



08 a 11 de Outubro de 2018
Instituto Federal Fluminense
Búzios - RJ

INVERSÃO CONJUNTA DE FUNÇÃO DO RECEPTOR E DISPERSÃO DE ONDAS DE SUPERFÍCIE APLICADO A ESTUDOS DA LITOSFERA.

Raimundo Oscar de Sousa Júnior¹ - oscarfilho26@hotmail.com

Cíntia Rocha da Trindade¹ - cintiarochat@gmail.com

José Eduardo P. Soares² - soares@unb.br

Cauã da Silva Chagas dos Santos¹ - cauatunas@gmail.com

¹Universidade Federal do Oeste do Pará - Santarém, Pa, Brasil

²Universidade de Brasília - Brasília,DF, Brasil

Resumo. *O método de inversão conjunta de função do receptor e onda de superfície, pode ser utilizado para o estudo da estrutura da litosfera, identificando parâmetros de profundidades e velocidade da onda S, essa que é uma característica do método sismológico onde se destaca em identificar e determinar descontinuidades horizontais e a distribuição de variação de velocidades de ondas no meio. Este trabalho é uma parceria entre o Laboratório de Estudos Sísmicos e Sismológicos da Amazônia (LESSAM) da UFOPA e o Laboratório de Estudos da Litosfera (LabLitos) do IG/UnB, onde opera os dados da Rede Sismográfica para Estudos Tectônicos (RSET) e que atualmente tem como suporte o projeto PABP (Programa de Análise da Bacia do Paraíba). A principal motivação do trabalho é oferecer maiores informações sobre o Cráton Amazônico, este que é a porção menos conhecida do país devido a várias dificuldades, entre elas, a presença de densa floresta, tendo a coberturas de solos e sedimento ocultando as rochas, o clima quente e úmido e a falta de acessos as áreas de estudo, exigem enormes esforços e custos na realização da pesquisa.*

Palavras-chave: *Inversão Conjunta, Função do Receptor, Ondas de Superfície, Sismologia.*

1. INTRODUÇÃO

A litosfera é a cobertura sólido/rochoso mais externa do planeta Terra, é formada pela crosta (continental e oceânica) e o manto superior, no entanto diversas descontinuidades são conhecidas no interior da Terra, que podem ser identificadas e classificadas por parâmetros físicos e químicos, por exemplo, a variação de velocidade de ondas sísmicas percorrendo o seu interior Artemieva (2011). A descontinuidade de Mohorovicic ou simplesmente Moho, marca o limite entre a crosta e o manto superior, tem profundidade variável de acordo com o ambiente tectônico, encontrando-se entre 7 e 10 km de profundidade em crosta oceânica e entre 25 e 80 km em crosta continental. Identificar a profundidade da Moho, e obter o modelo 1-D de velocidade da onda S para crosta é o foco deste trabalho. Para determinar a espessura crustal e

velocidade das ondas S, foi utilizado o método de inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície, em dados de três estações sismográficas localizadas no sudeste do Cráton Amazônico e Província Tocantins, mais especificamente, entre o Domínio Carajás e a Faixa Araguaia, região conhecida pela vasta exploração mineral (Fig. 1).

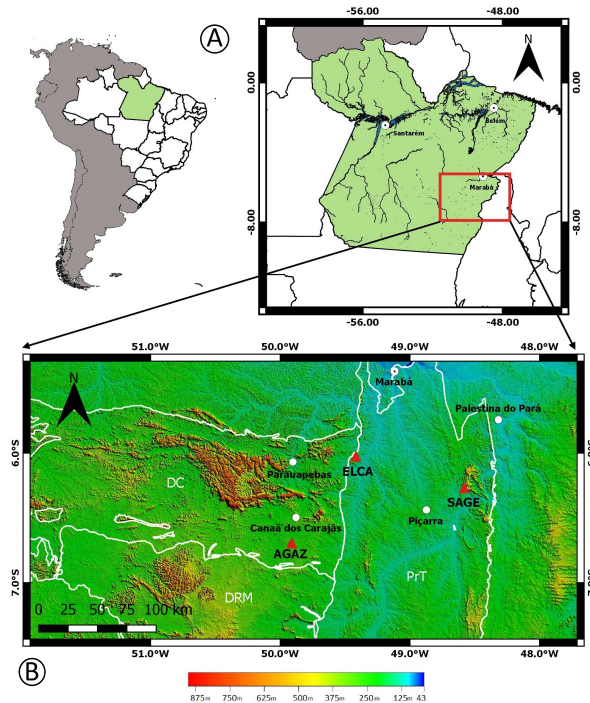


Figura 1- A) Mapa de localização da área de estudos, em destaque no retângulo vermelho no canto superior direito, com as principais cidades do estado do Pará. B) Mapa de elevação da área em destaque, com as estações sismográficas, representadas por nos triângulos vermelhos, as áreas delimitadas pelas linhas brancas representam a Província Tocantins (PT) e a Província Carajás constituída pelo Domínio Carajás (DC) e Domínio Rio Maria (DRM) e os pontos brancos são cidades de referência próximas as estações.

A necessidade de se estudar as diversas unidades e entidades geológicas na Plataforma Sul-Americana, mais especialmente no Brasil, levou a sistematização em províncias estruturais, que são domínios contínuos de grandes extensões, com constituição e estruturação próprias e distintas das adjacentes Almeida et al. (1997).

Os dados utilizados que foram inseridos na rotina de inversão, foram coletados de estações sismológicas (SAGE, AGAZ e ELCA) situadas no sudeste do Pará e norte de Tocantins (Fig. 1). As estações coletaram dados de sísmos, ocorridos de 2015 a 2017, com magnitude maiores que 5.0, e com profundidades de até 20 km.

2. METODOLOGIA

Trabalhos utilizando inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfície, têm sido usados com frequência para determinar a estrutura de velocidade da crosta e do manto superior Juliá et al. (2005). Neste trabalho a área de estudo onde estão localizadas as estações sismográficas se encontram nos limites da Domínio Carajás situado na porção sudeste do Cráton Amazônico e Província Tocantins na Faixa Araguaia. O Cráton Amazônico representa uma grande placa litosférica continental localizada na porção norte da América do Sul, cobre uma área de aproximadamente 4.500.000 km², que inclui a parte norte do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia. É composto por várias províncias crustais de idades Arqueana a Mesoproterozóica, estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga, Neves & Cordani (1991); Luz et al. (2015).

2.1 Função do receptor

Um aspecto primordial para o entendimento deste método, é compreender que parte do sinal da onda P dos eventos telessísmicos, que incidem na descontinuidade Mohorovicic será convertida em onda S direta, (essa onda convertida é denominada de Ps), e parte sofre reverberações múltiplas, que são registradas nas estações sismográficas logo após a onda P direta Helffrich et al. (2013). Esse comportamento revela informações importantes sobre o mecanismo que originaram a fonte e estrutura próxima a esta, os efeitos influenciados pelo manto no trajeto da onda, a estrutura abaixo da estação e da resposta do instrumento. As funções do receptor são produzidas pela deconvolução das componentes, radial, transversal de um sismograma pela componente vertical, isolando assim as fases convertidas de P para S e as reverberações que terminam em uma fase S.

Existem diversas técnicas para se calcular a função do receptor, a mais comumente utilizada é a deconvolução no domínio da frequência estabilizada em um nível de água, no entanto, a técnica utilizada neste trabalho foi a deconvolução interativa no domínio do tempo, que se baseia na teoria de inversão linear. O principal fundamento desta técnica, está na redução do erro por mínimos quadrados, da diferença entre o sismograma horizontal observado e o sinal predito, gerado pela convolução de um trem de picos atualizados interativamente Ligorría & Ammon (1999).

O registro telessísmico $D(t)_{V,R,T}$ é formado pela convolução dos efeitos da fonte (*wavelet* – $w(t)$), com a estrutura da Terra abaixo da estação sismográfica ($e(t)_{V,R,T}$) e a resposta do instrumento ($i(t)$) Owens et al. (1984). As componentes vertical, radial e tangencial do registro são representadas por:

$$D_V(t) = w(t) * e_V(t) * i(t) \quad (1)$$

$$D_R(t) = w(t) * e_R(t) * i(t) \quad (2)$$

$$D_T(t) = w(t) * e_T(t) * i(t) \quad (3)$$

Os termos V, R, T representam, respectivamente, as componentes, vertical, radial, tangencial do registro sísmico e o tempo (t). O símbolo asterisco (*) representa o operador matemático convolução, que é definida como a integral do produto de uma das funções por uma cópia deslocada e invertida da outra; a função resultante depende do valor do deslocamento. Se (t) for a variável independente e (τ) o deslocamento, a fórmula pode ser escrita como:

$$(f * g)(t) = \int_0^t f(\tau)g(t - \tau)d\tau \quad (4)$$

Considerando um telessismo de distancia epicentral entre 30° e 90° , a onda P direta, chega ao receptor com ângulo próximo a vertical, logo, a estrutura abaixo da estação, não influencia no registro vertical, ou seja, quase toda a energia da onda P direta está concentrada em um único pico, e que pode ser aproximada como uma função Delta de Dirac ($\delta(t)$)

$$e_V \approx \delta(t) \quad (5)$$

Como o Delta de Dirac é um elemento neutro da convolução, a Eq. 1 pode ser dada por:

$$D_V(t) \approx w(t) * i(t) \quad (6)$$

O método de deconvolução interativa no domínio do tempo estima uma Função do receptor. A convolução da estimativa da função do receptor com o sismograma da componente vertical (Eq. 7) é subtraída do sismograma da componente radial .

$$D_R(t) = D_V(t) * e_R(t) \quad (7)$$

O procedimento é repetido para outras estimativas de atrasos de picos e amplitudes. Com cada pico adicional na função do receptor , o desajuste entre a componente vertical e radial , da convolução da função do receptor é reduzida e a interação pára quando o desajuste dos picos adicionais se torna insignificante, a Eq. 8 sintetiza esse procedimento.

$$r(t) = \int_0^t [D_R - D_V(t) * e_R(t)]^2 \quad (8)$$

Para verificar se o traço da função do receptor é de "boa qualidade", é necessário avalia-lo, realizando uma correlação cruzada entre D_R e $D_V(t) * e_R(t)$, dado em termos de porcentagem de ajuste entre os sinais.

Para eliminar ruídos de alta frequência, aplica-se um filtro do tipo Gaussiano na Eq. 7, que possui a seguinte forma no domínio do tempo (t) Dourado et al. (2007):

$$G(t) = e^{-t^2} \sqrt{\frac{\alpha}{\pi}} \quad (9)$$

A largura do filtro gaussiano controla a largura da banda do sinal, quanto maior o valor, maior a largura da banda (2.5 é um valor comumente usado em analise de função do receptor). Por isso, é necessário cuidado na sua escolha, pois um valor baixo demais pode suavizar a função do receptor, enquanto, um mais alto pode permitir que frequências indesejáveis mascarem as fases de interesse.

2.2 Dispersão de ondas de superfície

Sabe-se que as ondas de superfície se dividem em dois pacotes de energia, que são as ondas Love e ondas Rayleigh Assumpção & Neto (2000). Em 1887 o físico e matemático inglês John William Strutt, conhecido como Lorde Rayleigh demonstrou por meio de equações elástica, a existência de uma onda que se propagava ao longo da superfície do corpo, conhecidas como ondas Rayleigh. Já nos anos de 1911, o matemático inglês Augustus Edward Hough Love demonstrou um segundo tipo de onda de superfície dando a elas seu nome, as ondas Love.

As ondas Love são formadas por interferências construtivas das múltiplas ondas SH (componente horizontal da onda S) aprisionadas próximas a superfície, já a onda Rayleigh são a combinação de movimento da onda P e SV (componente vertical da onda S). A Fig. 2 representa a geometria de propagação dessas ondas no plano $x - z$:

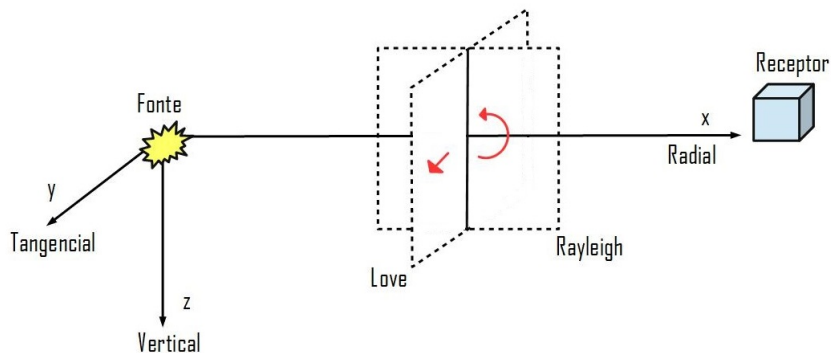


Figura 2- Geometria de propagação das ondas de superfície, o deslocamento da onda Rayleigh transcorre no plano x-z, e o deslocamento da onda Love ocorrendo paralelo ao eixo y.

As ondas de superfície apresentam caráter dispersivo, suas componentes harmônicas individuais do sismograma se propagam pelo globo terrestre em diferentes velocidades. A dispersão destas ondas é a relação entre a velocidade e a frequência (período). Quando a velocidade de propagação sofre variação com a frequência (período), ocorre a dispersão.

A onda de período curto viaja à velocidade ω/k e a do pacote de ondas com período mais longo viaja à velocidade $\delta\omega/\delta k$, onde ω é frequência e k número de onda. O primeiro é a velocidade de fase c ; o último é a velocidade de grupo U Shearer (2009).

Determinar as velocidades de fase ou/e grupo para determinado número de períodos, pode ser feito pelo método da estação única e o método inter-estação. O primeiro pode ser realizado se a assinatura da fonte e o tempo de origem são conhecidos, já o segundo método é realizado caso não se conheça os detalhes da fonte Nascimento (2010).

Neste trabalho determinamos a velocidade de grupo pelo método da estação única, usando usando o Multiple Filter Technique (MFT) ou técnica de filtragem múltipla Dziewonski et al. (1969) que é usada para estudar as variações de amplitude de um sinal em função da velocidade e do período, medindo assim as velocidades de grupo. A MFT tem como base teórica a utilização de uma função gaussiana no domínio da frequência, o objetivo da MFT é isolar esses harmônicos, calcular a velocidade de cada um deles e construir a curva de dispersão das velocidades de grupo, através de uma série de filtros passa-banda estreitos.

Para se obter uma boa resolução na vizinhança imediata de cada valor da frequência central e da velocidade, é utilizado um filtro Gaussiano, onde ω_n vai denotar a frequência central em uma janela de frequência para n-ésimo período, e α a constante que controla a resolução da medida da velocidade de grupo ?

$$H_n(\omega) = -\alpha \left[\frac{(\omega - \omega_n)^2}{(\omega_n)^2} \right] \quad (10)$$

2.3 Inversão conjunta

A inversão conjunta tenta inverter simultaneamente dois conjuntos diferentes de observações que são sensíveis a diferentes aspectos da estrutura da Terra. Definindo os seguintes parâmetros:

- O_{r_i} - Função do receptor observada no tempo t_i

- P_{r_i} - Função do receptor previsto no tempo t_i
- σ_{r_i} - Erro padrão de observação em t_i
- O_{s_j} - j'ésima observação de dispersão de onda de superfície
- P_{s_j} - j'ésimo ponto de dispersão de onda de superfície previsto
- σ_{s_j} - Erro padrão da j'ésima observação de onda de superfície
- N_r - Número total de pontos de função do receptor
- N_s - Número total de pontos de dispersão de ondas de superfície
- p - fator de influência

Buscamos o modelo da terra a partir da minimização do funcional

$$S = \frac{(1-p)}{N_r} \sum_{i=0}^{N_r} \left(\frac{O_{r_i} - P_{r_i}}{\sigma_{r_i}} \right)^2 + \frac{p}{N_s} \sum_{j=0}^{N_s} \left(\frac{O_{s_j} - P_{s_j}}{\sigma_{r_j}} \right)^2 \quad (11)$$

Observe que o parâmetro p altera a influência de qualquer conjunto de dados no procedimento de minimização. Um $p = 0$ força uma solução baseada somente na função do receptor, a qual um $p = 1$, a solução é influenciada somente pela dispersão de ondas de superfície. Uma vantagem da ponderação estatística nos termos entre parênteses grandes, é que a divisão pelo erro padrão observado corrige as diferentes unidades físicas da função do receptor (s^{-1}) e a dispersão (km/s). A presença de $1/N_r$ e $1/N_s$ antes do sinal de somatório serve para evitar que um conjunto de dados domine o outro.

Como o problema é não-linear em termos dos parâmetros do modelo, uma sequência interativa de inversões linearizadas é calculada como uma combinação linear de alterações no modelo atual. Isso significa que as estatísticas de erro, se aplicam às mudanças nos parâmetros do modelo, em vez dos próprios parâmetros do modelo. Uma vez que a solução tenha convergido para um mínimo, não sendo necessários os mínimos globais, a confiança nas mudanças pode ser atribuída ao próprio modelo.

Um maior problema é a estimativa dos σ'_r 's e σ'_s 's. Se repetidas observações feitas, entram no cálculo para as médias das observações, os σ 's devem ser os erros padrões da média. Esta estimativa é possível se as observações de ondas de superfícies forem médias, ou se as funções de receptor estiverem empilhadas.

A Eq. 11 é minimizada pela aplicação de decomposição de valores singulares para estimar as mudanças no modelo, Δm :

$$w_r \frac{\partial r}{\partial m_1} \Delta m_1 + \dots + w_r \frac{\partial r}{\partial m_N} \Delta m_N = w_r res \quad (12)$$

$$w_s \frac{\partial s}{\partial m_1} \Delta m_1 + \dots + w_s \frac{\partial s}{\partial m_N} \Delta m_N = w_s res \quad (13)$$

onde os pesos

$$w_r = \left(\frac{1-p}{N_r \sigma_r^2} \right)^{1/2} \quad (14)$$

$$w_s = \left(\frac{p}{N_s \sigma_s^2} \right)^{1/2} \quad (15)$$

são usados para cada função do receptor e observações de dispersão, respectivamente $\frac{\partial r}{\partial m}$ e dispersão de onda de superfície $\frac{\partial s}{\partial m}$, são computadas nos programas rftn96 e surf96

3. PROCESSAMENTO

A inversão conjunta foi realizada utilizando o pacote de programas do Computer Programs in Seismology, versão 3.30 Herrmann & Ammon (2004). Os dados de função do receptor e de dispersão de ondas de superfície para as estações AGAZ, ELCA e SAGE foram pré-processados e invertidos separadamente, para então ser realizada a inversão conjunta.

Para a inversão da função do receptor utilizou-se o programa rftn96, em que teve como entrada dois traços radiais resultados de somas com o parâmetro a dos filtros gaussianos iguais a 2,5 e 4,0.

A inversão das ondas de superfície utilizou o programa surf96, que tem como entrada valores de velocidade e amplitude em função do período, extraídos da curva de dispersão média.

A inversão conjunta foi realizada pelo programa joint96 que une os algoritmos do rftn96 e surf96 e aplica pesos para cada conjunto de dados. Neste trabalho aplicou-se 50% para o banco de dados da função do receptor e 50% para o de dispersão de ondas de superfície.

Dois parâmetros de regularização foram adicionados ao processo de inversão para tornar os resultados mais estáveis, são eles, o de suavização (λ), que aplica as camadas da crosta, uma suavização no modelo de velocidade de inversão, com destaque nas camadas mais rasas da crosta e no limite entre crosta e manto, para destacar tais descontinuidades, sendo esses valores de suavização de 0 a 1, onde 0 é suavização nula e 1 suavização máxima. Outro regularizador aplicado foi o chamado “damping” (μ), com a finalidade de tornar mais estáveis os resultados nas primeiras interações, pois faz com que as influências dos autovalores pequenos nos primeiros estágios da inversão sejam minimizadas, aumentando sua influência nos estágios mais tardios, dessa maneira mantendo a taxa de convergência da inversão de máxima verossimilhança estável durante todo o processo.

Os parâmetros acima citados foram aplicados na rotina de inversão, então um modelo de velocidade da onda S foi gerado depois de 40 interações, para cada estação sismográfica. Um damping ligeiramente mais alto ($\mu = 10$), foi adicionado as 2 primeiras interações, para evitar que o resultado fique incoerente, nas estimativas dos primeiros modelos. Nas 38 interações restantes um damping de $\mu = 0.2$ foi fixado. Abaixo temos os resultados da inversão conjunta para cada estação sismográfica.

4. RESULTADOS

Os resultados da inversão conjunta nas três estações sismológicas, foram detectadas varias descontinuidades abaixo das estações, indicadas e denominadas nas Fig. 3,4 e 5, por CS (crosta superior), CM (crosta média), CI(crosta inferior), M(I) (manto I), M(II) (manto II) e M(III) (manto III). A linha sólida azul representa a descontinuidade de Mohorovicic, que caracteriza a divisão entre a crosta e o manto.

O perfil final interpretado sobre a estrutura da da litosfera, é mostrado na figura 6, onde temos na direção NW, nas estações sismológicas AGAZ e ELCA , uma estrutura mais homogênea,

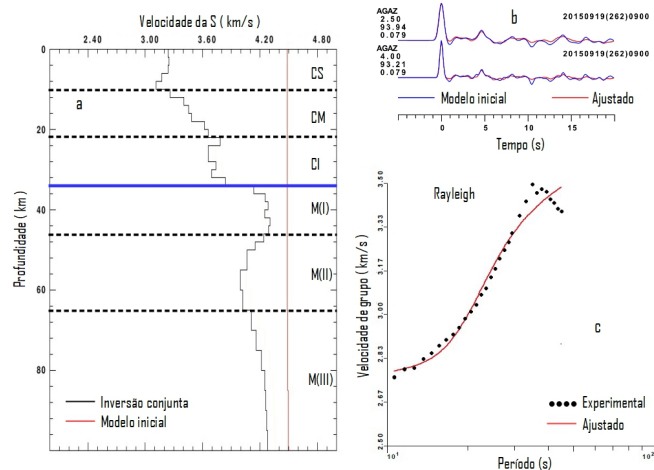


Figura 3- Estação AGAZ – a) Modelo final da curva de velocidade da onda S de inversão conjunta; b) Ajuste da função do receptor para o filtro Gaussiano de 2.5 e 4.0, com ajuste de 93.94% e 93.21%, respectivamente; c) Ajuste Curva de dispersão da onda Rayleigh.

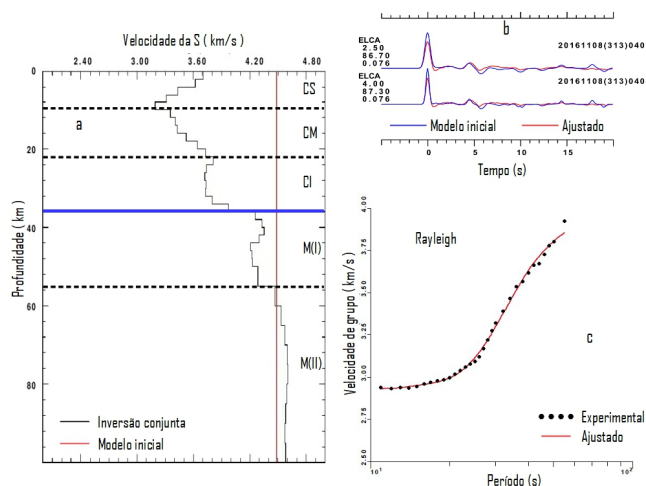


Figura 4- Estação ELCA – a) Modelo final da curva de velocidade da onda S de inversão conjunta; b) Ajuste da função do receptor para o filtro Gaussiano de 2.5 e 4.0, com ajuste de 86.70% e 87.30%, respectivamente; c) Ajuste Curva de dispersão da onda Rayleigh.

tanto nas suas espessuras no que refere as camadas identificadas, quanto sua média de velocidade da onda S, no entanto na estação SAGE, a estruturação demonstrou uma ambiguidade quanto a identificação da Moho, isso se deu pois a parecerista geológica inerentes a região, por ser uma geologia mais sedimentar, os dados propiciam mais ruído, gerando um modelo instável em seus resultados.

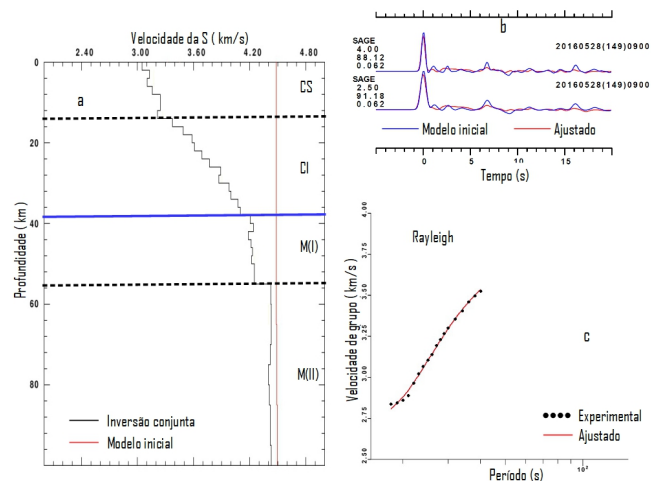


Figura 5- Estação SAGE – a) Modelo final da curva de velocidade da onda S de inversão conjunta; b) Ajuste da função do receptor para o filtro Gaussiano de 2.5 e 4.0, com ajuste de 88.12% e 91.18%, respectivamente; c) Ajuste Curva de dispersão da onda Rayleigh

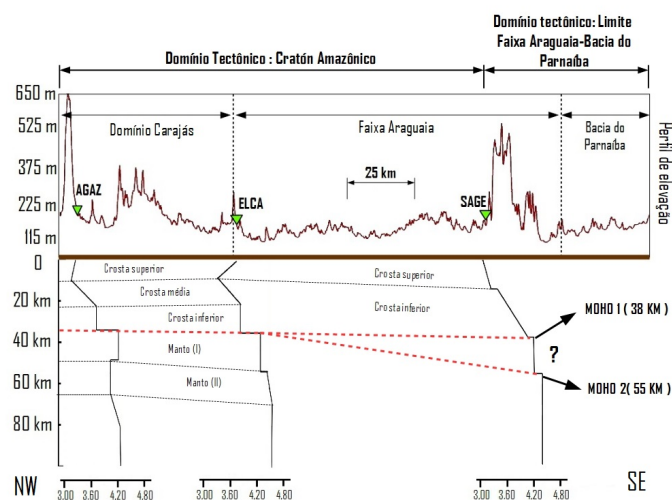


Figura 6- Perfil NW-SE da estrutura da litosfera da porção sudeste do Cratão Amazônico e Faixa Araguaia obtidos a partir da interpretação de resultados de inversão conjunta de função do receptor e dispersão de ondas de superfícies para as estações AGAZ, ELCA e SAGE. São indicadas as discontinuidades internas da crosta e a Moho. As estações estão representadas pelo triângulo verde e é apresentado o perfil topográfico ao longo do perfil.

5. CONCLUSÃO

A inversão conjunta dos dados de função do receptor e dispersão de ondas de superfície Rayleigh, demonstrou ser bastante eficaz na detecção de discontinuidades internas da crosta, limite crosta-manto e estruturas do manto superior. Sendo menos efetiva em identificar estruturas rasas/superfície. Os modelos obtidos para as estações AGAZ e ELCA são robustos, sendo necessário mais dados para reduzir a ambiguidade quanto a profundidade Moho na estação SAGE.

Referências

- Neves, B. B. de B.; Cordani, U. G. (1991), "Tectonic evolution of south america during the late proterozoic". *Precambrian Research*, Elsevier, v. 53, n. 1-2, 23–40.
- Juliá, J. & Ammon, Charles J., Nyblade, A. (2005), "Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities. *Geophysical Journal International*. v. 162, n. 2, 555-569
- Langston, Charles A., Ammon, Charles J. (1991), "Scattering of teleseismic body waves along the Hayward-Calaveras fault system". *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 81, n. 2, 576-591.
- Luz, R.; Juliá, J.; Nascimento, A.F. (2015), "Crustal structure of the eastern Borborema Province, NE Brazil, from the joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion: Implications for plateau uplift". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 120, n. 5, 3848-3869.
- 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: Solid Earth*, Wiley Online Library, v. 89, n. B9, 7783–7795.
- Dourado, J. C., Assumpção, M., Malagutti Filho, W.; Bianchi, M. B. D. (2007), "Feições crustais determinadas pela análise azimutal da função do receptor, na região da estação sísmológica de Rio Claro (RCLB)". *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 25(4), 399-411.
- Almeida, F. D.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. D.; Fuck, R. A. (1977), "Províncias estruturais brasileiras", *Simpósio de Geologia do Nordeste*, vol 8, 363-391.
- Trindade, C. R. D. (2013), "*Espessura crustal e Razão de Poisson do Brasil Central: uma aproximação por função do receptor*", Dissertação de Mestrado, UNB, Brasília.
- Nascimento, R. M. D. (2010), "*Análise da dispersão de ondas de superfície na Província Borborema, Nordeste do Brasil*". Tese de Doutorado, UFRN, Natal.
- Ligorria, J. P.; Ammon, C. J. (1999), "Iterative deconvolution and receiver-function estimation". *Bulletin of the seismological Society of America*, v. 89, 1395-1400.
- Herrmann, R. B.; Ammon, C. J. (2004), "Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure". *Computer Programs in Seismology*, Version 3.30. Saint Louis University.
- Dziewonski, A.; Bloch, S.; Landisman, M. (1969), "A technique for the analysis of transient seismic signals". *Bulletin of the seismological Society of America*, v. 59, 427-444.
- Bhattacharya, S. N. (1983), "Higher order accuracy in multiple filter technique". *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 73, 1395-1406.
- Helffrich, G.; Wookey, J.; Bastow, I. (2013), "*The Seismic Analysis Code: A Primer and User's Guide*". Cambridge University Press.
- Assumpção, M.; Neto, C. M. D. (2000), "*Decifrando a terra*". 1º ed., 43-62, São Paulo.
- Artemieva, I. (2011), "*Lithosphere: an interdisciplinary approach*". Cambridge University Press.
- Shearer, P. M. (2009), "*Introduction to seismology*". Cambridge University Press.

FUNCTIONAL CONVERSION OF RECEIVER FUNCTION AND WAVELESS DISPERSION OF SURFACE APPLIED TO LITOSPHERE STUDIES.

Abstract. *The joint inversion method of receiver function and surface wave, can be used to study the structure of the lithosphere, identifying parameters of depth and speed of the S wave, which is a characteristic of the seismological method where it stands out in identifying and determining horizontal discontinuities and the distribution of wave velocity variation in the medium. This work is a partnership between the Laboratory of Seismic and Seismological Studies of the Amazon (LESSAM) of UFOPA and the Laboratory of Studies of the Lithosphere (LabLitos) of the IG / UnB, where it operates data from the Seismic Network for Tectonic Studies (RSET) and The main motivation of the work is to provide more information about the Amazonian Craton, which is the least known portion of the country due to several difficulties, among them, the presence of dense forest, having soils and sediment coverings hiding rocks, hot and humid climate and lack of access to study areas, require huge efforts and costs in conducting the research.*

Keywords: *Joint Inversion, Receiver Function, Surface Wave, Seismology.*