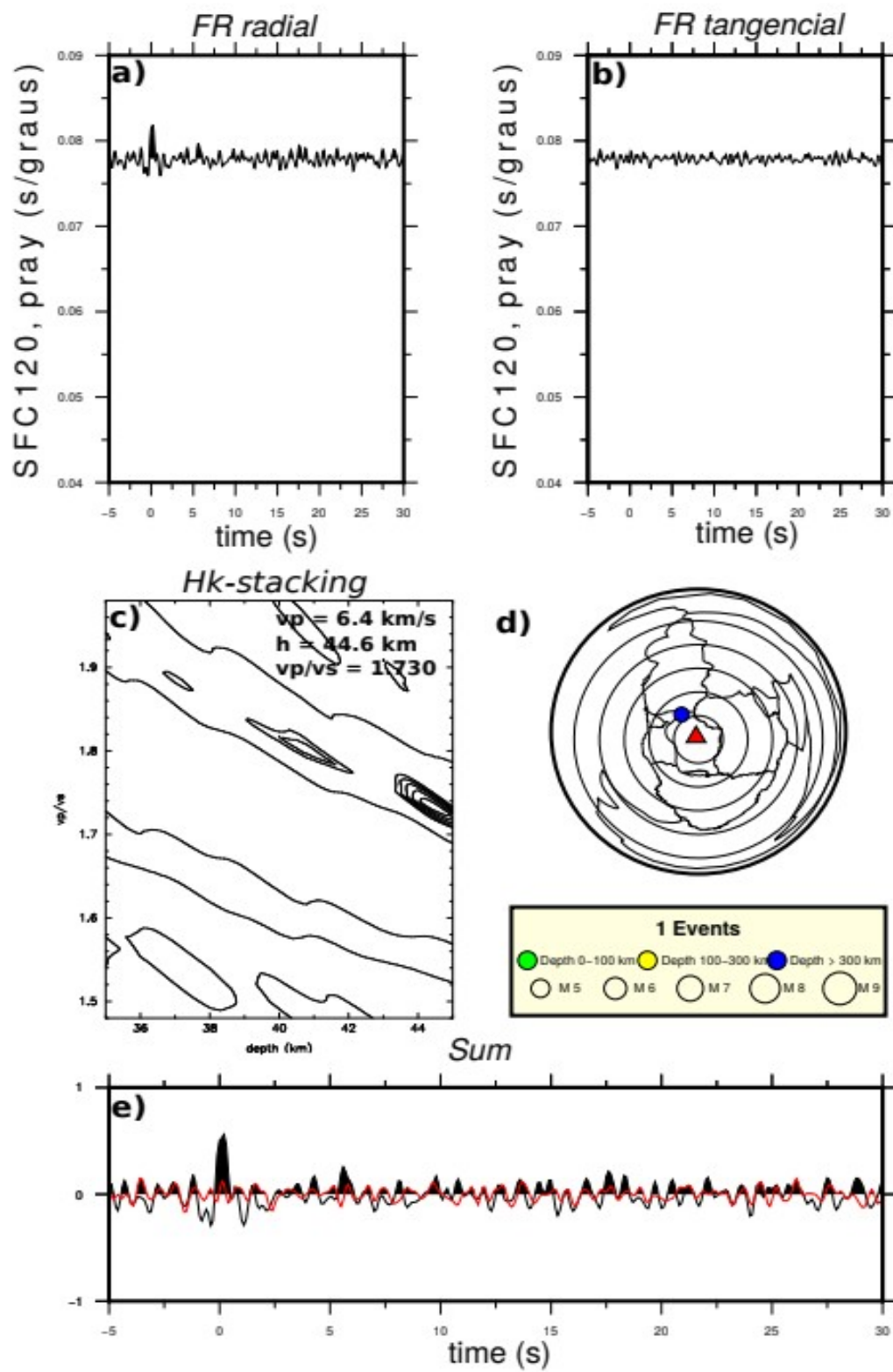
## SFC100



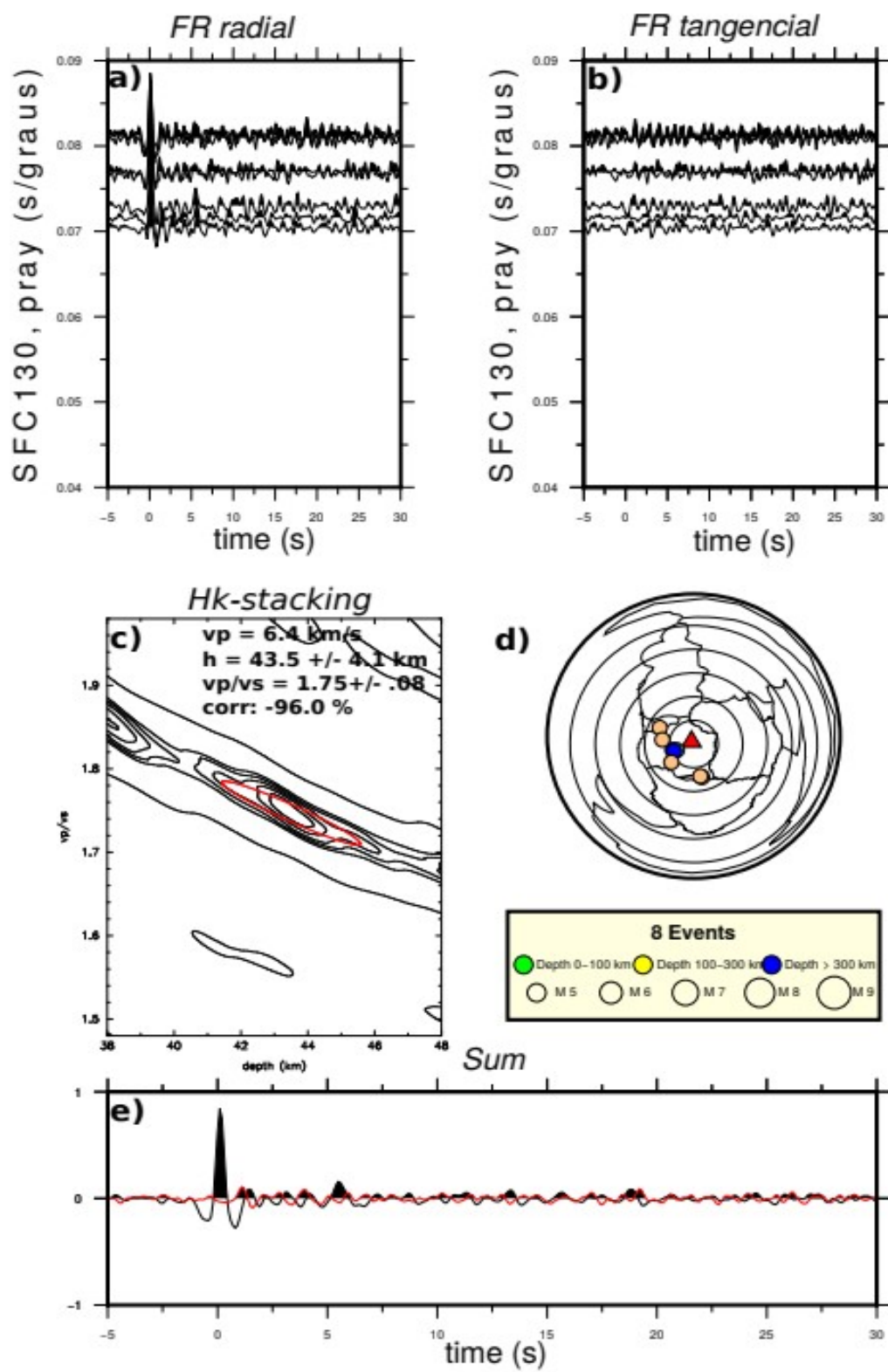
SFC110



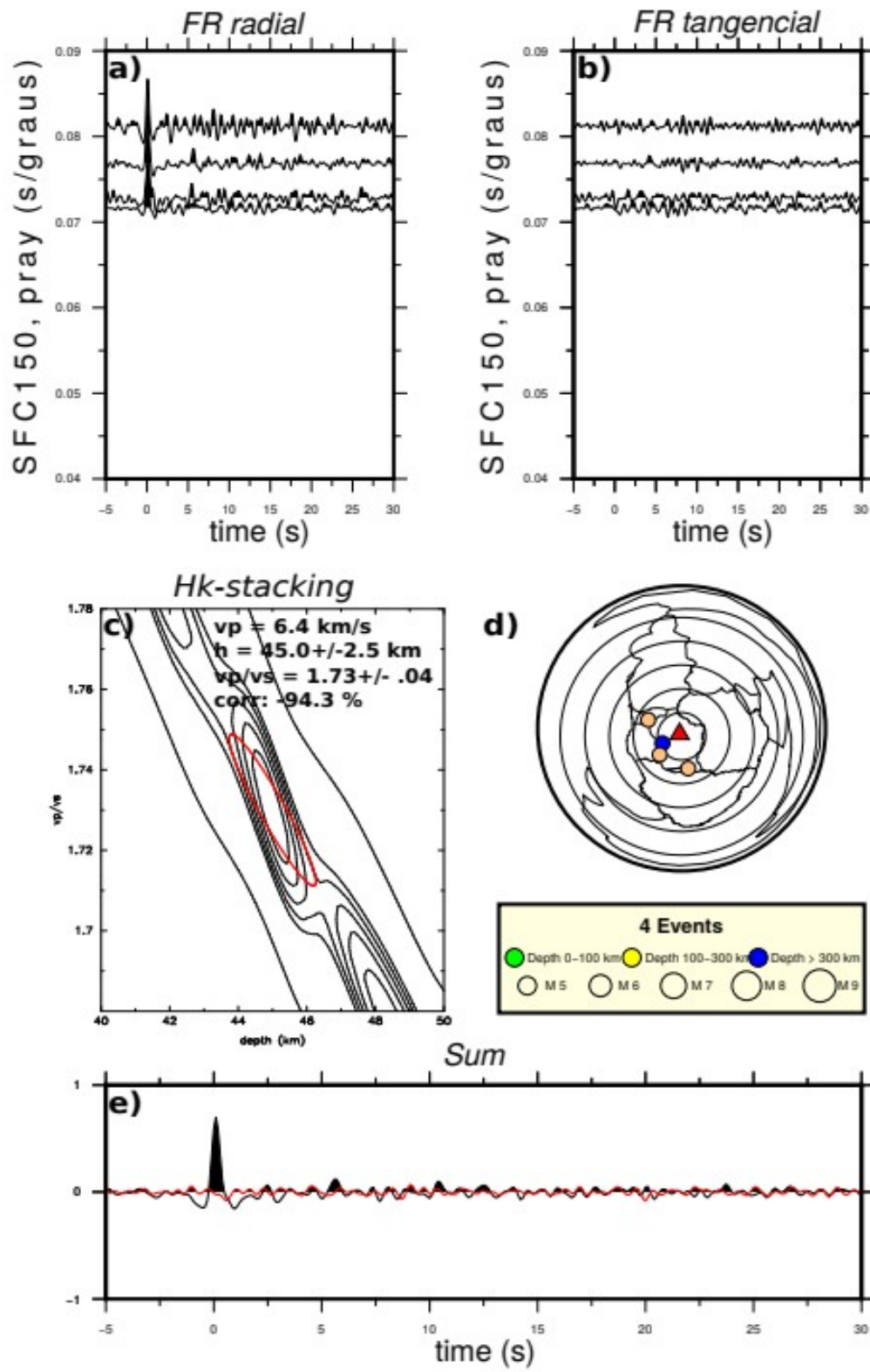
## SFC120



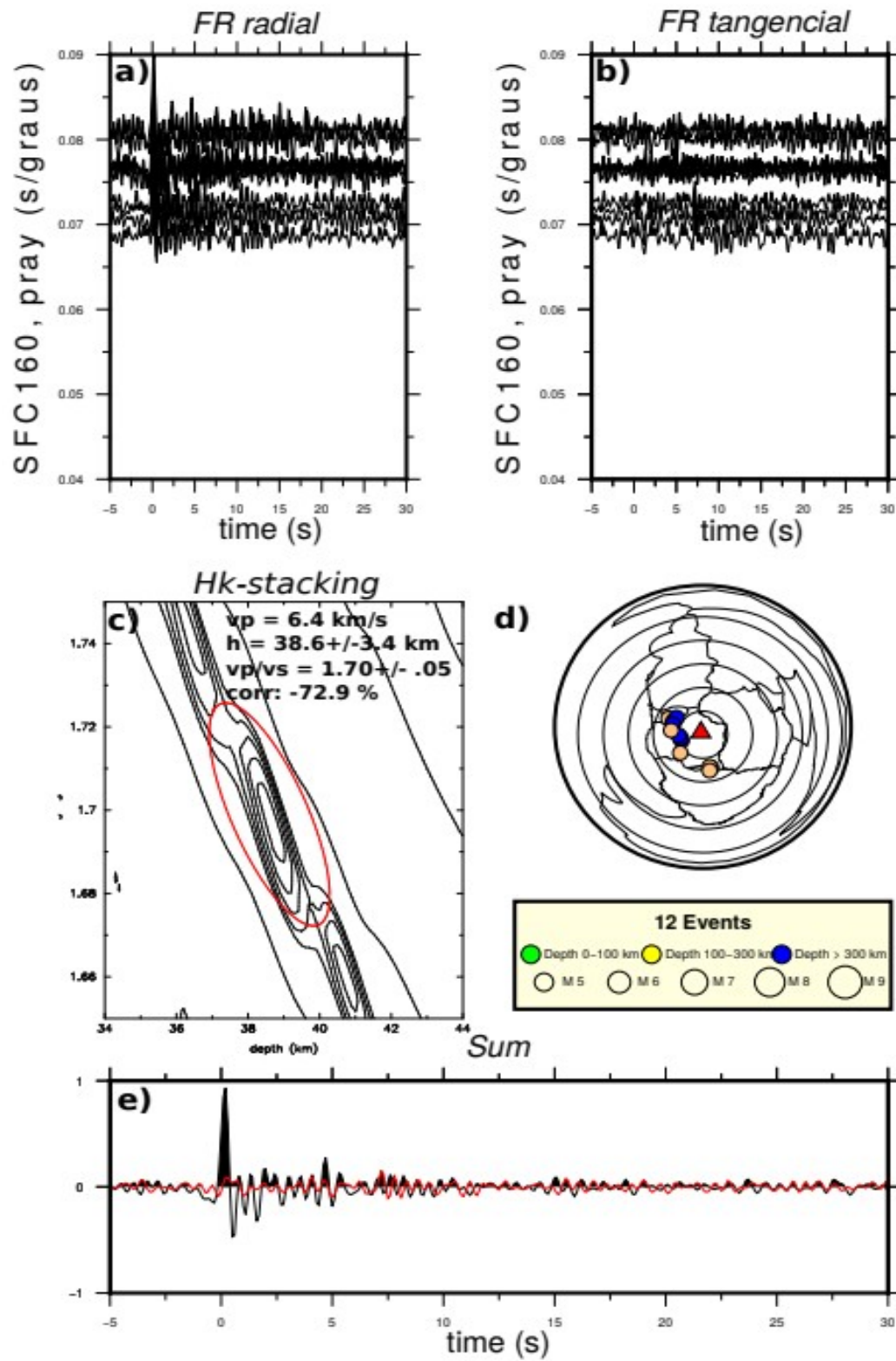
## SFC130



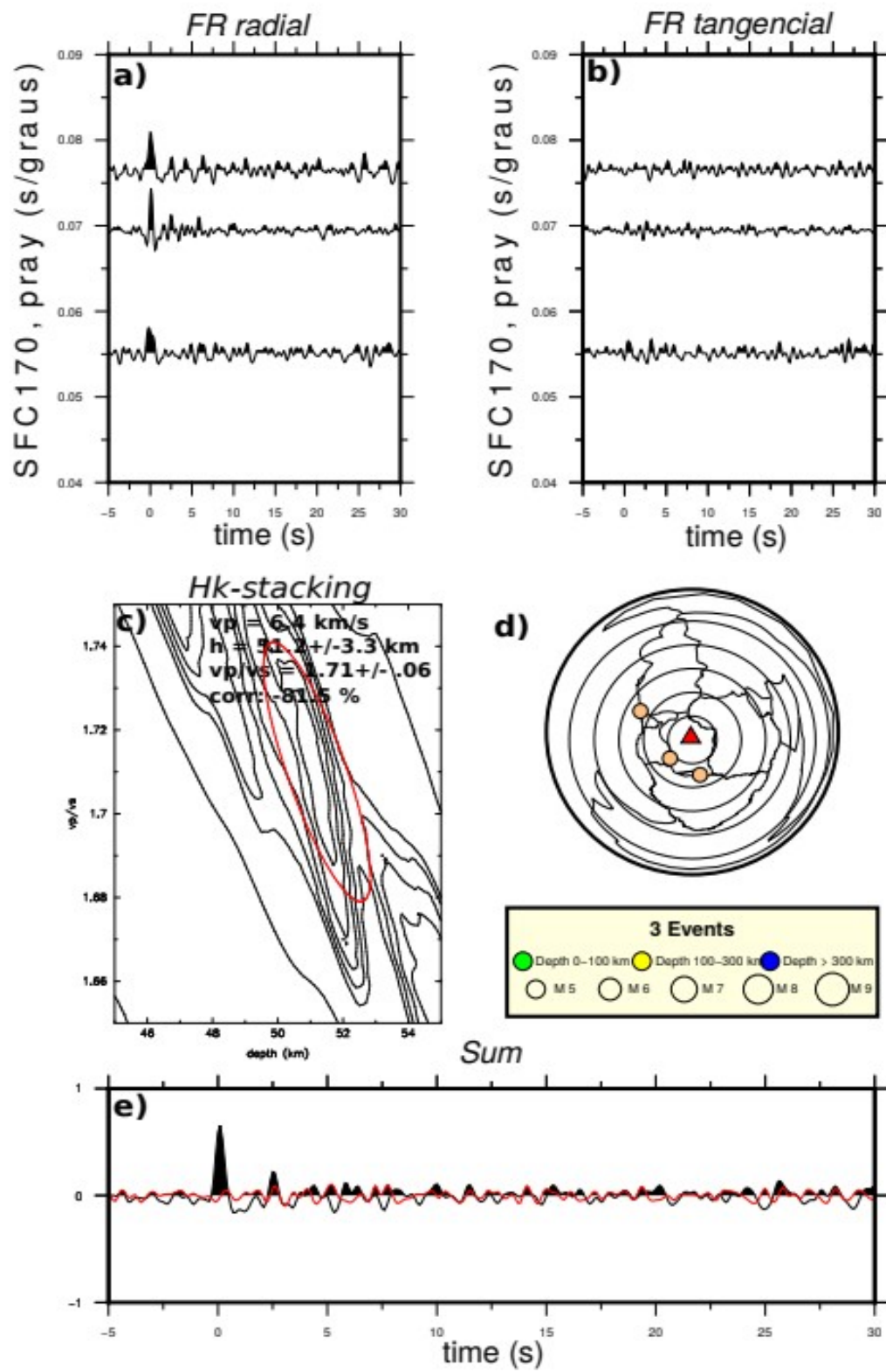
## SFC150



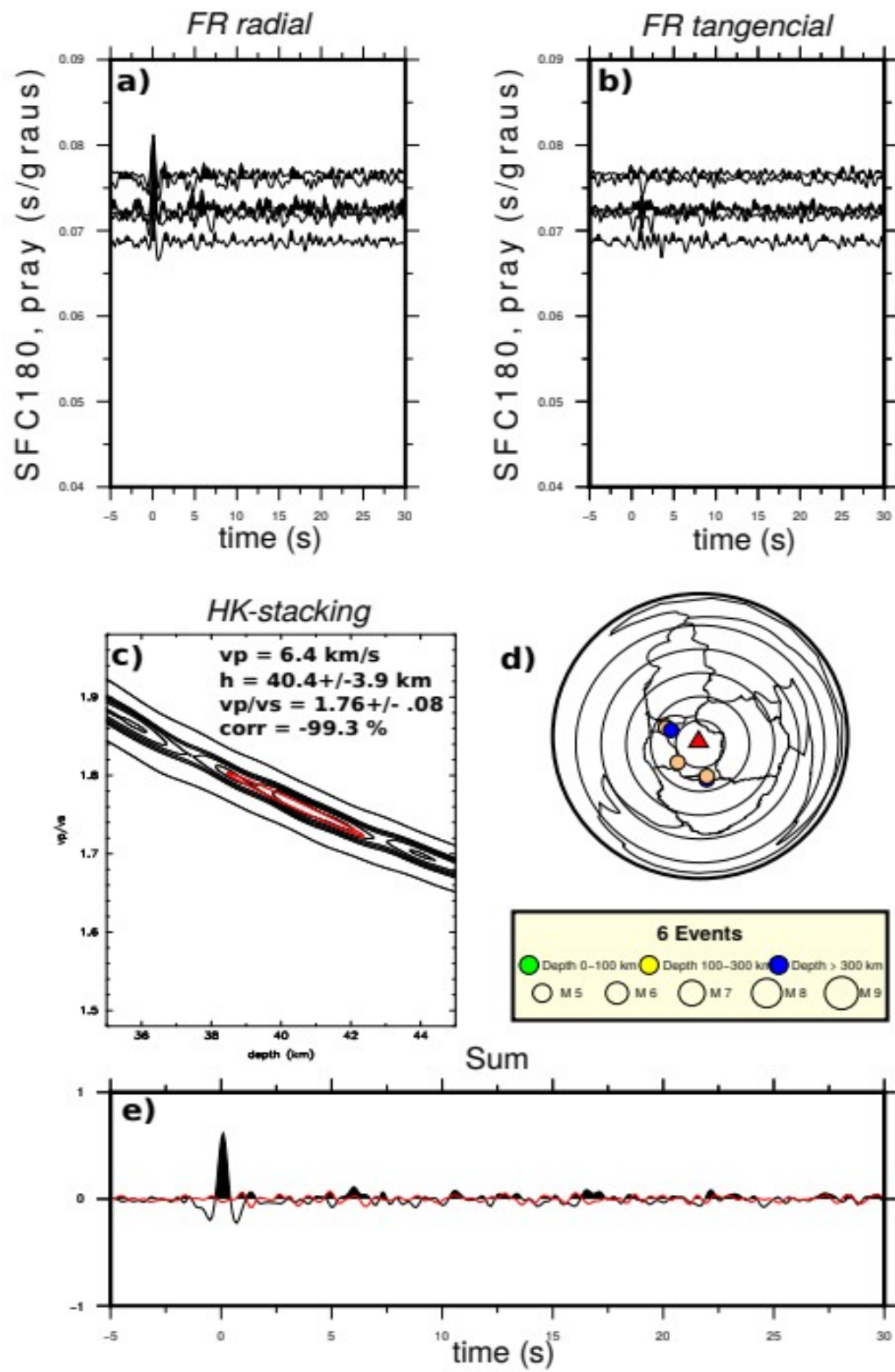
## SFC160



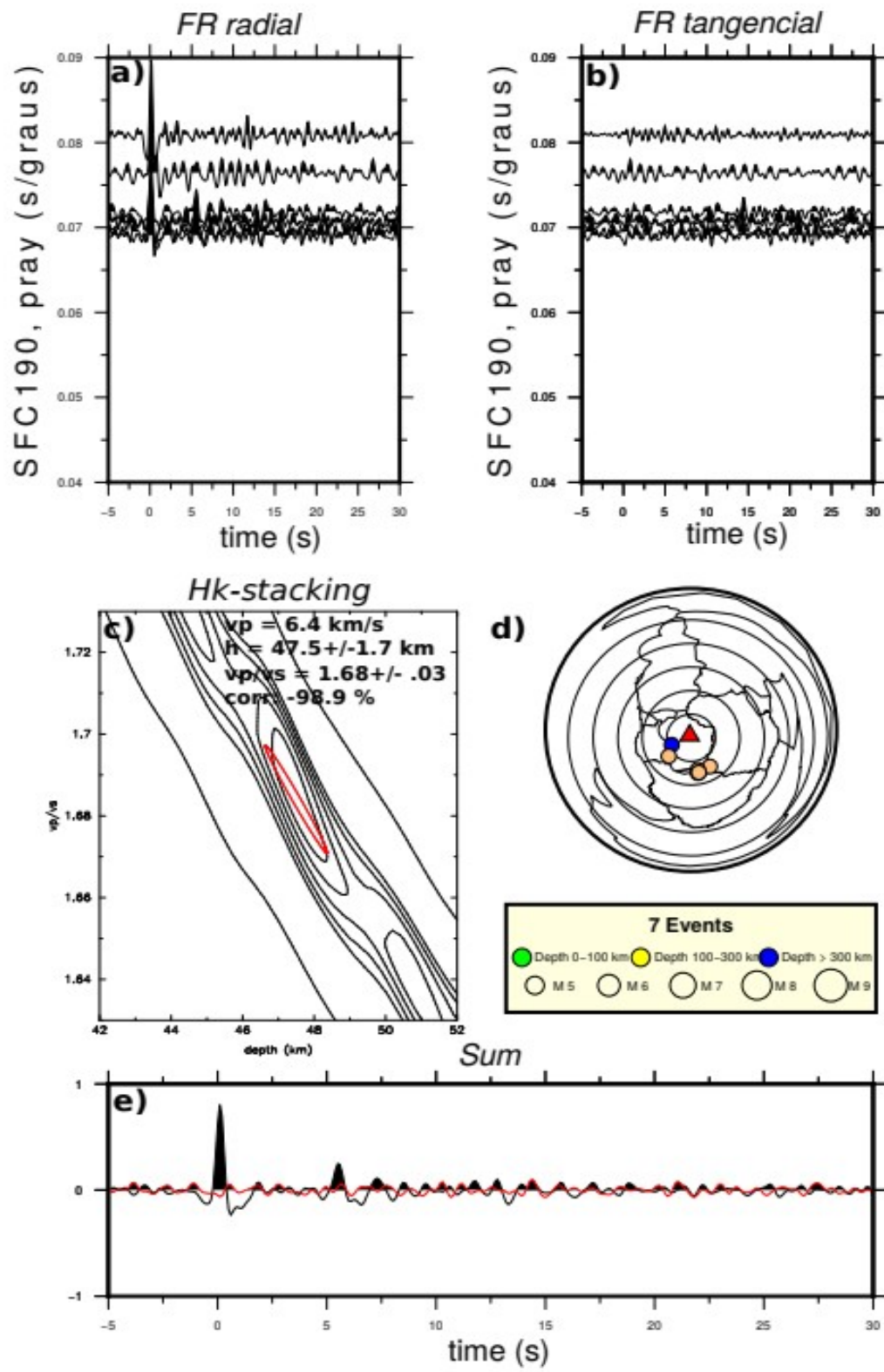
## SFC170



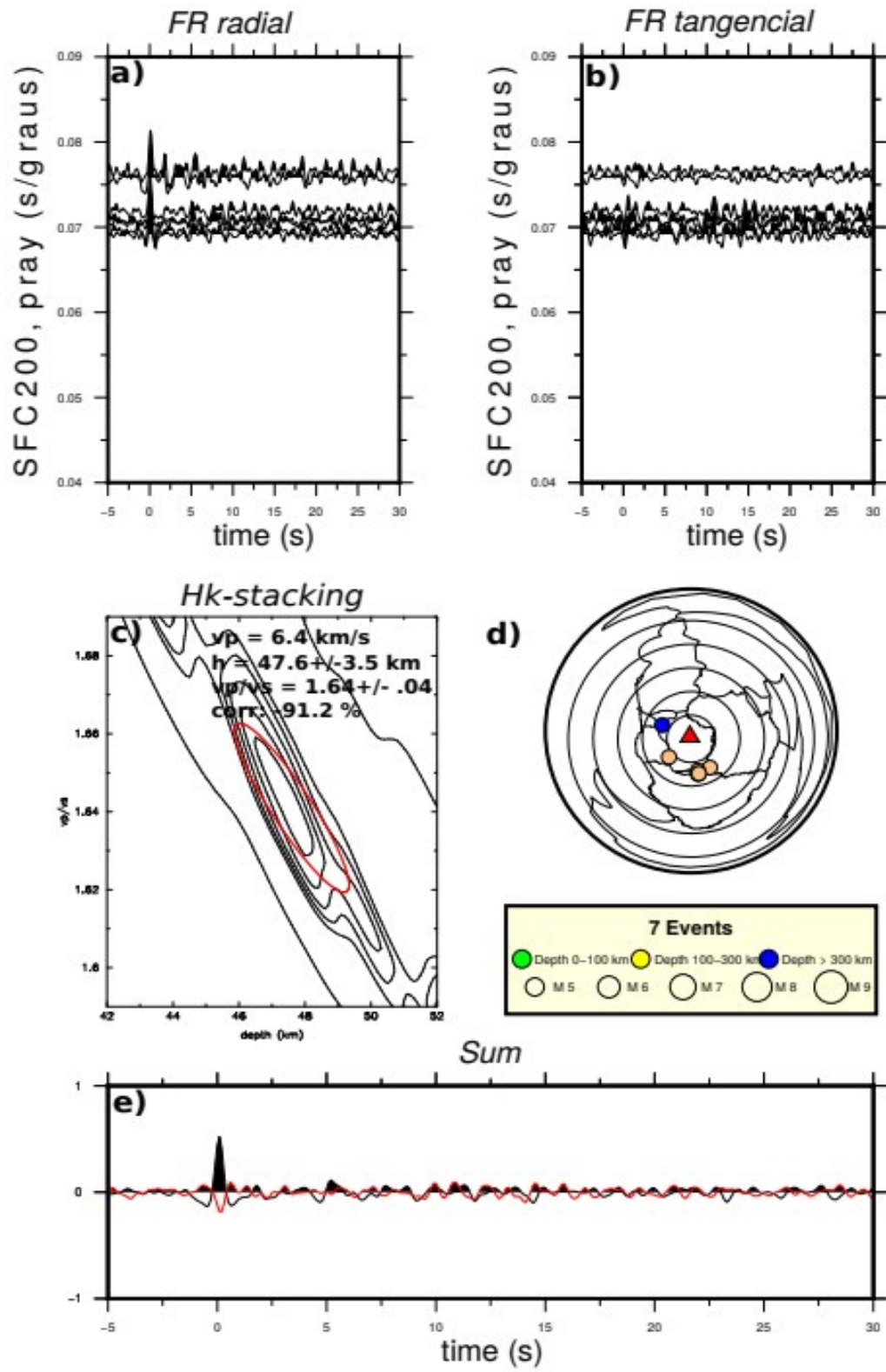
## SFC180



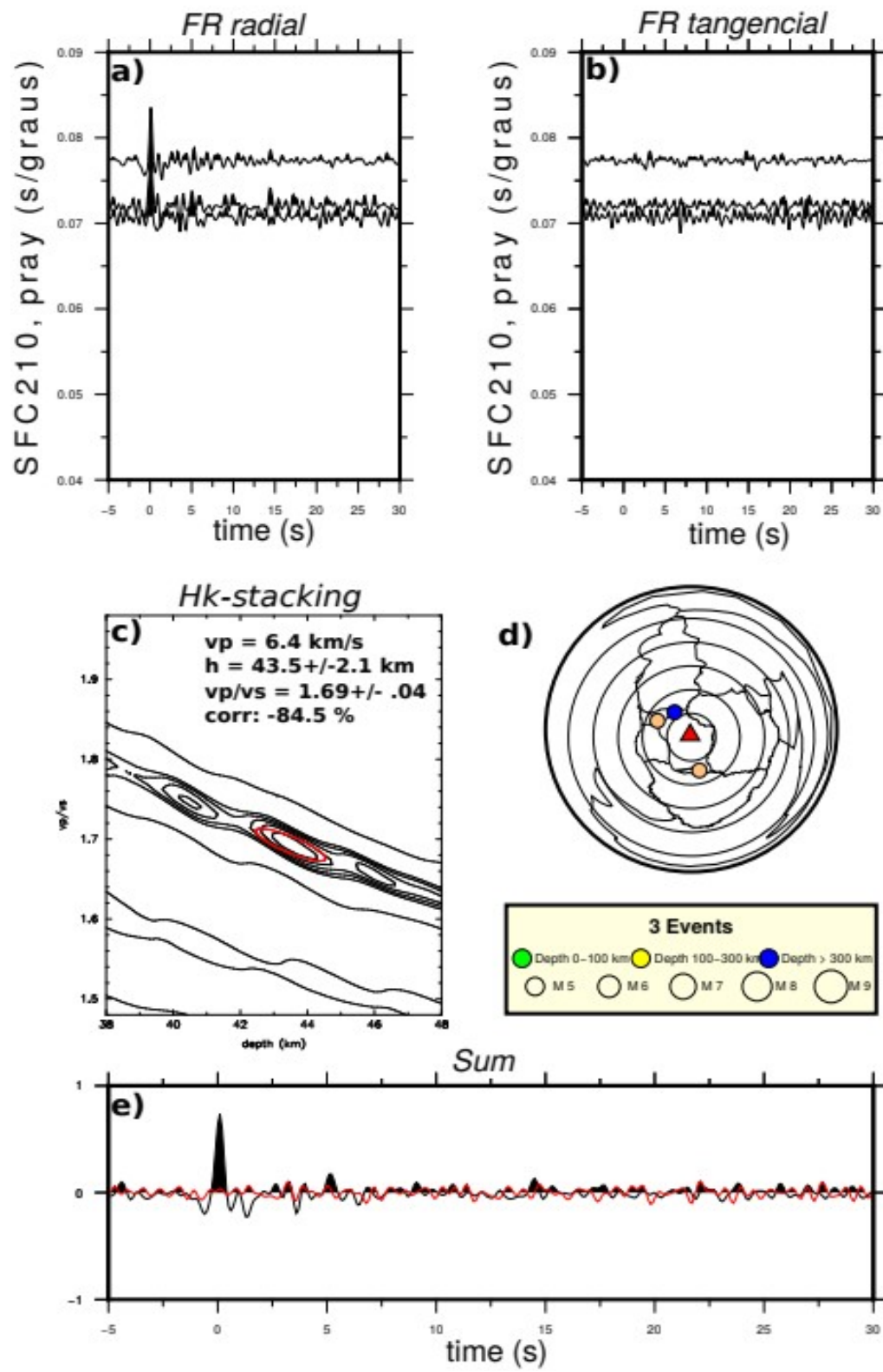
## SFC190



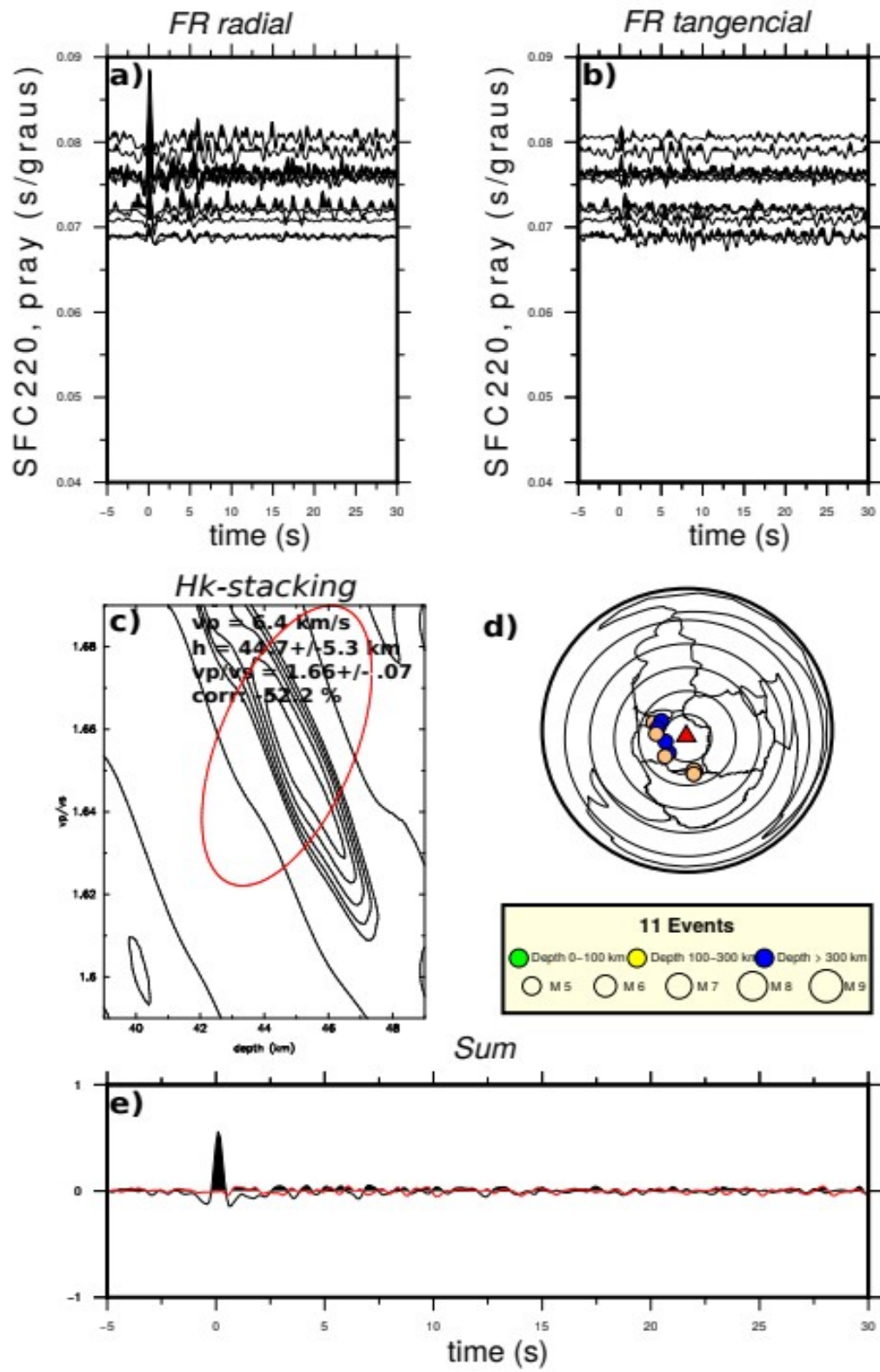
## SFC200



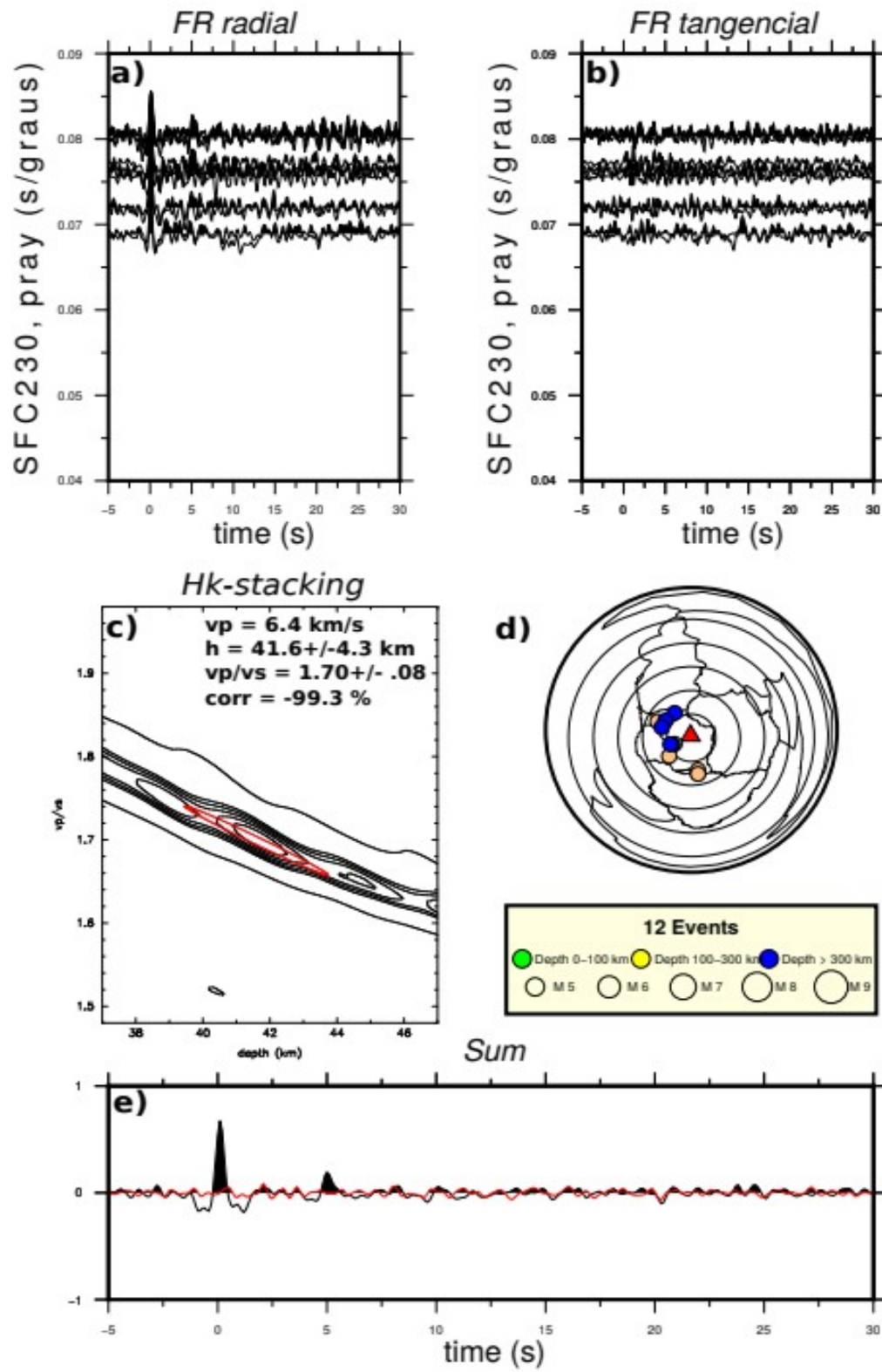
## SFC210



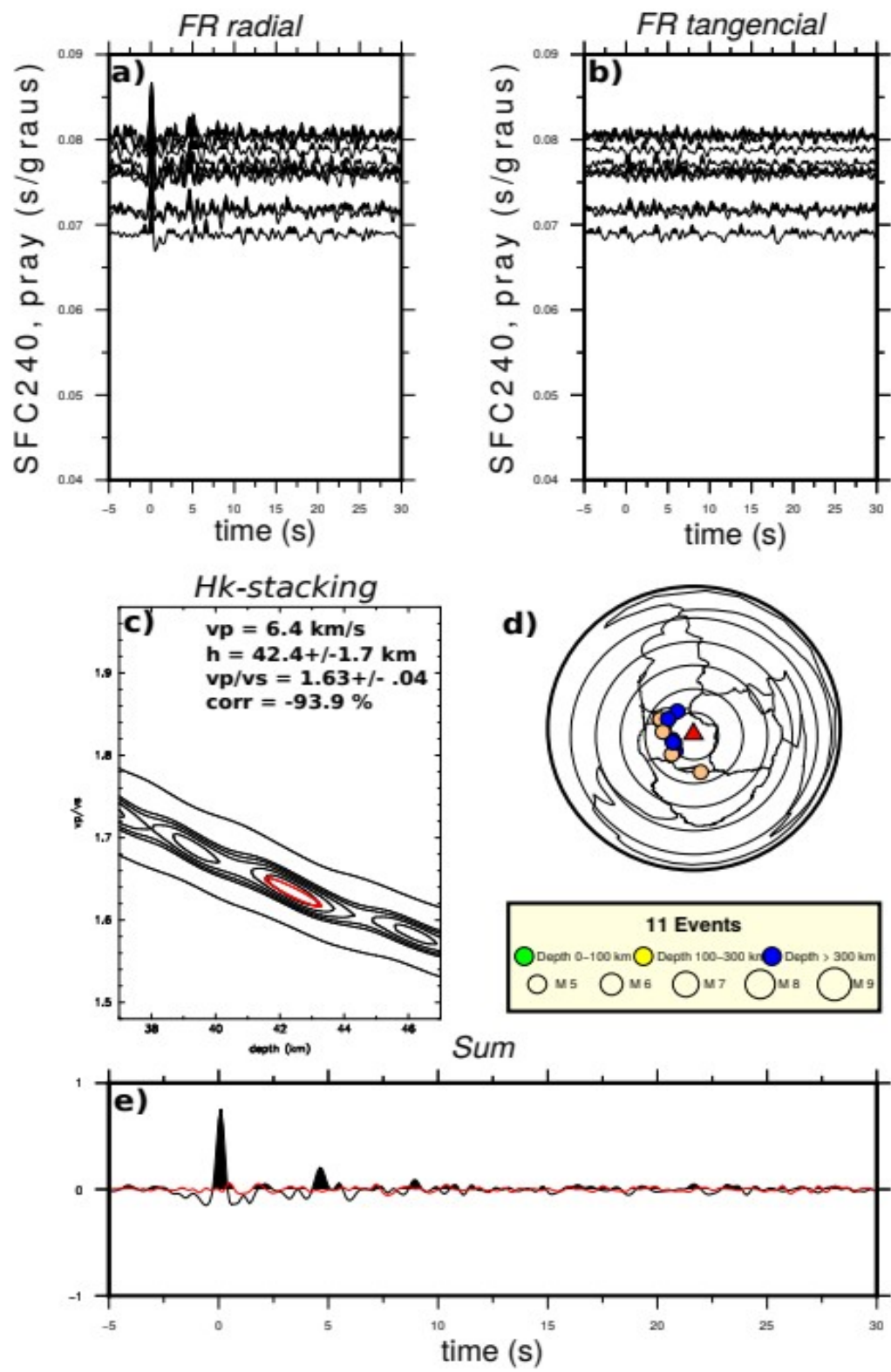
## SFC220



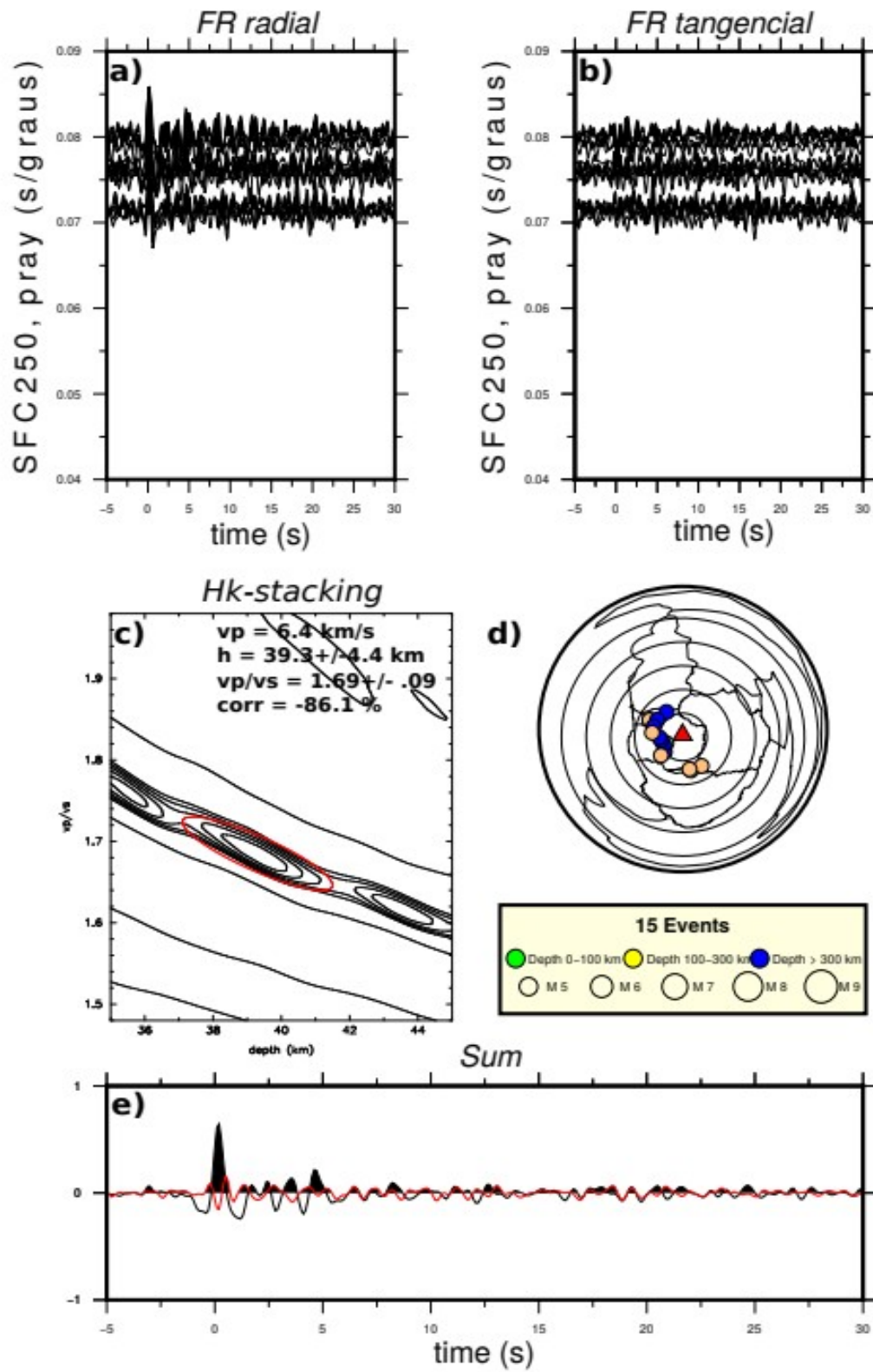
## SFC230



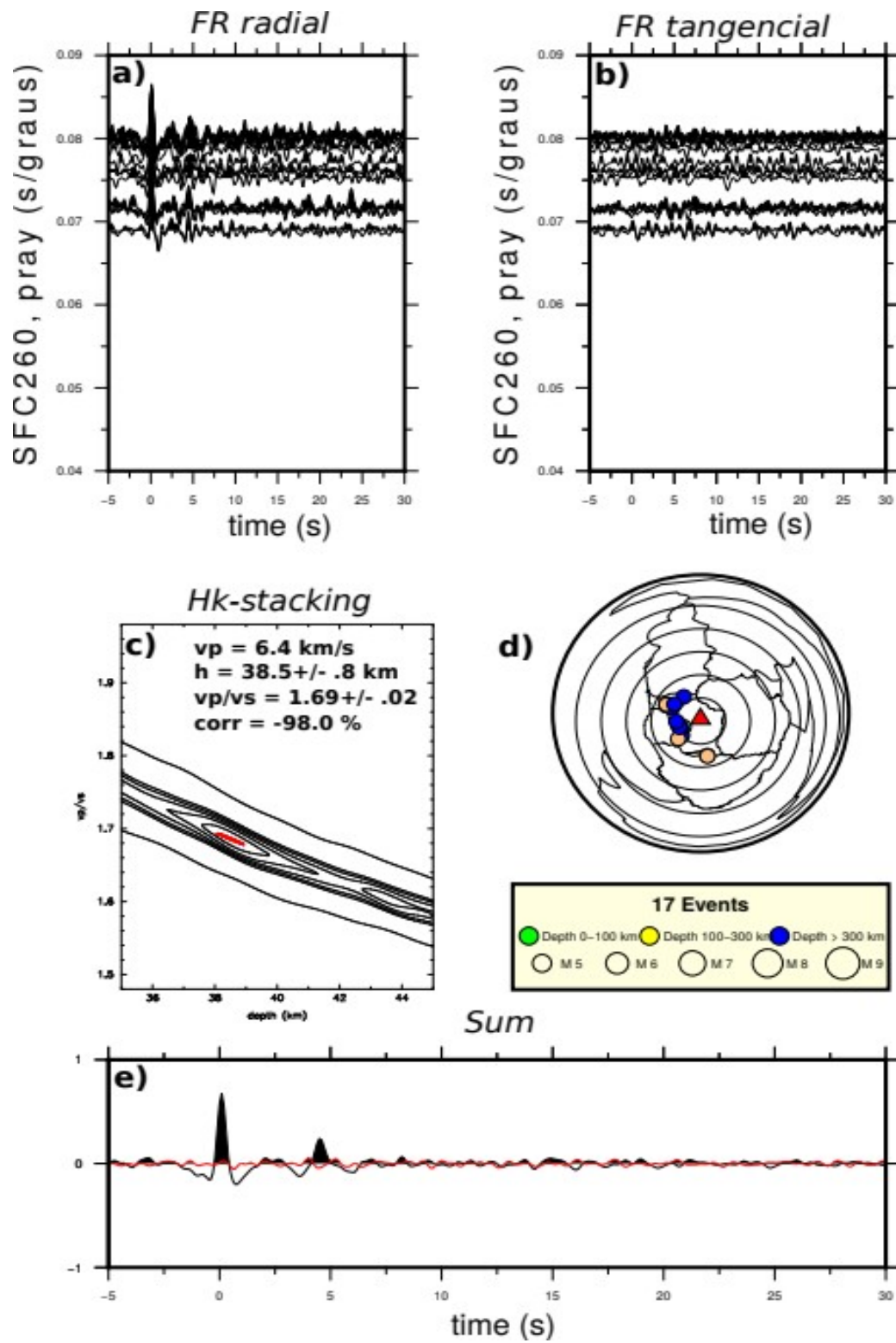
SFC240



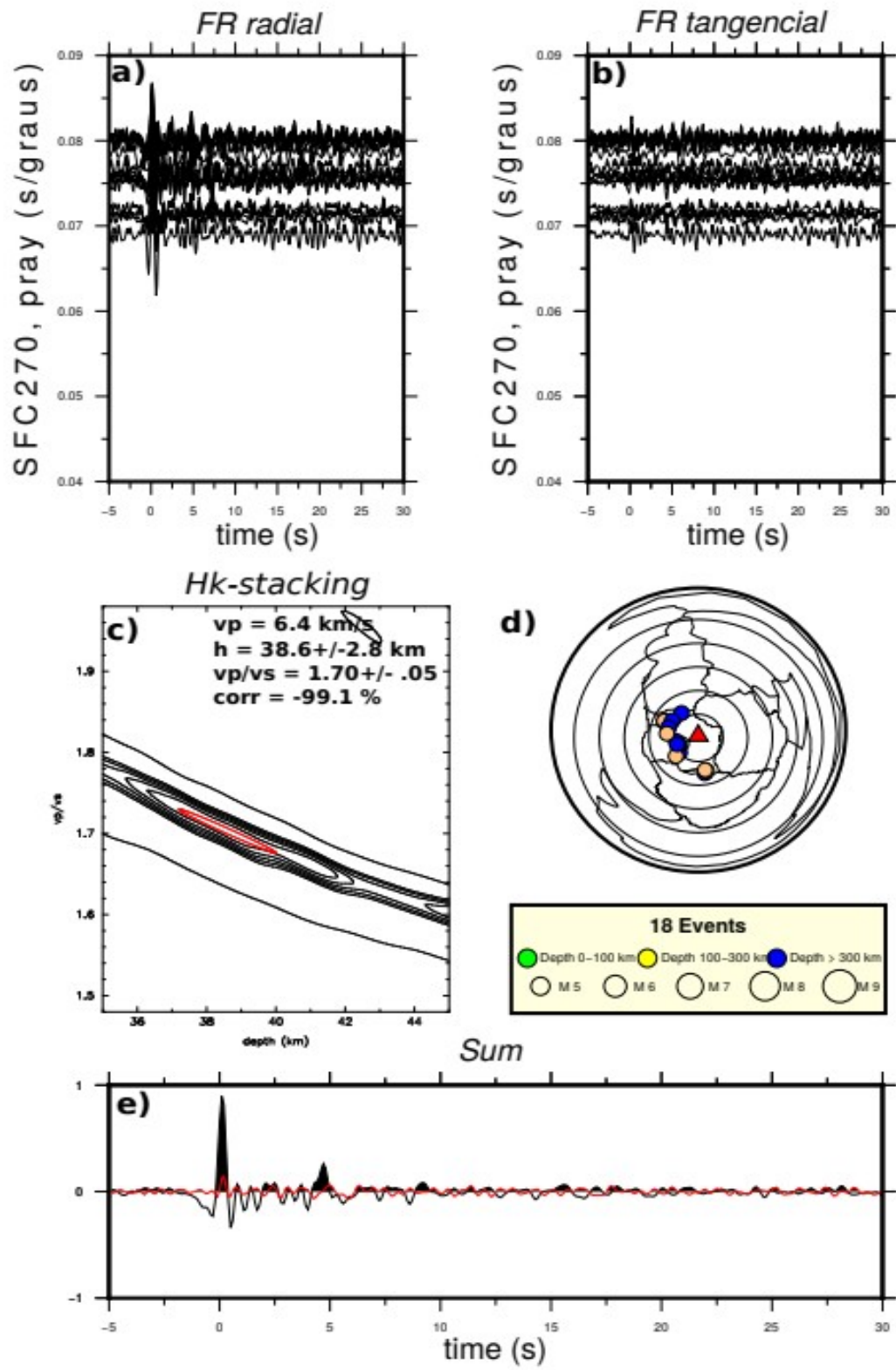
## SFC250



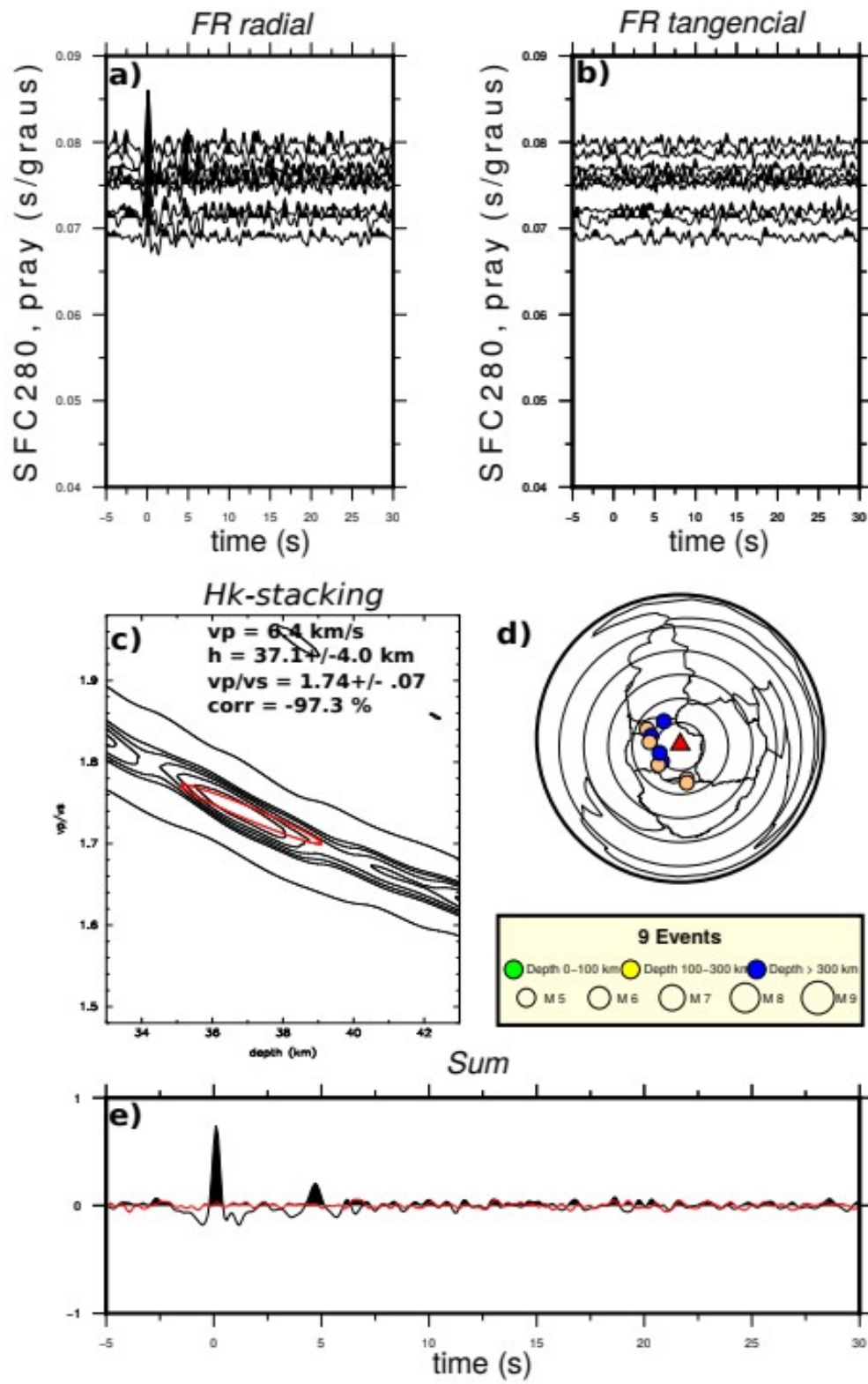
## SFC260



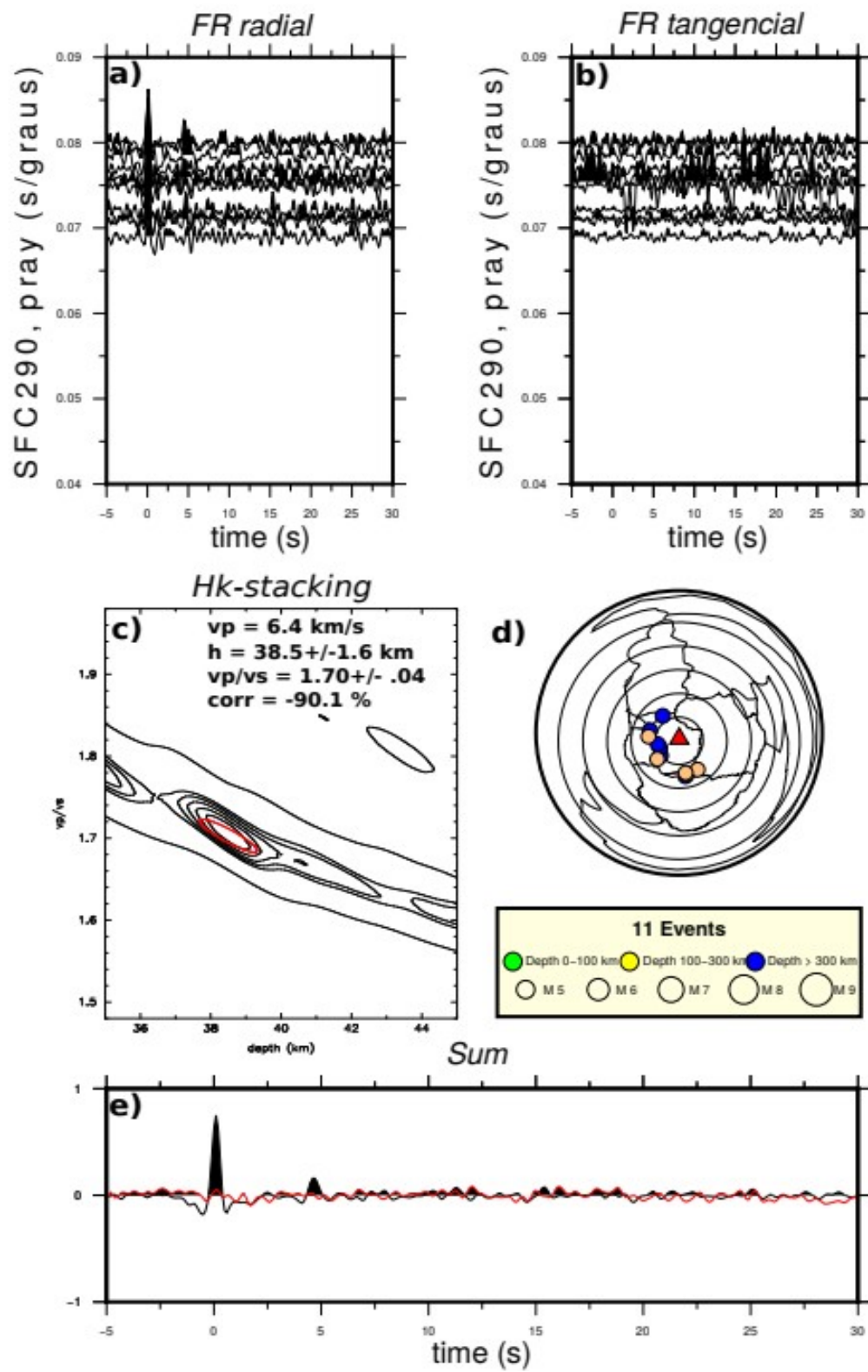
## SFC270



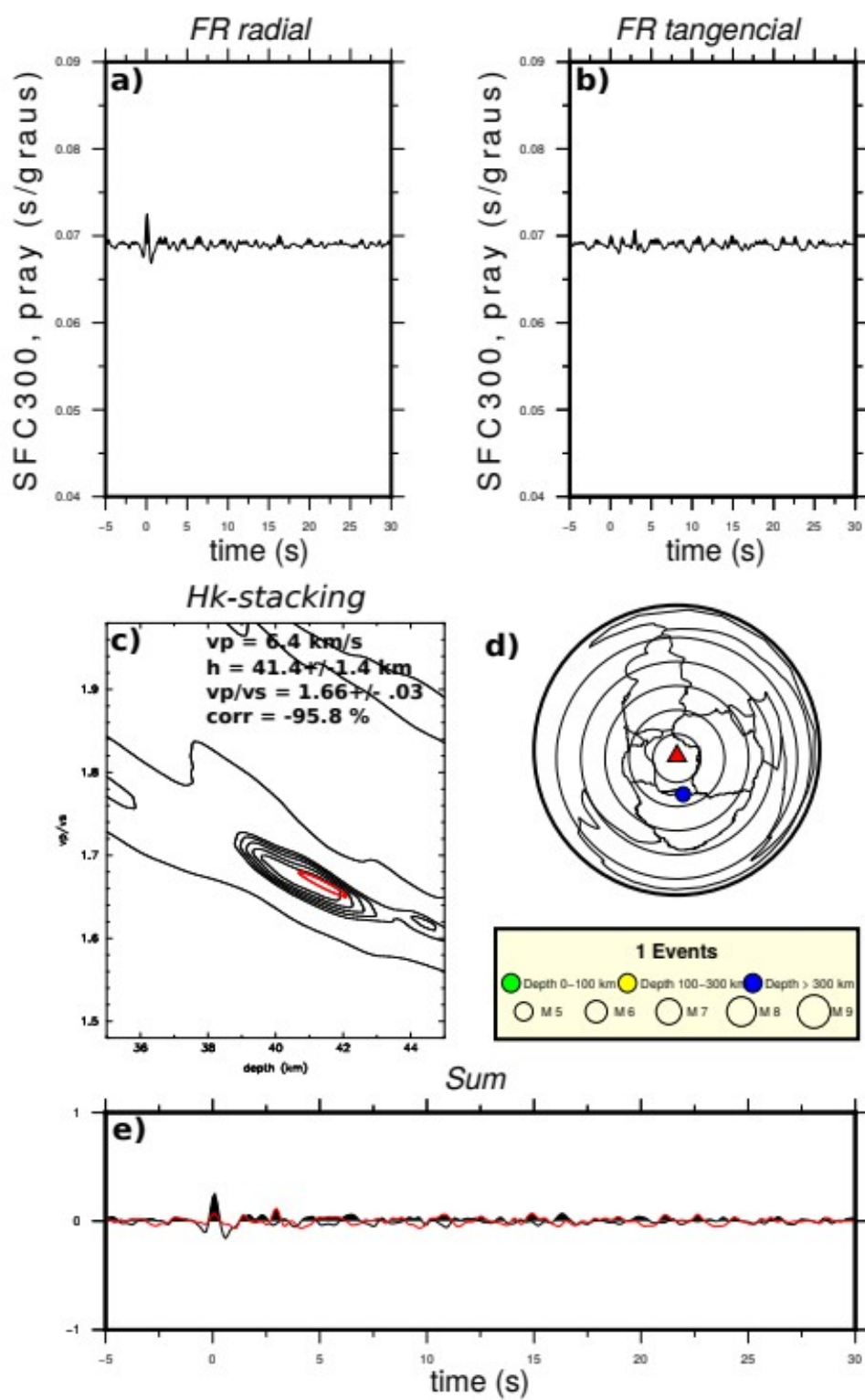
## SFC280



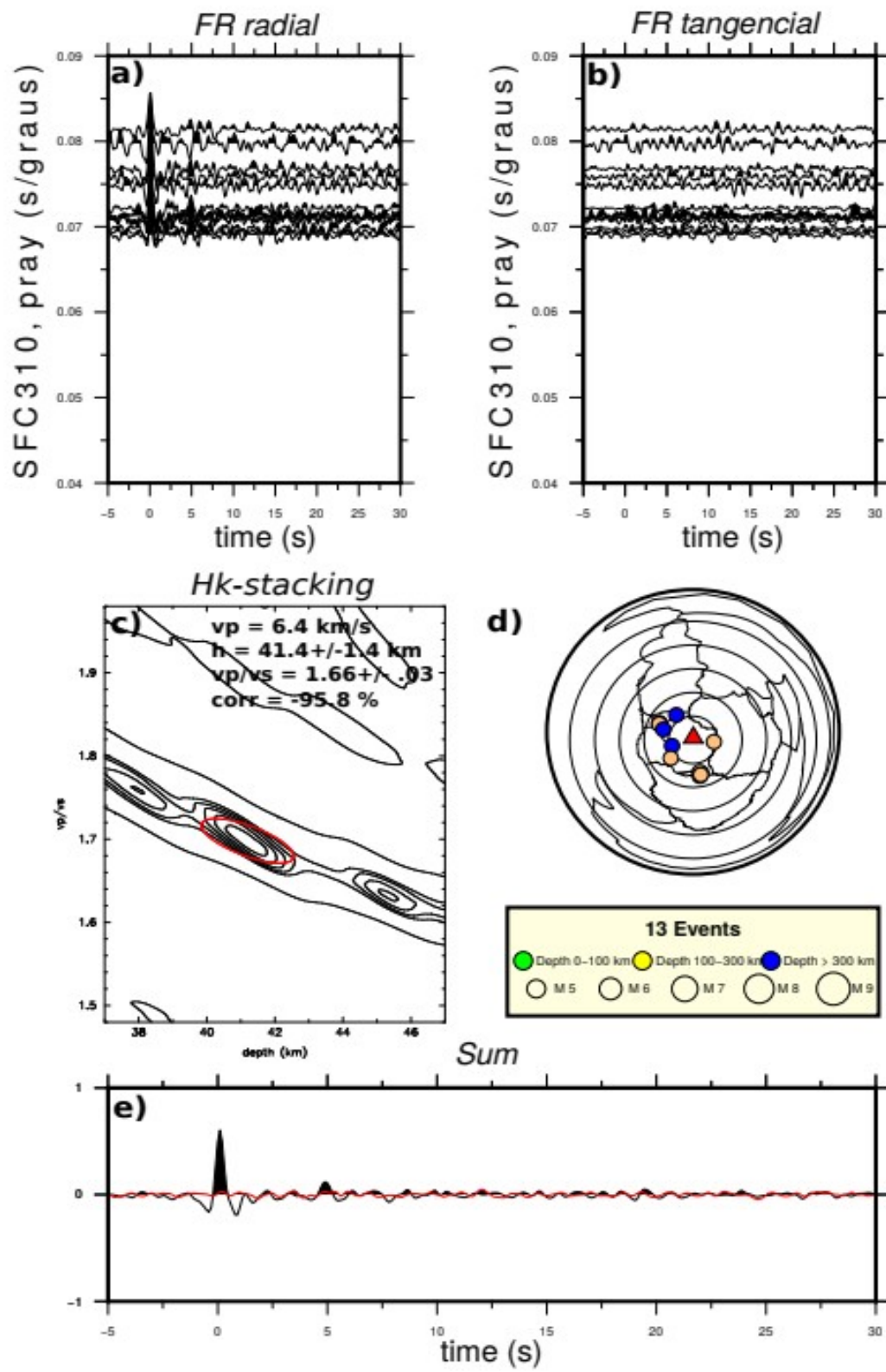
## SFC290



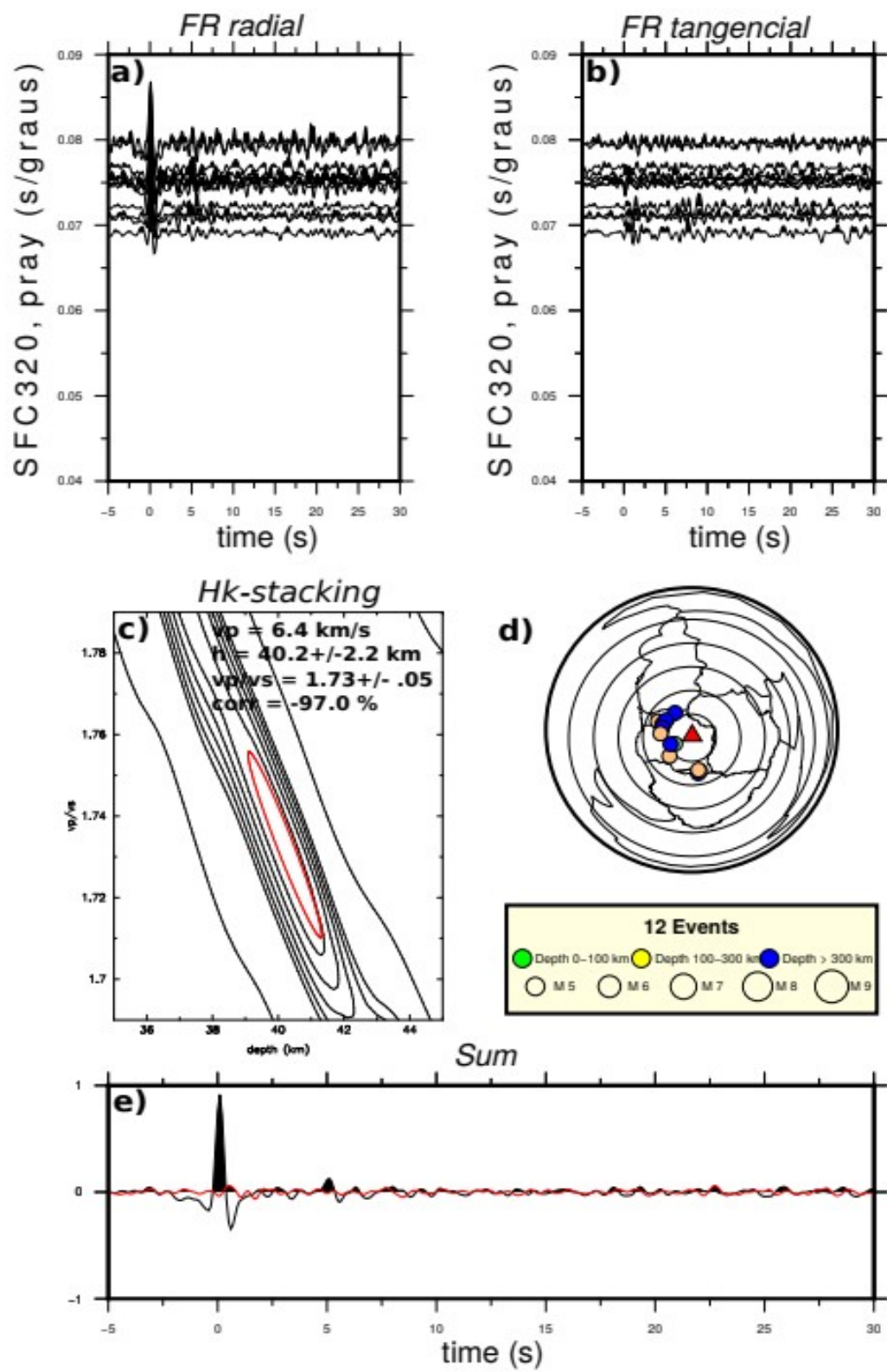
## SFC300



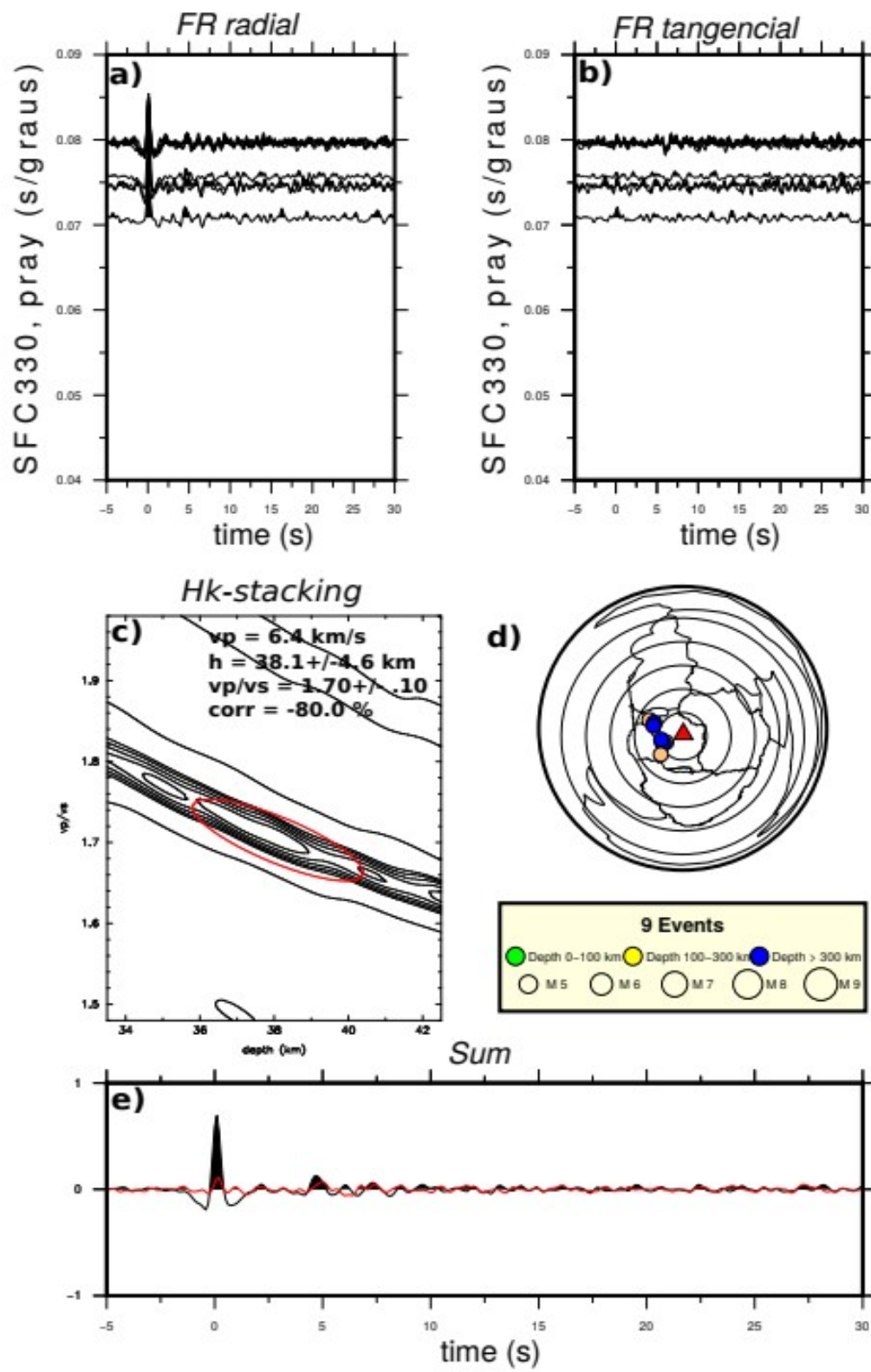
## SFC310



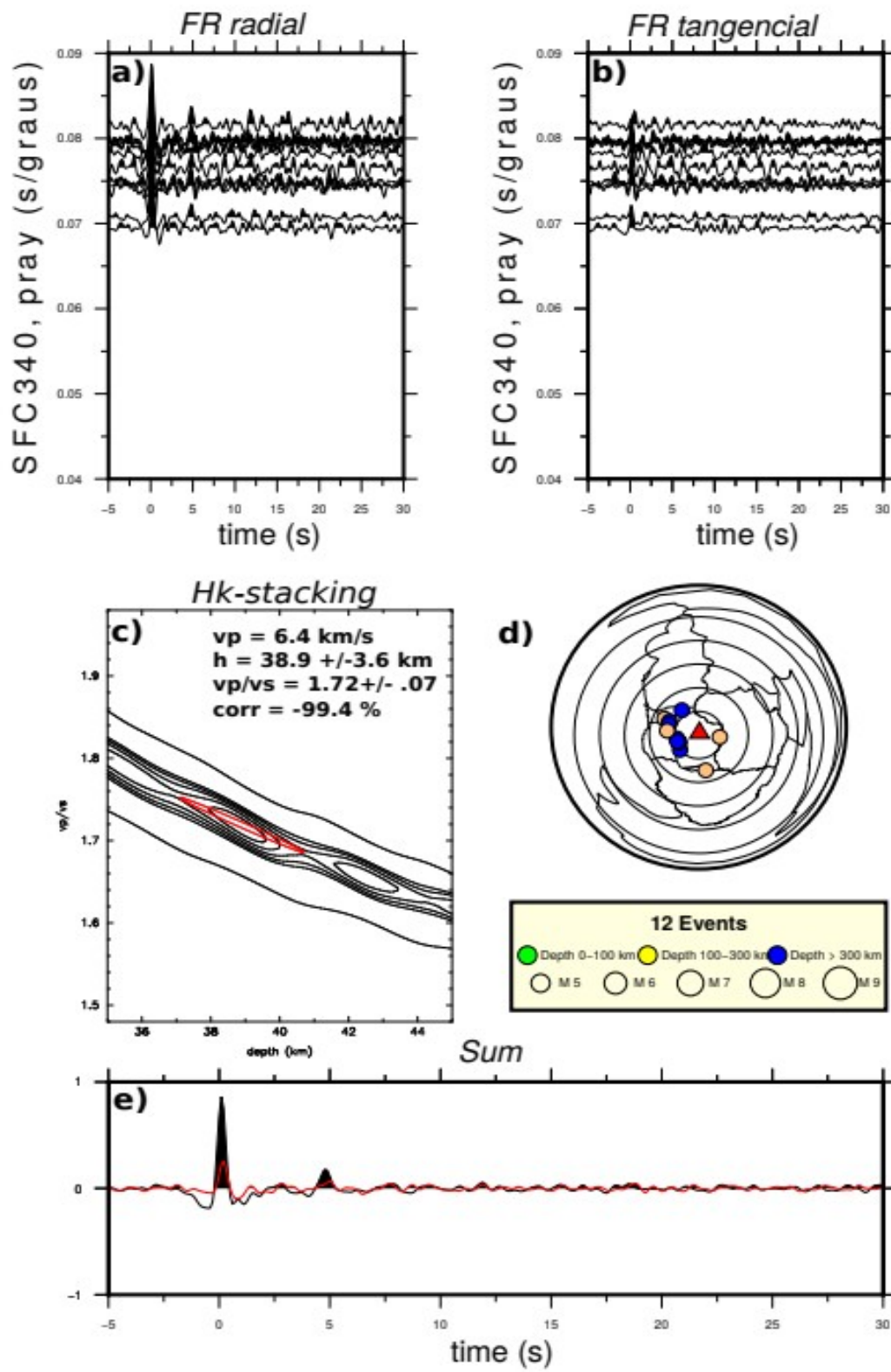
## SFC320



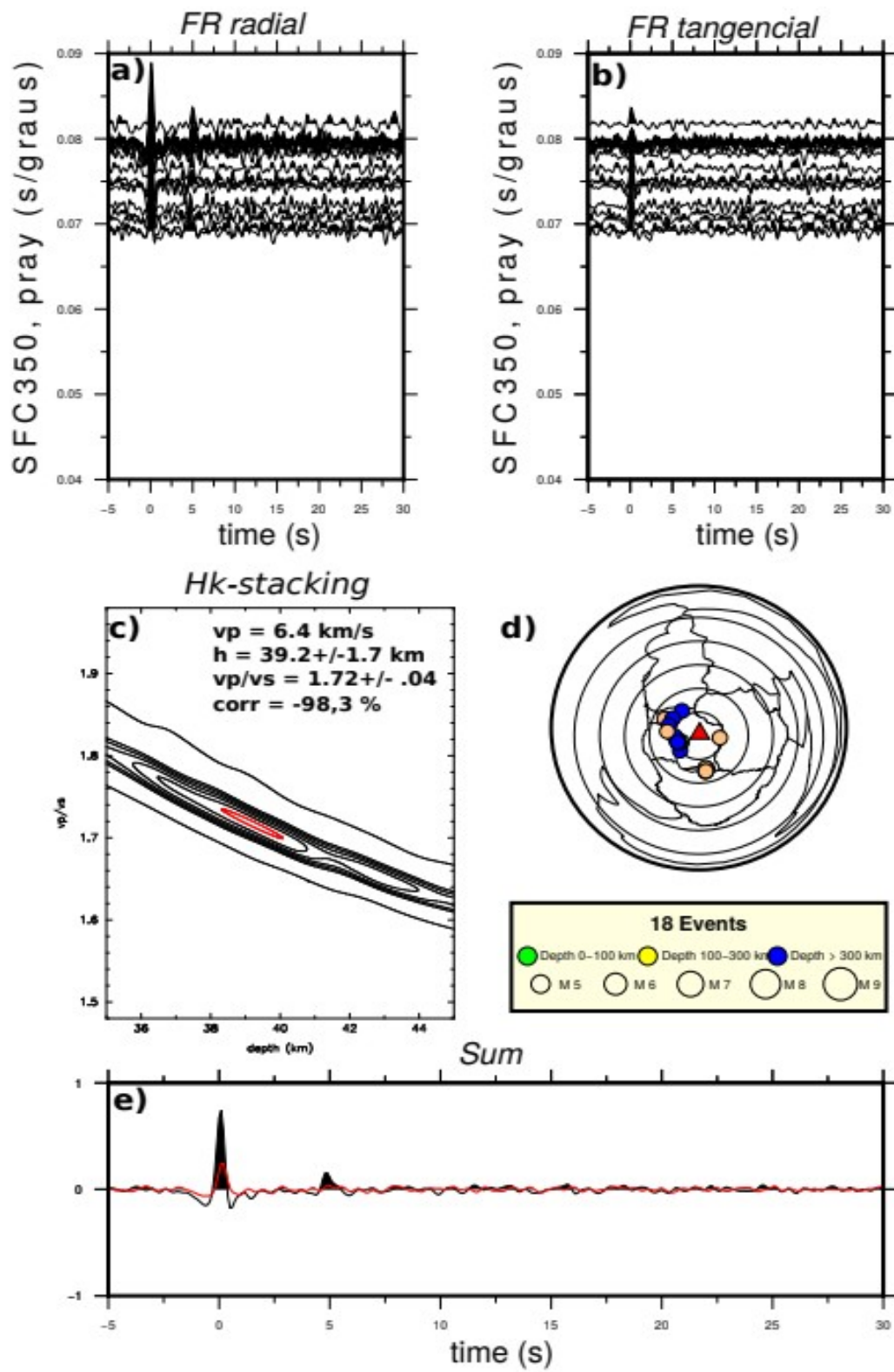
## SFC330

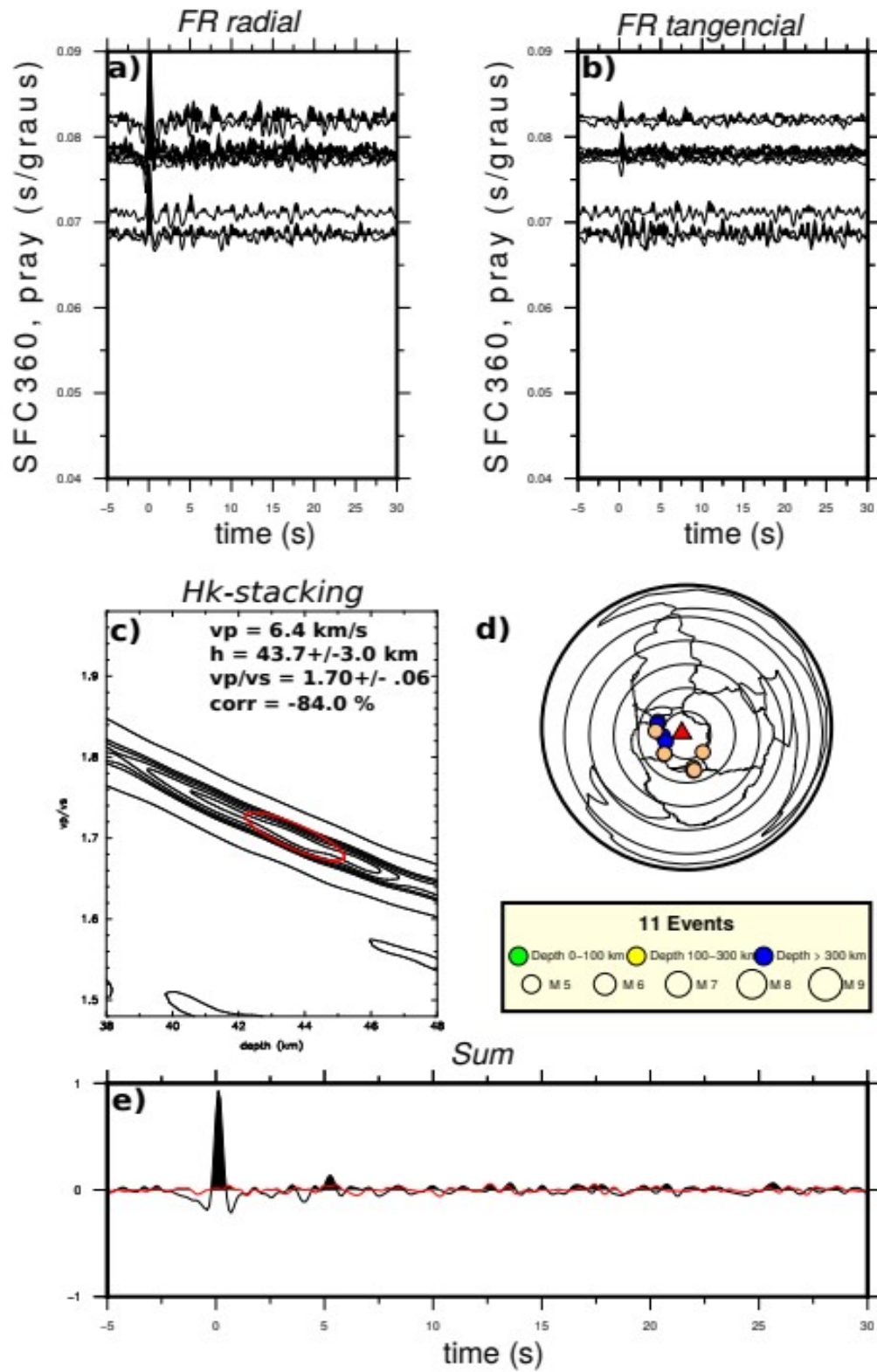


## SFC340



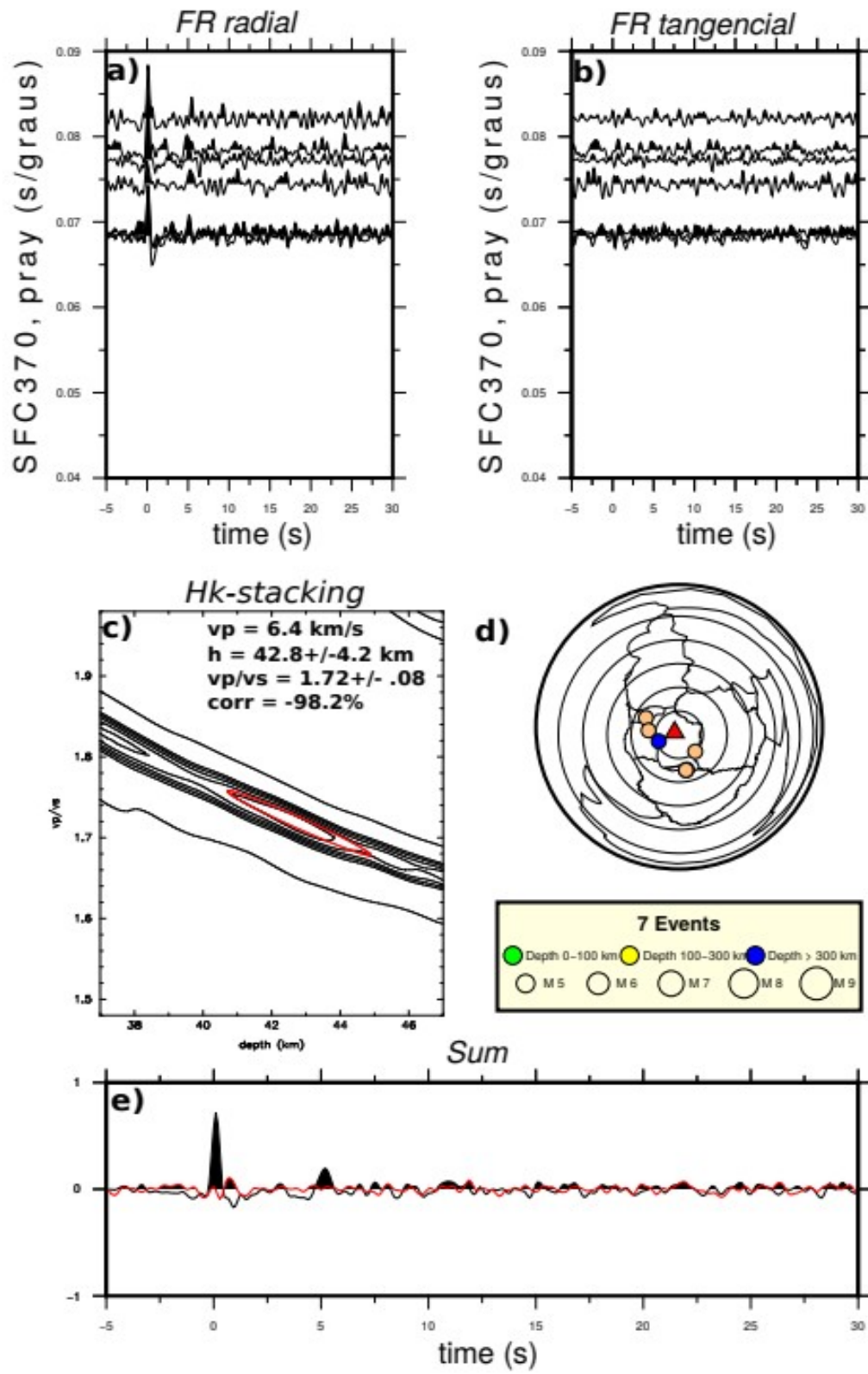
## SFC350



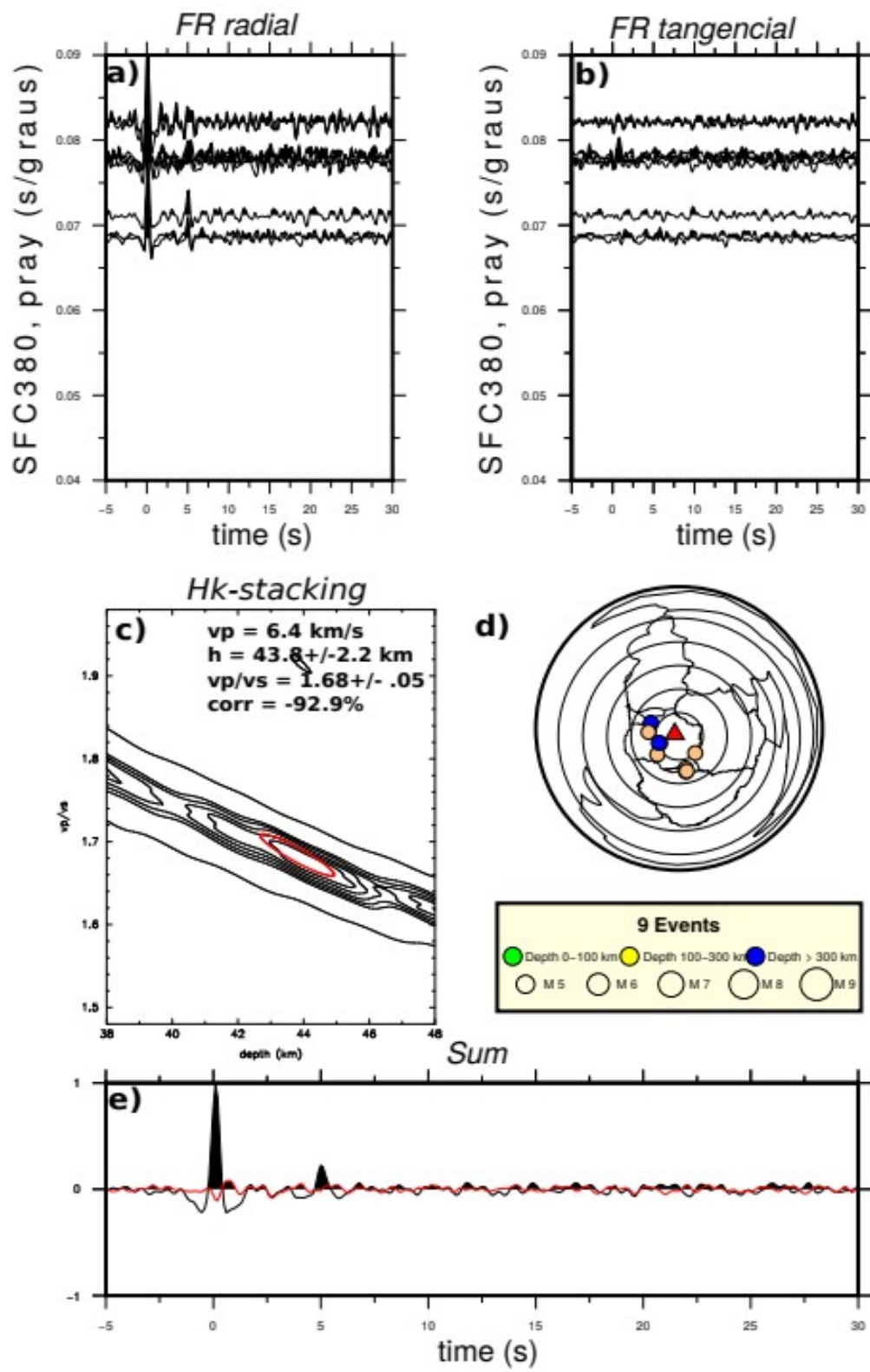


SFC360

## SFC370



## SFC380



## SFC390

