



Arquitetura sedimentar 1D da Bacia do Paraná com Funções do Receptor

Thayane Samara da Cunha Victor* & Jordi Julià, Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Copyright 2016, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no VII Simpósio Brasileiro de Geofísica, Ouro Preto, 25 a 27 de outubro de 2016. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do VII SimBGf, mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

Resumo (Arial Bold, 9)

The Paraná Basin is an important geologic province in Brazil, with potential for exploration of non conventional hydrocarbons of gas and oil. This basin also contains the Guarani Aquifer, a very important source of water for the Brazilian South and Southeast. Controlled-source seismic surveys are difficult to apply in that area due to a layer of basalts within the sedimentary sequence (Serra Geral formation) that reflects seismic energy back to the surface, allowing little penetration of the seismic signal and preventing illumination of deeper structures. On the other hand, the use of techniques borrowed from passive-source seismology, such as the receiver function method, has demonstrated good potential for mapping those structures, as seismic energy illuminates the basaltic layer from below in its way to the surface. The receiver function method is applied here to estimate thickness and Vp/Vs ratio for the crust and sediments under 4 broadband stations near Bebedouro-SP. We find average crustal thicknesses around 41 km, with bulk Vp/Vs ratios around 1,72; and sedimentary thicknesses around 1,5 km, with Vp/Vs ratios around 1,92. These values are shown to be consistent with the lithologic composition expected for the basin.

Introdução

A Bacia do Paraná é uma das grandes bacias intracratônicas do continente Sul-Americano, com alto potencial para a formação de hidrocarbonetos gasosos nos folhelhos da Formação Ponta Grossa e de óleo nos folhelhos betuminosos da Formação Irati. Sendo assim, a Bacia do Paraná apresenta condições propícias à exploração de hidrocarbonetos não convencionais, onde se estima que tais reservas sejam mais de 12 vezes maior que as atuais reservas brasileiras convencionais de gás. A bacia do Paraná tem cerca de 90% de sua área recoberta pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral, mas é o magmatismo Mesozóico que pode ter sido um fator determinante na maturação desses horizontes potencialmente geradores de gás e óleo. Além do mais, a bacia do Paraná abriga o aquífero Guarani, uma das fontes de água mais importantes para a região Sul e Sul-Leste do Brasil. Entretanto, a bacia ainda carece de estudos que certifiquem seu potencial gerador e sua viabilidade econômica.

Aquisições de dados sísmicos ativos na Bacia do Paraná tem se mostrado insuficientes para o mapeamento das estruturas geológicas presentes abaixo da camada de basalto, devido ao alto contraste de impedância entre o basalto e os sedimentos acima, pois a maioria da energia liberada na superfície é refletida,

retornando a superfície sem alcançar as camadas mais profundas. Entretanto, a aquisição de dados sísmicos provenientes de fontes passivas tem demonstrado potencial para o mapeamento de estruturas profundas, uma vez que a energia proveniente destas fontes penetra a camada de basalto desde abaixo até a superfície [p.e. Dias, 2011].

O registro de ondas P e S geradas por terremotos profundos ($h > 100$ km) com epicentro na zona de subducção do continente garantem um conteúdo de frequência alto o suficiente para permitir que a estrutura sedimentar da bacia do Paraná seja mapeada em detalhe. Esses registros podem ser processados para obter funções do receptor, que são séries temporais equalizadas através de um processo de deconvolução que elimina os efeitos da fonte e da resposta instrumental, deixando apenas a contribuição da estrutura local ao sismógrafo [Langston, 1979]. Neste trabalho, analisamos dados obtidos pela Universidade de São Paulo no distrito de Andes, SP, próximo de Bebedouro, que são disponibilizados sem custo pelo IAG/USP à comunidade científica brasileira. Os dados foram usados para obter funções do receptor e determinar os parâmetros de espessura e razão Vp/Vs para a crosta e os sedimentos. Mostramos também, através de modelagem 1D das funções do receptor, que os valores achados são consistentes com modelos litológicos propostos para a bacia do Paraná.

A metodologia apresentada vem contribuir com a continuidade das investigações na bacia do Paraná, apresentando-se como uma alternativa viável para a determinação das estruturas estratigráficas, crustais e litosféricas.

Metodologia/ Problema Investigado

Raios sísmicos de uma frente de onda P, quando incidem numa descontinuidade de velocidade uniforme acima de um semi-espaço, geram uma fase de onda P transmitida e sua conversão em S, além de suas reverberações (figura 1). O tempo de percurso das fases convertidas é função da profundidade e é possível assim determinar a espessura e a razão Vp/Vs através da análise das mesmas. É sabendo-se disto que o método de função de receptor se aplica. Para calcular a função de receptor de ondas P telessísmicas, a forma de onda é rotacionada do sistema geográfico (ZNE) para o sistema epicentro-estação (ZRT). Sabendo-se que um sinal de telessismo é função da fonte, da trajetória percorrida e da resposta instrumental, a fim de isolar as informações referentes as estruturas localizadas abaixo do sensor, os dados são então equalizados através do processo de deconvolução da componente vertical (Z) com relação a componente radial (R), resultando na função do receptor [Langston, 1979].

Para estes cálculos se considerou registros de três componentes, de estações sismográficas de banda larga na região de Bebedouro, SP. As distâncias epicentrais tipicamente usadas em estudos de função de receptor são de 30° a 90°, mas neste caso, para incluir os eventos andinos, foram considerados eventos profundos com distâncias epicentrais menores que 30°. As menores distâncias epicentrais fornecem conteúdos de frequência maiores para determinar estruturas mais rasas e menos espessas, como é o caso de uma bacia sedimentar. Para garantir uma boa relação sinal-ruído, apenas eventos de magnitude maiores que 5.0 m_b foram selecionados.

As funções do receptor foram calculadas através do método iterativo de Ligorria & Ammon [1999], com 500 iterações, depois de remoção da média, filtragem (0.05 Hz < f < 2.5 Hz) e decimação das formas de onda. Descartaram-se funções do receptor com recuperação da forma de onda original inferiores a 85% e em seguida foi feita uma inspeção visual para descartar possíveis funções do receptor discrepantes. Para cada função do receptor foram medidos os tempos de percurso da fase convertida Ps e sua 1ª múltipla (PpPs), a fim de obter a espessura e razão Vp/Vs do pacote sedimentar-magmático e da crosta subjacente. A obtenção desses valores é através das equações demonstradas em Zandt et al. (1995):

$$\frac{V_p}{V_s} = \left\{ (1 - p^2 V_p^2) \left[2 \left(\frac{t_{Ps} - t_P}{t_{PpPms} - t_{Ps}} \right) + 1 \right]^2 + p^2 V_p^2 \right\}^{1/2} \quad (1)$$

$$t_{PpPms} - t_{Ps} = 2h \left(\frac{1}{V_p^2} - p^2 \right)^{1/2} \quad (2)$$

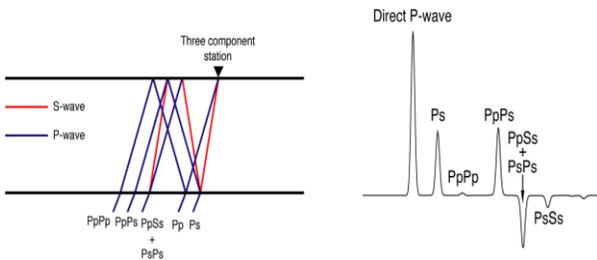


Figura 1: (esquerda) Raios sísmicos associados a uma frente de ondas P incidente sobre uma camada de velocidade uniforme acima de um semi-espaço; (direita) função de receptor de onda P associada a este modelo.

Resultados (Arial Bold, 9)

Quatro das estações consideradas apresentara dados com qualidade suficiente para o cálculo de função de receptor, são elas as estações BB15B, BEB11, BEB4B,

BB16B (figura 2). Para ilustrar os resultados serão apresentados os dados referentes a estação BB15B. Para cada função do receptor foi feita uma medição dos prováveis tempos de percurso da fase Ps e sua 1ª múltipla (figura 3) geradas na base da sequência sedimentar e estimativas do parâmetro do raio foram obtidas utilizando o programa TauP (Crotwell et al., 1999). Acrescentando-se a isto valores estimados de velocidade de onda P, entre 3 e 4 km/s, foi possível calcular a espessura média estimada do pacote magmático-sedimentar e a razão Vp/Vs. Os valores mais consistentes foram os seguintes: Vp/Vs em torno de 1,9 e espessura sedimentar de 1,5 km, podendo atingir até 2 km.

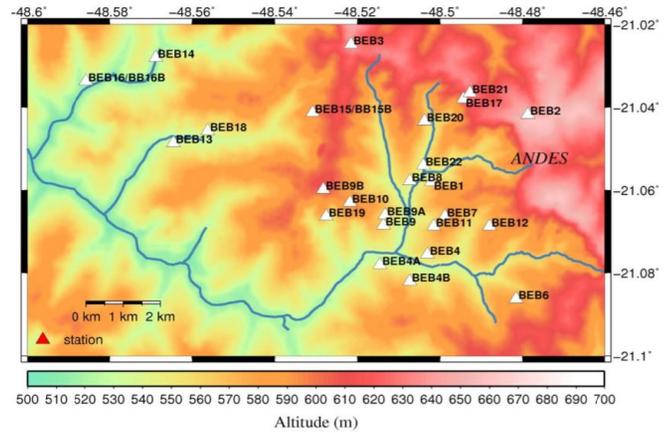


Figura 2:Localização das estações sismográficas (triângulos) que operaram em Bebedouro no período de 2005-2010. As cores indicam a topografia e a linha azul representa a drenagem.

Baseando-se na mesma lógica foi feito o cálculo da espessura crustal, estimando-se valores de onda P de 6.2 km/s, o melhor resultado obtido foi de uma espessura crustal de 40 km e Vp/Vs de 1,72.

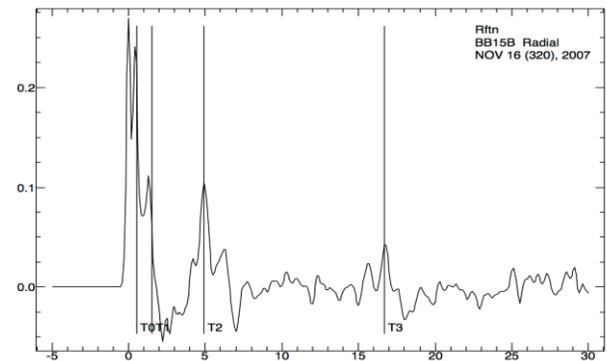


Figura 3: Pickagem dos tempos de Ps=T0, múltipla de Os=T1, Moho=T2 e sua múltipla=T3, para o stack(dado real).

Para mostrar a consistência dos valores obtidos com a litologia da bacia, foi feita uma modelagem das funções do receptor. Primeiro, foi calculado um empilhamento das funções de receptor, afim obter uma média dos dados

referentes a essa estação. Para tal, foram consideradas funções do receptor com back-azimute e parâmetros do raio semelhantes, com variações de até 0,1 s/km no parâmetro do raio e de 270° no back-azimute. A função do receptor empilhada foi então modelada utilizando o programa *The Interactive Receiver Function Forward Modeller*, do *Research School of Earth Sciences* da *The Australian National University* [Tkalčić and Banerjee, 2008]. O código é em java e o programa é interativo, capaz de modelar funções de receptor de telessismos de maneira simultânea aos comandos do usuário.

O modelo que foi estimado da modelagem possui um pacote magmático-sedimentar de 1,5 km, sendo a primeira camada de arenito com 0,5 km, Vs de 1,5 km/s, Vp/Vs de 2,1. A segunda camada, considerando ser o derrame basáltico, possui Vs de 2.0 km/s, Vp/Vs de 1.7 e espessura de 0,5 km. A terceira camada de arenito mais denso de 0,5 km de espessura, Vs de 1,8 km/s e Vp/Vs de 2,1. Abaixo estão uma crosta superior de Vp/Vs 1,7, espessura de km e Vs de 3.4 km/s e uma crosta inferior de Vp/Vs 1,7, espessura de 35 km e Vs de 3.8 km/s. Na profundidade 40,5 km se encontra o topo do manto superior, com Vs de 4.5 km/s e Vp/Vs de 1,78. Detalhes da modelagem são mostrados na Figura 4. Os valores médios para a sequencia sedimentar são de 1.92 para a razão Vp/Vs e de 1.5 km para a espessura sedimentar; enquanto os valores médios para a crosta (incluindo sedimentos) são de 1.72 para a razão Vp/Vs, mostrando-se compatíveis com os obtidos através dos tempos de percurso e evidenciando a consistência de nossos valores com a litologia da bacia.

A figura 5 demonstra que os tempos de percurso para o modelo obtido são consistentes com os tempos de percurso observados; entretanto, as amplitudes ainda precisam de ajuste. A amplitude das múltiplas depende de variações de velocidade (50%) assim como de densidade (50%), além de ser sensível a gradientes de velocidade entre camadas (Julià, 2007). Para tentar melhorar os ajustes das amplitudes foram construídos alguns modelos adicionais. O primeiro, considerando densidades obtidas pela relação empírica de Berteussen (1977)

$$\rho = 0,32 V_p + 0,77 \quad (3)$$

o segundo com densidades encontradas na literatura para arenito (2,15 e 2,7 g/cm³) e basalto (2,9 g/cm³), o terceiro aplicando um gradiente de 2 km na transição crosta-manto, e ainda um quarto com um gradiente de 4 km. A sobreposição das funções de receptor geradas por estes modelos permite visualizar melhor o efeito das mudanças de densidades e dos gradientes (figura 5).

Discussão e Conclusões

O modelo 1, feito com densidades baseadas na equação (3) é bastante próximo ao modelo obtido através do *The Interactive Receiver Function Forward Modeller*. Já o segundo modelo, baseado nas densidades encontradas na literatura mostrou uma diminuição considerável nas amplitudes, confirmando a dependência

entre amplitude e densidades, de maneira que as múltiplas sofreram maior diminuição das amplitude que a Ps. Analisando-se os modelos 3 e 4, que levam em consideração o gradiente aplicado para suavizar a Moho, mostraram que o gradiente de 4 km (modelo 3) não se mostrou satisfatório, pois é provável que esse valor tenha sido exagerado. Mas o gradiente de 2 km demonstrou potencial para modelar a transição crosta-manto neste caso; isto pode ser observado na diminuição da amplitude e sua múltipla. Mais uma vez essa alteração é maior na múltipla.

Então, o método de função de receptor tem demonstrado bons resultados no mapeamento das estruturas sedimentares e profundas da bacia do Paraná. Portanto, em síntese, com base nos tempos de percurso e na modelagem obtida já é possível concluir que a espessura da crosta é aproximadamente 41 km, com uma razão Vp/Vs média de 1,72. Para o pacote sedimentar-magmático a espessura é de 1,5 km e a razão Vp/Vs média de 1,97. Entretanto ainda são necessárias mudanças nos modelos propostos para aperfeiçoar o ajuste na modelagem tanto para o pacote magmático-sedimentar quanto para as estruturas mais profundas. Essas alterações estão sendo feitas para todas as estações citadas e seus resultados estarão disponíveis em breve.

Cálculos de funções de receptor de onda S (Farra & Vinnik, 2000) também estão em andamento e seus resultados serão somados aos já apresentados aqui. A principal diferença está em que nas conversões S para P há separação entre múltiplas e refrações, o que facilita a interpretação das fases observadas. Portanto, espera-se que a unificação destes dados possibilitará uma compreensão satisfatória da estrutura sedimentar e profunda da bacia do Paraná utilizando fonte passiva.

Agradecimentos

Agradeço o apoio do Labsis por disponibilizar o laboratório e ao PRH22 Petrobras pela concessão da bolsa.

Referências

Ammon, C., Randall, G, Zandt, G., 1990. On the non-uniqueness of receiver function inversions. *J. Geophys. Res.*, 95, 15303-15318

Dias, Fábio. *Estudo da Camada de Basalto em Bebedouro, Bacia do Paraná, com Função do Receptor - Implicações para a Sismicidade Induzida por Poços Profundo. Dissertação (Mestrado em ciências), IAG-USP, São Paulo, 2007.*

Hasui, Y. et al (Org.) *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 2012, 309-597.

Farra, V., and L. Vinnik (2000), Upper mantle stratification by P and S receiver functions, *Geophys. J. Int.*, 141, 699–712, doi:10.1046/j.1365-246x.2000.00118.x.

Julià, J. Constraining velocity and density contrasts across the crust–mantle boundary with receiver function amplitudes. *Geophys. J. Int.* (2007) 171, 286–301.

Langston, C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.* 84, 4749 – 4762.

The **TauP** Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. HP **Crotwell**, TJ Owens, J Ritsema. *Seismological Research Letters* 70 (2), 154-160, 1999.

Zandt, G. Myres, S. Wallace, T. Crustal and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37° latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, NO. B6, pages 10,529-10,548, June 10, 1995.

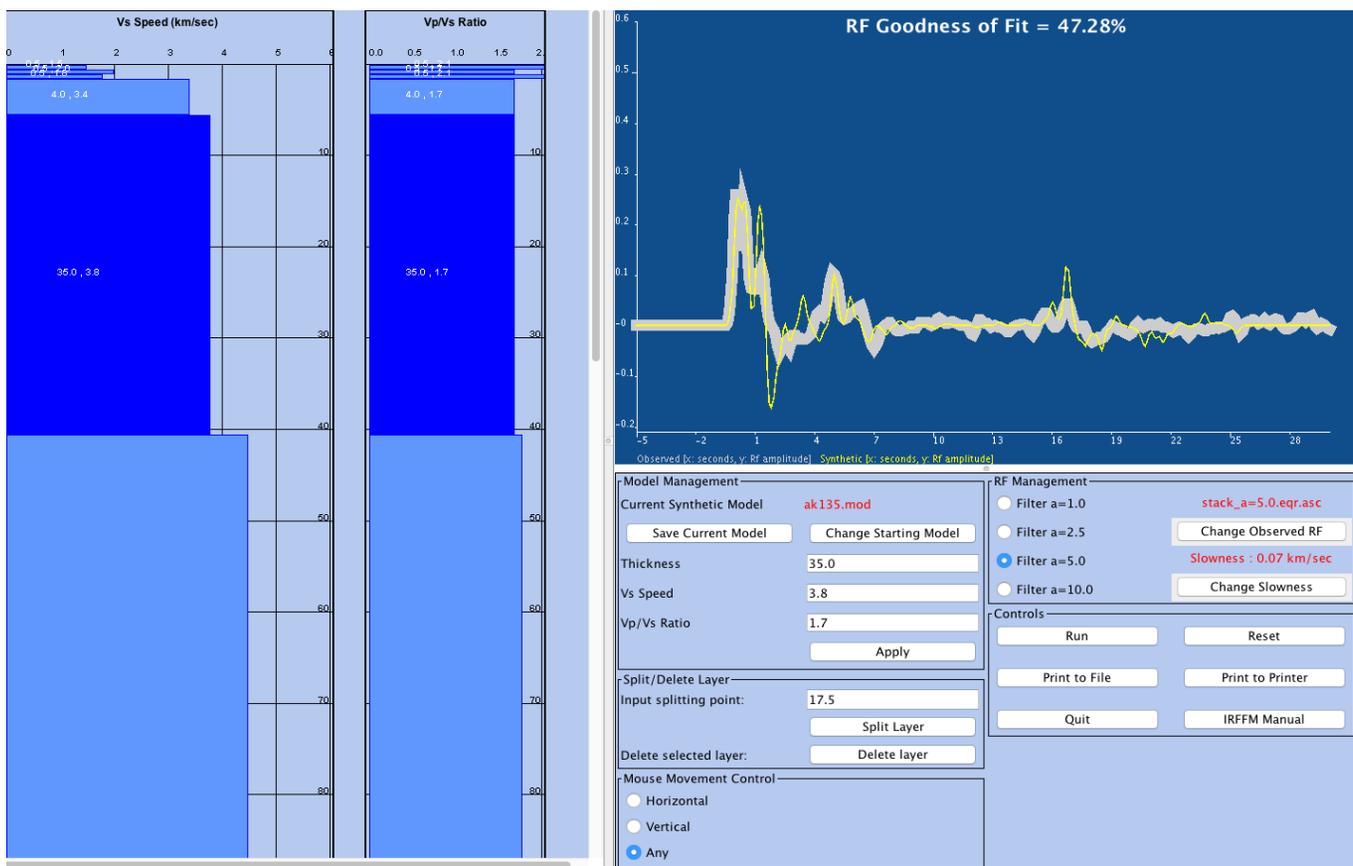


Figura 4: Detalhamento da modelagem, utilizando o *The Interactive Receiver Function Forward Modeller*.

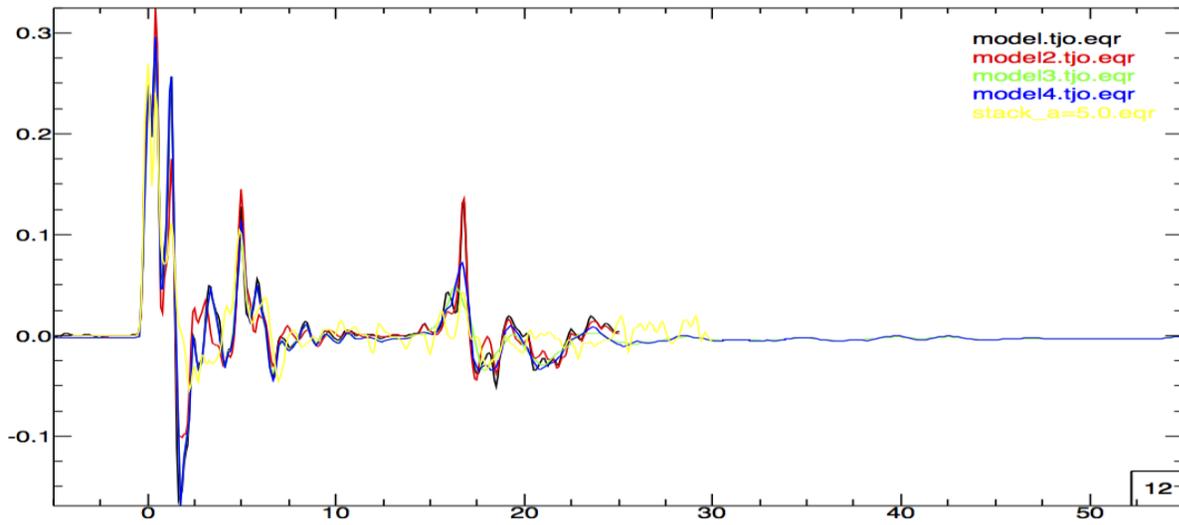


Figura 5: Sobreposição das Funções de receptor, em preto o modelo1, em vermelho o modelo2, em verde o modelo 3, em azul o modelo 4 e em amarelo o stack resultante de dados observados.