

# UTILIZAÇÃO DE SISMOS REGIONAIS PARA A DETERMINAÇÃO DE UM MODELO 1D DE VELOCIDADES DA ONDA P NA PROVÍNCIA BORBOREMA - NE DO BRASIL

Hasan Lopes SHIHADÉH<sup>1</sup>, Aderson Farias do NASCIMENTO<sup>2</sup>, Joaquim Mendes FERREIRA<sup>3</sup>

- (1) Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte/UFRN, Campus Universitário - CEP 59072-970, Lagoa Nova - Natal - RN. Endereço eletrônico: h.shihadeh@gmail.com  
(2) Departamento de Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte/UFRN, Campus Universitário, 3000 - CEP 59072-970, Lagoa Nova - Natal - RN. Endereço eletrônico: aderson@geofisica.ufrn.br  
(3) Departamento de Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte/UFRN, Campus Universitário, 3000 - CEP 59072-970, Lagoa Nova - Natal - RN. Endereço eletrônico: joaquim@geofisica.ufrn.br

Introdução  
Materiais e Métodos  
    Inversão do tempo de percurso  
    Tempo Percurso na Província Borborema  
    Determinação dos parâmetros do modelo de velocidades e estimativa da razão VP/VS  
Discussão dos Resultados  
    Teste com o modelo MBB  
Conclusões  
Agradecimentos  
Referências Bibliográficas

**RESUMO** - Neste trabalho foi realizado um estudo para a obtenção de parâmetros de um modelo regional de velocidades 1D que pudesse ter validade na Província Borborema, NE do Brasil. Para tanto, foram utilizados eventos que ocorreram na mesma entre 2001 e 2013 com magnitude acima de 2.9 que tiveram epicentros bem determinados por redes locais de estações ou *back azimuth* e com maior número de registros em estações sismográficas com chegada confiável da onda P. Os eventos selecionados foram registrados nas redes permanentes e temporárias na região entre 2001 e 2013. Para a determinação dos parâmetros do modelo realizou-se a inversão do tempo de percurso através do ajuste de linhas retas aos tempos observados. O modelo final, nomeado MBB, apresenta uma crosta lateralmente homogênea composta por duas camadas (crosta superior e inferior), sendo a base da segunda camada limitada pela descontinuidade de Moho. A validação deste modelo se deu de modo independente através da comparação com outros modelos conhecidos (globais e regionais para o Brasil) mostrando um melhor ajuste aos tempos de percurso para esta região. Além disso, o MBB é mais realístico quanto à espessura média da crosta e velocidades média da onda P na crosta e manto superior da Província Borborema.

**Palavras-chave:** modelo crustal, fases crustais, inversão de tempo de percurso, sismologia, Província Borborema.

**ABSTRACT** - In this work we obtained for an 1D regional velocity model for the Borborema Province, NE Brazil. We used earthquakes which occurred between 2001 and 2013 with magnitude greater than 2.9 mb either from epicenters determined from local seismic networks or by back azimuth determination. We chose seven events which occurred in the main seismic areas in the Borborema Province. The selected events were recorded in up to 74 seismic stations from the following networks: RSISNE, INCT-ET, João Câmara – RN, São Rafael – RN, Caruaru - PE, São Caetano - PE, Castanhão - CE, Santana do Acarau - CE, Taipu – RN e Sobral – CE, and the RCBR (IRIS/USGS—GSN). For the determination of the model parameters were inverted via a travel-time table and its fit. These model parameters were compared with other known model (global and regional) and have improved the epicentral determination. This final set of parameters model, we called MBB is laterally homogeneous with an upper crust at 11,45 km depth and total crustal thickness of 33,9 km. The P-wave velocity in the upper crust was estimated at 6.0 km/s and 6.64 km/s for it lower part. The P-wave velocity in the upper mantle we estimated at 8.21 km/s with an VP/VS ratio of approximately 1.74.

**Key-words:** Borborema Province, 1D velocity model, travel-time inversion.

## INTRODUÇÃO

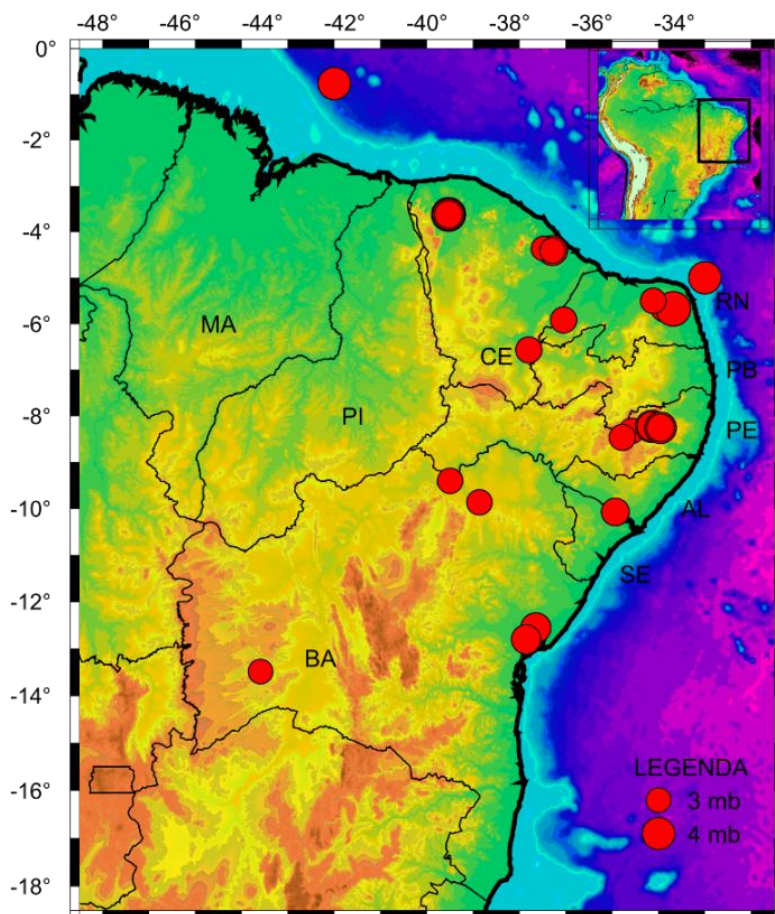
O conhecimento da estrutura crustal é muito importante para se vincular modelos geotectônicos e gravimétricos, além de proporcionar subsídios para se estabelecer um modelo de velocidades de propagação de ondas sísmicas regionalmente. A informação de velocidades é necessário para uma variedade de fins, incluindo a distribuição espacial e temporal dos terremotos (item mais básico e fundamental em um estudo sismológico), explosões atômicas, conhecimento dos limites

horizontais das placas tectônicas, determinação da composição das rochas, como por exemplo, a profundidade de transição entre o comportamento rúptil (frágil) e dúctil das rochas na crosta terrestre e a interpretação tectônica de grande escala.

A modelagem da estrutura média da crosta é um problema bem conhecido, e foi bastante desenvolvido com a ideia de se estabelecer um modelo inicial como referência para estudos de tomografia sísmica (Kissling et al. 1994). Uma

introdução ao problema de determinação da estrutura crustal pode ser encontrada em Crosson (1976), onde desenvolveu um procedimento de modelagem não-linear de mínimos quadrados para estimar parâmetros hipocentrais, correções de estação e parâmetros para um modelo acamadado de velocidades, simultaneamente, usando tempos de chegadas de terremotos locais. Lopes (2003) calculou a estrutura média da crosta em Goiás comparando o método da tentativa e erro com o Algoritmo Genético (GA), no qual mostrou a eficácia do GA para este tipo de problema, sendo cerca de 60 vezes mais rápido para seu espaço de busca. O estudo consistiu em analisar os resíduos das determinações hipocentrais de vários sismos segundo diferentes modelos crustais. A modelagem da estrutura crustal utilizando métodos sísmicos de refração é mais comum no Brasil como se pode verificar em Soares et al. (2001), Soares (2002), Perosi (2006) e Tavares et al. (2012), por exemplo.

O Nordeste do Brasil é reconhecido como a principal área de atividade sísmica intraplaca do Brasil (Berrocal et al., 1984). Historicamente, as principais áreas sísmicas no Nordeste são o Recôncavo da Bahia, a região do Lineamento Pernambuco (Ferreira et al., 1998; Lima Neto, 2009; Lopes et al., 2010; Lima Neto et al., 2012), a borda da Bacia Potiguar (Ferreira et al., 1998; Bezerra et al., 2007; Santana, 2009; Lima Neto et al., 2010; Dantas et al., 2011) e o noroeste do Ceará (Ferreira et al., 1998; Oliveira et al., 2010; Oliveira et al., 2012), sendo que, estas três últimas encontram-se na Província Borborema (Almeida et al., 1981) (Figura 1). No entanto, o Laboratório Sismológico da UFRN (LabSis) vem desenvolvendo estudos de sismicidade no nordeste brasileiro e ao longo destes anos, várias redes locais para monitoramento da atividade sísmica foram instaladas, além da Rede de Estações Sismográficas do Nordeste do Brasil (RSISNE; Petrobras/UFRN/FUNPEC).



**Figura 1.** Mapa de localização dos epicentros com magnitude maior ou igual a 3 no NE do Brasil, de 2001 a 2013 (Boletim Sísmico Brasileiro)

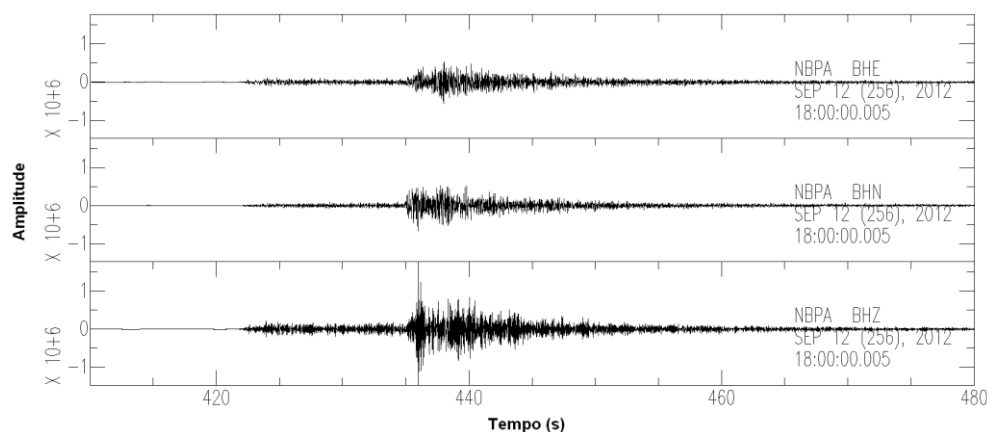
Na ausência de modelos regionais de velocidades para a localização epicentral é bastante comum utilizar modelos globais disponíveis na literatura como o de Jeffreys & Bullen (1940), Herrin (1968), PREM (Dziewonski & Anderson, 1981), IASP91 (Kennet & Engdahl, 1991) e AK 135f (Kennett et al., 1995). Para o Brasil há dois modelos 1D de velocidade da onda P, o modelo BR e o New BR, de Kwitko & Assumpção (1990) e Assumpção et al., (2010), respectivamente. A determinação epicentral de sismos regionais na Província Borborema é realizada utilizando

modelos globais e/ou regionais para todo o Brasil ou por *back azimuth*. Mas ao contrário do manto e do núcleo, a crosta apresenta significantes variações regionais na estrutura devida sua heterogeneidade, que influencia altamente no tempo de percurso de todas as fases crustais (Kulháněk, 1990). Assim, verificou-se a necessidade de determinar parâmetros para um modelo regional de velocidades 1D para a Província Borborema - objetivo deste trabalho - a fim de tentar aumentar a precisão da localização epicentral de sismos regionais na mesma.

## MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados utilizados neste trabalho foram registrados em sismômetros de período curto modelo S13J (vertical, NS e EW) e de estações *broadband* (banda larga) modelo KS2000M, com registrador SMART24® e por estações da *Reftek* pertencentes ao Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil (PEGBR), sediado no Observatório Nacional e com financiamento da PETROBRAS. Cada estação da *Reftek* era composta por um sensor triaxial L4C3D

(Sercel) e um registrador DAS 130 (*Reftek*). Os dados selecionados foram convertidos de seus formatos originais *CD11* e *Reftek* para o formato *SAC*, o que possibilita a leitura e processamento dos registros no software *Seismic Analysis Code* (*SAC*) (Figura 2), desenvolvido por Lawrence *National Laboratory* da Universidade da Califórnia, Estados Unidos.



**Figura 2.** Sismo de Pedra Preta (12/09/2012) registrado na estação NBPA da rede RSISNE (distância epicentral de 115,14 km).

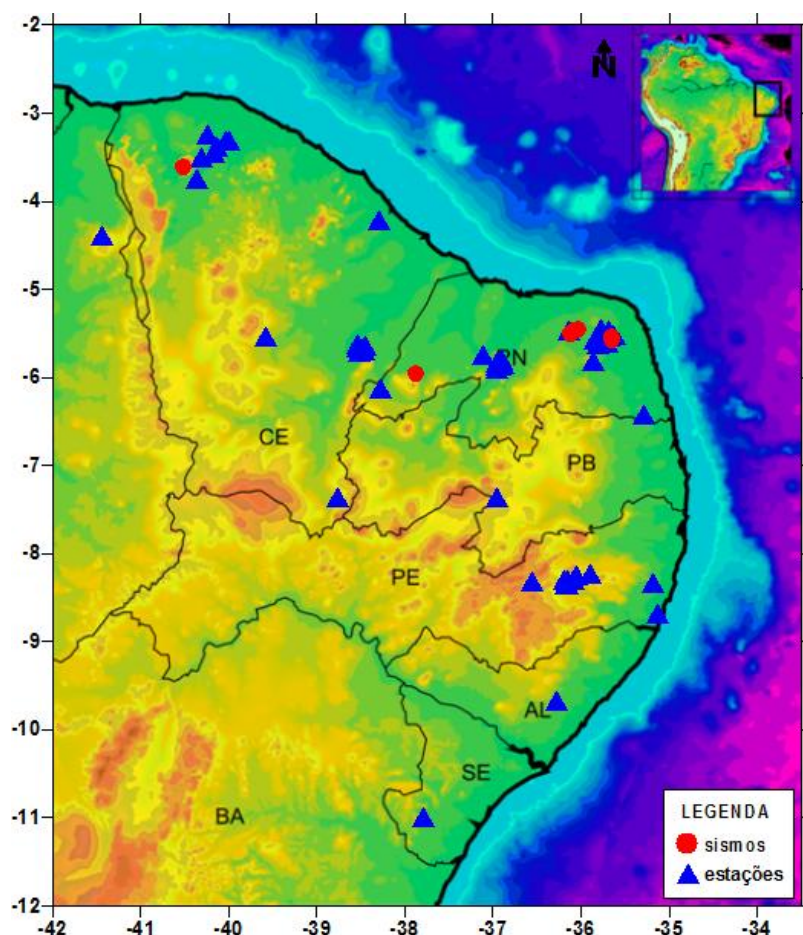
Inicialmente, foram selecionados eventos que ocorrem na Província Borborema entre 2001 e 2013 com magnitude maior que 2.9  $m_b$  e com epicentros bem determinados por redes locais de estações ou com *back azimuth* (Roberts et al., 1989) determinado com o movimento de partícula nas componentes horizontais e com a distância epicentral calculada com a diferença entre os tempos de chegada das ondas P e S, quando os dados são

de ótima qualidade. Além disso, escolheu-se por selecionar os sismos que tiveram maior número de registros em estações sismográficas com chegada confiável da onda P nas principais áreas sísmicas da Província Borborema. Estes eventos (Tabela 1) foram registrados nas redes RSISNE, INCT-ET, Milênio, João Câmara – RN, São Rafael – RN, Caruaru – PE, São Caetano – PE, Castanhão – CE, Santana do Acarau – CE, Taipu – RN, Sobral – CE e a

estação RCBR da rede IRIS/USGS - GSN (Figura 3).

**Tabela 1.** Epicentros dos sismos regionais selecionados para a determinação dos parâmetros do modelo de velocidades da onda P.

| Nº | Data       | LOCAL                 | MAG | LAT   | LONG   | Nº de registros | Obs.       | FONTE       |
|----|------------|-----------------------|-----|-------|--------|-----------------|------------|-------------|
| 1  | 09/01/2010 | Taipu - RN            | 3.5 | -5.53 | -35.64 | 11              | Réplicas   | LabSis/UFRN |
| 2  | 11/01/2010 | Taipu - RN            | 4.3 | -5.57 | -35.65 | 12              | Réplicas   |             |
| 3  | 04/12/2010 | Pedra Preta - RN      | 3.1 | -5.50 | -36.12 | 24              | Rede Local |             |
| 4  | 08/08/2011 | Sobral - CE           | 3.0 | -3.61 | -40.52 | 07              | Macross.   |             |
| 5  | 01/05/2012 | Taboleiro Grande - RN | 2.9 | -5.95 | -37.87 | 27              | Macross.   |             |
| 6  | 12/09/2012 | Pedra Preta - RN      | 3.0 | -5.46 | -36.11 | 33              | Rede Local |             |
| 7  | 05/01/2013 | Pedra Preta - RN      | 3.6 | -5.47 | -36.10 | 27              | Rede Local |             |



**Figura 1.** Epicentros (círculos) e estações sismográficas (triângulos) utilizadas para a determinação do modelo de velocidades de onda P.

Todas as áreas onde ocorreram os sismos possuem estudos de sismicidade local (Taipu/RN: Lima Neto *et al.* 2010; Sobral/CE: Oliveira *et al.* 2010; Pedra Preta/RN: Dantas *et al.* 2011; Taboleiro Grande/RN: Ferreira *et al.* 1998). Com isso, foi possível estimar uma profundidade focal média para cada evento, uma vez que as informações do boletim sísmico não são precisas.

### Inversão do tempo de percurso

Uma das aproximações mais simples para inversão de velocidade é ajustar os dados de tempo de percurso com uma série de linhas retas. Cada reta corresponde a uma fase da onda

e sua inclinação determina a velocidade sísmica, o que facilita para um modelo de poucas camadas planas e homogêneas (Figura 4). Este modelo pode ser facilmente obtido por conversão de cada segmento de reta para um ponto em  $\tau(p)$ , chamado de tempo de atraso (Figura 5), dado por:

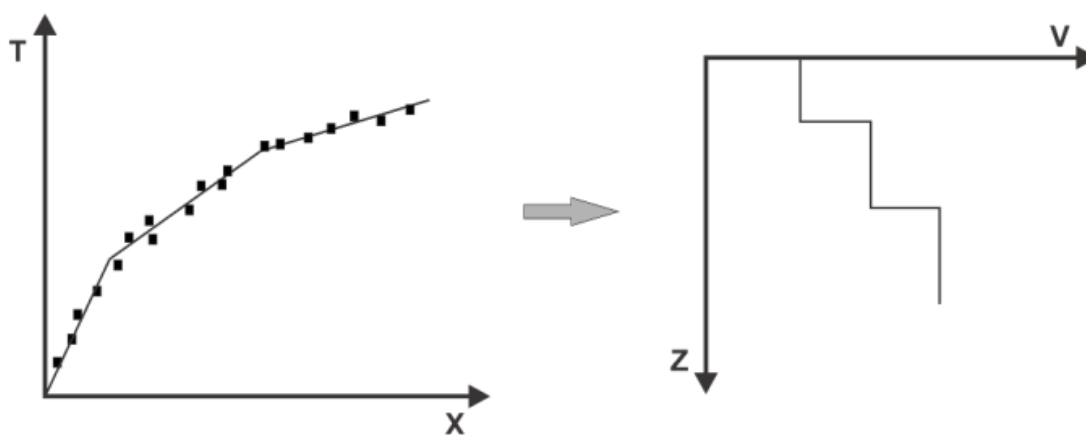
$$\tau(p) = 2 \sum_i (u_i^2 - p^2)^{1/2} \Delta z_i \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde:

$u$  é a vagarosidade;

$p$  é o parâmetro do raio;

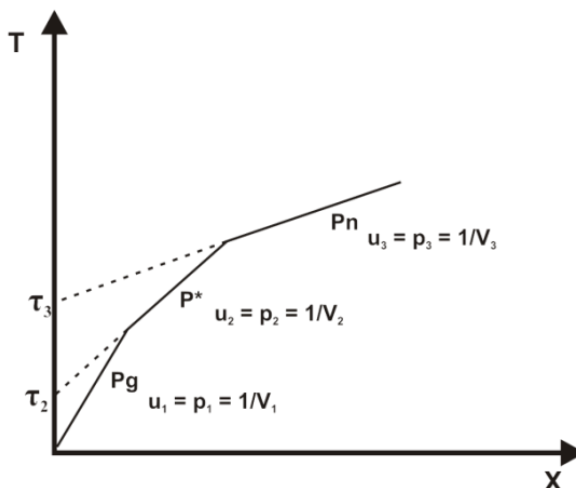
$z$  é a espessura da camada.



**Figura 2.** Linhas retas ajustadas aos dados de tempos de percurso invertidas para uma modelo de velocidade de camadas planas e homogêneas (modificado de Shearer, 2009)

Para um modelo de camadas planas e homogêneas, usa-se  $u_1 = p_1$ ,  $u_2 = p_2$ , etc. Os valores de  $\tau(p)$ ,  $u_i$  e  $p$  não entram como incógnita do problema, pois são obtidos

diretamente ( $u = 1/v = p$ ). Portanto, esta aproximação tem fácil aplicabilidade, uma vez que a única incógnita é o  $\Delta z_i$ .



**Figura 3.** O tempo de atraso dado pela interceptação da tangente à curva de tempo de percurso (modificado de Shearer, 2009)



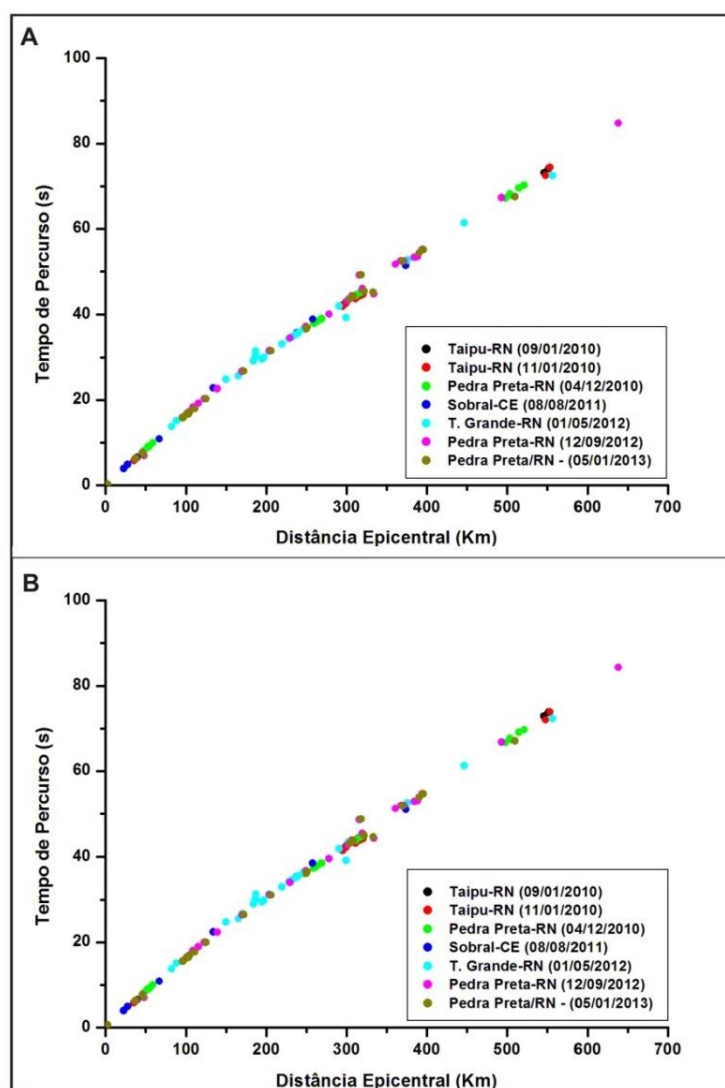
### Tempo de percurso na Província Borborema

Os tempos de onda P observados para os sete eventos foram determinados pela diferença entre o tempo registrado em cada estação e a hora de origem de cada sismo (Figura 6a).

Em geral, os eventos na Província Borborema são rasos e não ultrapassam 12 km de profundidade e essa proximidade nos valores de profundidade focal dos sismos pode ser verificada na Figura 6a. Estudos anteriores de sismicidade local estimam que as profundidades focais estejam entre 4 – 5,7 km, em Pedra Preta/RN (Dantas *et al.* 2011); 1,5 – 6,5 km, em Taipu/RN (Lima Neto *et al.*, 2010); 1 – 2,5 km, em Taboleiro Grande/RN (Ferreira *et al.* 1998); e 1 – 8 km, em Sobral/CE (Oliveira *et al.* 2010). Baseado nisso e após uma análise dos tempos de percurso, as profundidades adotadas para cada evento foram

de 3 e 5 km para os eventos de Taipu/RN, 5 km para os de Pedra Preta/RN, 4 km para Sobral/CE e 1,5 km para Taboleiro Grande/RN. Em seguida, com o intuito de uniformizar os dados foi necessário realizar uma correção para profundidade zero. Foram, então, calculadas as diferenças entre o tempo calculado com a profundidade estimada e o tempo calculado com profundidade zero. Esse resíduo foi acrescentado ao tempo observado (Figura 6b).

Esta etapa foi realizada com auxílio do programa TauP (Crotwell *et al.*, 1999). Atribuindo distâncias epicentrais e profundidades focais, este *software* permite calcular o tempo de percurso para as principais fases de ondas sísmicas a partir de modelos globais inclusos no pacote ou modelos confeccionados pelo usuário. Neste caso, o modelo base utilizado foi o NewBR.



**Figura 6.** Tempos de percurso da onda P na Província Borborema: (a) sem correção de profundidade (b) correção para profundidade zero.

### Determinação do modelo de velocidade e estimativa da razão VP/VS

O modelo de velocidade da onda P foi determinado pelo ajuste das retas aos tempos de percursos observados (Figura 7a). Os valores de  $\tau(p)$ ,  $u_i$  e  $p_i$  são determinados graficamente, o parâmetro angular de cada reta indica a vagarosidade da camada correspondente ( $u_i = p_i$ , para camadas planas e homogêneas) e o parâmetro linear indica o tempo de atraso  $\tau(p)$  da fase correspondente. Portanto, foi utilizada a (Eq. 1) para estimar a espessura de cada camada:

$$\begin{aligned} \tau(p_2) &= 2(u_1^2 - p_2^2)^{1/2} \Delta z_1 \\ \tau(p_3) &= 2(u_1^2 - p_3^2)^{1/2} \Delta z_1 \\ &\quad + 2(u_2^2 - p_3^2)^{1/2} \Delta z_2 \\ \Delta z_1 &= 11,45 \text{ km e } \Delta z_2 = 22,45 \text{ km} \\ \Delta z_c &= 33,90 \text{ Km} \end{aligned}$$

Sabendo que velocidade é o inverso da vagarosidade ( $V_i = 1/u_i$ ), o modelo chamado de MBB, possui crosta superior com espessura de 11,45 km e profundidade da Moho igual a 33,90 Km, as velocidades são:  $V_1 = 6,00 \text{ Km/s}$ ,  $V_2 = 6,64 \text{ Km/s}$  e  $V_3 = 8,21 \text{ Km/s}$  (Figura 7b).

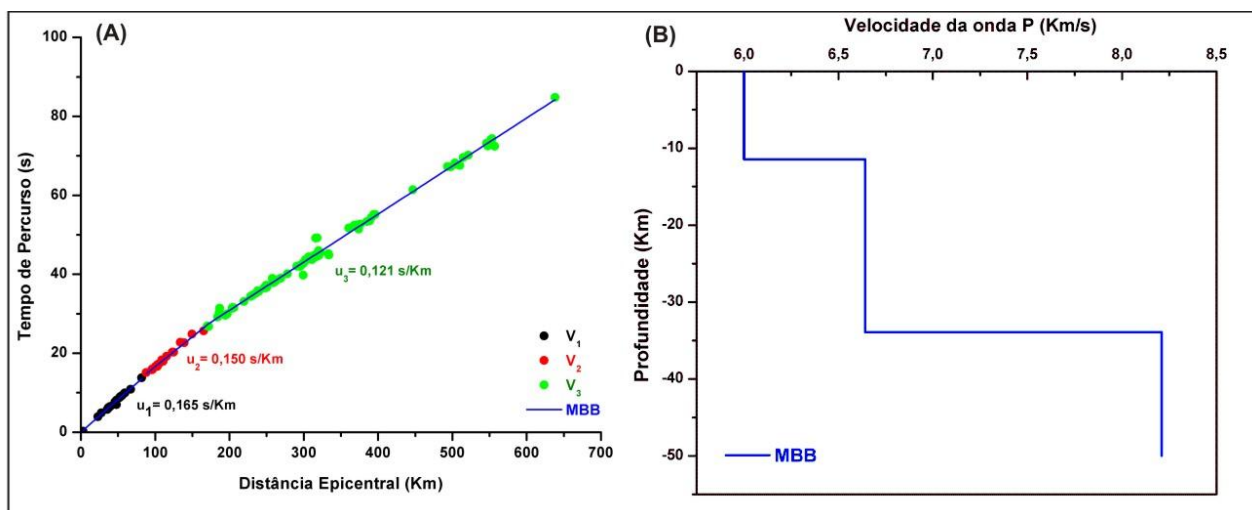


Figura 4. (a) ajuste de retas aos tempos de percurso observados na Província Borborema; (b) Modelo de Velocidades MBB (azul).

Os mesmos sismos foram utilizados para estimar a razão  $V_P/V_S$  média do manto superior da Província Borborema, optando usar apenas os dados com chegadas confiáveis de onda P e S. Deste modo, foram determinadas as

diferenças entre S e P e os resultados foram plotados em um diagrama Wadati (Figura 8). A razão  $V_P/V_S$  média foi estimada em  $1,740 \pm 0,002$ .

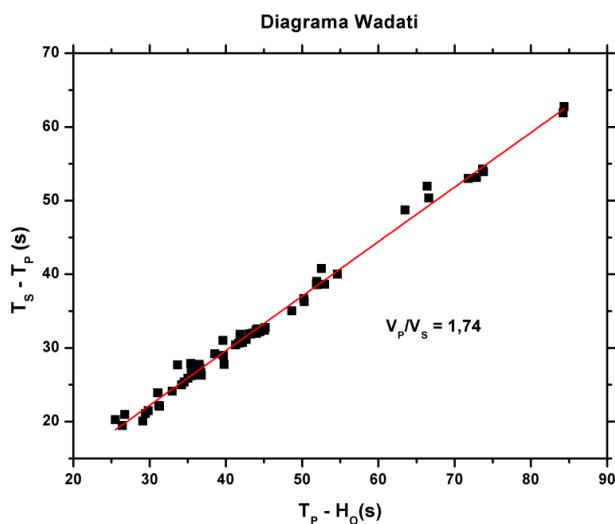


Figura 8. Diagrama Wadati dos sismos utilizados na determinação dos parâmetros do modelo de velocidades

## DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Já com os tempos de percurso devidamente tratados e corrigidos, os resultados foram mostrados no gráfico de tempo de percurso em função da distância epicentral, onde foi realizado um ajuste de retas aos tempos de percurso observados (Figura 7). A espessura média da crosta superior foi estimada em 11,45 Km, com velocidade da onda P de 6,00 Km/s e uma distância epicentral de até 90 Km, aproximadamente. E está de acordo com os valores utilizados nos trabalhos de sismicidade local na Província (Ferreira *et al.*, 1995; Ferreira *et al.*, 1998; França, 1999; Vilar, 2000; Bezerra *et al.*, 2007; Santana, 2009; Lima Neto, 2009; Lopes *et al.*, 2010; Oliveira *et al.*, 2010; Lima Neto *et al.*, 2010; Dantas *et al.*, 2011; Oliveira *et al.*, 2012; Lima Neto *et al.*, 2012) e com os valores obtidos na refração sísmica em Tavares *et al.* (2012).

Pavão *et al.* (2013) que estimou a espessura da crosta para a Província Borborema utilizando função do receptor verificou a existência do limite crosta superior-inferior em todos os sinais analisados. Neste trabalho, a espessura média da crosta inferior foi estimada em 22,45 Km. A fase P\*, cuja viaja ao longo da descontinuidade com velocidade da crosta inferior (Kulháněk, 1990), foi estimada com uma velocidade de 6,64 Km/s com distâncias epicentrais entre 90 e 170 Km. A fase P<sub>n</sub>, que viaja ao longo da descontinuidade de Moho com velocidade do manto superior, foi estimada em 8,21 Km/s com o topo da camada a uma profundidade de 33,90 Km e com distâncias epicentrais superiores a 170 Km.

Tanto os valores obtidos para velocidades da onda P (P<sub>g</sub>, P\* e P<sub>n</sub>) quanto para espessura crustal através da inversão do tempo de percurso, estão de acordo com a modelagem da onda P da linha de refração sísmica de Tavares *et al.* (2012) e com os mapas de espessura crustal elaborados por Castro *et al.* (1998), Oliveira & Medeiros (2012) e Luz *et al.* (2015). Com isso, o modelo elaborado neste trabalho (MBB) é mais realístico para a Província Borborema do que os modelos regionais para todo o Brasil, onde apresentam uma espessura para a crosta e velocidades da onda P maiores do que os valores observados.

Tavares *et al.* (2012) estimou valores de V<sub>p</sub>/V<sub>s</sub> para a crosta superior e total ao longo do perfil de refração sísmica, nos quais indicam o aumento da mesma com a profundidade. Para a crosta superior os valores da razão V<sub>p</sub>/V<sub>s</sub> variam de 1,71 a 1,73 e, para toda a crosta, de 1,73 a 1,74. Neste trabalho, a razão V<sub>p</sub>/V<sub>s</sub> média do manto superior foi estimada em 1,740 ± 0,002. Este valor está de acordo com Kwitko & Assumpção (1990) e Assumpção *et al.* (2010) que estimaram a razão V<sub>p</sub>/V<sub>s</sub> para o manto superior do Brasil.

### Testes com o modelo MBB

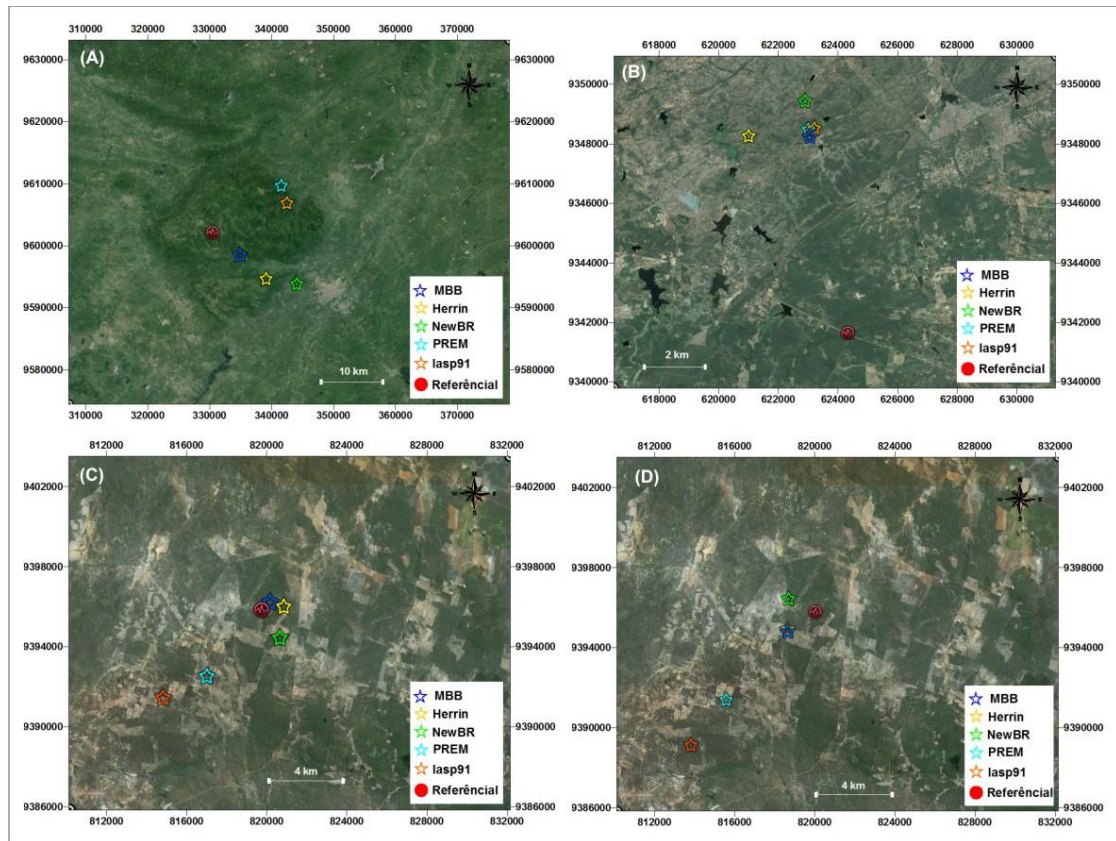
Com a finalidade de se testar a eficiência do modelo denominado MBB foram calculados os epicentros de alguns sismos e comparados com os epicentros obtidos por meio dos modelos NewBR, Herrin, PREM e IASP91 (Figura 9). Nesta etapa foi utilizado o programa HYPO71 (Lee & Lahr, 1975). Esse software permite que o usuário inclua seus próprios parâmetros de modelo de velocidades no arquivo PARAM.MOD. Por meio deste recurso, cada sismo foi determinado com cada um dos modelos em questão. Os resultados foram comparados com o epicentro conhecido (Tabela 2).

O modelo MBB apresenta tempos de percurso semelhantes ao New BR até 200 km de distância, aproximadamente. A partir daí o New BR superestima valores de tempos de percurso para a província em torno de 1,1 segundos (Figura 10a). Os testes com o novo modelo apresentaram epicentros muito próximos do epicentro de referência, mostrando-se mais adequado para a Província Borborema. Para os eventos bem localizados, com rede local de estações, os epicentros estimados com o MBB apresentaram distâncias epicentrais de aproximadamente 1 km. Já os eventos que tiveram o epicentro de referência localizado por *Back Azimuth* (uma estação), apresentaram distâncias epicentrais em torno de 6 km, utilizando o MBB. O que indica que essa diferença pode ser menor, uma vez que o método de estação única é menos preciso. Além disso, deve-se levar em conta que erros de 1 km para um modelo regional são relativamente pequenos.

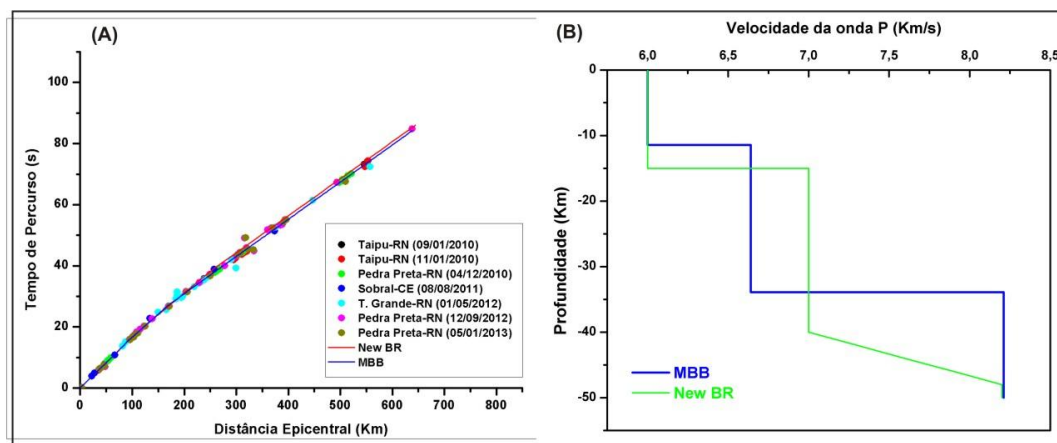


**Tabela 2.** Comparação entre os epicentros determinados utilizando os parâmetros de modelos MBB, New BR, Herrin, PREM e IASP91.

| Sismos                         | Distância Epicentral (km) |        |        |       |        | Epicentro de Referência |            |
|--------------------------------|---------------------------|--------|--------|-------|--------|-------------------------|------------|
|                                | MBB                       | New BR | Herrin | PREM  | Iasp91 | Latitude                | Longitude  |
| Sobral* (08/08/2011)           | 5,01                      | 15,31  | 10,62  | 14,15 | 13,42  | -3.609935               | -40.527522 |
| Taboleiro Grande* (01/05/2012) | 6,97                      | 8,19   | 7,65   | 7,23  | 7,24   | -5.957676               | -37.877095 |
| Pedra Preta** (27/11/2013)     | 0,95                      | 1,32   | 1,27   | 3,94  | 6,29   | -5,463333               | -36,115333 |
| Pedra Preta** (02/12/2013)     | 1,49                      | 1,68   | 1,46   | 5,96  | 8,77   | -5,463167               | -36,112667 |



**Figura 9.** Imagens (UTM – Zona 24M) de comparação entre os epicentros determinados utilizando os parâmetros de modelos MBB, New BR, Herrin, PREM e IASP91: (a) Sismo de Sobral - CE (08/08/2011); (b) Sismo de Taboleiro Grande - RN (01/05/2012); (c) Sismo de Pedra Preta - RN (27/11/2013); (d) Sismo de Pedra Preta - RN (02/12/2013).



**Figura 5.** Tempos de percurso observados (círculos), do modelo MBB (linha azul) e do New BR (linha verde) para a Província Borborema; (b) gráfico da velocidade em função da profundidade para os modelos MBB (azul) e New BR (verde).

## CONCLUSÕES

Os dados dos sismos regionais previamente selecionados foram tratados e corrigidos de modo que foi plotada uma curva de tempos de percurso da onda P na Província Borborema. Foi possível observar que havia uma diferença significativa entre os tempos de percurso da onda P observados e os tempos dos modelos regionais para o Brasil (Figura 10a). Deste modo, foi desenvolvido um modelo de velocidades adaptado à crosta e ao manto

superior da Província Borborema. Os testes com o novo modelo mostraram uma precisão maior do que o modelo New BR no cálculo epicentral. Além disso, o MBB é mais realístico, quanto à espessura média da crosta e velocidades média da onda P na crosta e manto superior da Província Borborema. Por último, foi feito o diagrama Wadati onde a razão  $V_p/V_s$  para o manto superior foi estimada em  $1,740 \pm 0,002$ .

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Laboratório de Sismologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (LabSis/UFRN) pela estrutura física e aos técnicos de laboratório pela instalação e manutenção das estações sismográficas e coleta de dados. HLS agradece à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de mestrado concedida.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A., *Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Sciences Reviews*, 17: 1-29. 1981
2. Berrocal, J., Assumpção, M., Antezana, R., Dias Neto, C.M. Ortega, R., França, H. & Veloso, J.A., Sismicidade do Brasil, Universidade de São Paulo - IAG. 1984
3. Bezerra, F.H.R., Takeya, M.K., Sousa, M.O.L., Do Nascimento, A.F., Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil. *Tectonophysics* 430: 27–39. 2007
4. Castro, D.L. ; Medeiros, W. E., Sá, E. F. J., Moreira, J. A. M., Mapa Gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e Margem Continental Adjacente e Sua Interpretação Preliminar. *Revista Brasileira de Geofísica*, Rio de Janeiro - Brasil, v. 16(2-3): 115-131. 1998
5. Crosson, R.S., Crustal structure modeling of earthquake data, Simultaneous least square estimation of hypocenter and velocity parameters, *J. Geophys. Res.*, 81: 3036-3046. 1976
6. Crotwell, H. P., Owens, T. J., Ritsema, J., The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities, *Seismological Research, Lett.*, 70: 154–160. 1999
7. Dantas, R. R., Lima Neto, H. C., Ferreira, J. M., do Nascimento, A. F., Assumpção, M., Bezerra, F. H. R., Menezes, E. A. S., Spinelli, R. M. R. & Costa, N. P., Atividade sísmica em Pedra Preta - RN em 2010. 12º Congresso Brasileiro de Geofísica, Rio de Janeiro - RJ, Brasil. 2011
8. Dziewonski, A.M., & Anderson, D.L., Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Plan. Int.* 25:297-356. 1981
9. Ferreira, J. M., Oliveira, R. T., Takeya, M. K. & Assumpção, M., Superposition of local and regional stress in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. J. Int.*, 134: 341-355. 1998
10. França, G. S.L. A., Estudo sísmico no Açude Tucunduba, Senador Sá, CE – Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte - PPGG. 1999
11. Herrin, E., Seismological Tables for P phases. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58: 1193-1241. 1968
12. Jeffreys, H. & Bullen, K. E., Seismological tables. British Association, Gray milne trust. 1940
13. Kennett, B.N.L. and Engdahl, E.R., Travel times for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, 106: 429-465. 1991
14. Kennett B.L.N., Engdahl E.R. & Buland R., Constraints on seismic velocities in the earth from travel times *Geophys. J. Int.*, 122: 108-124. 1995
15. Kissling, E., Ellsworth, W.L. Eberhart-Phillips, D., Kradolfer, U., Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, 99: 19635-19646. 1994
16. Kulhanek, O., *Anatomy of Seismograms*. Elsevier, Amsterdam, New York, 178p. 1990
17. Kwitko, R., Assumpção, M., Modelo de velocidades para o manto superior no Brasil e determinação de epicentros regionais. *Proceedings, 36º Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal. 5: 2464-2469. 1990
18. Lima Neto, H. C., Estudo da atividade sísmica em São Caetano – PE em 2007. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte - PPGG. 2009
19. Lima Neto, H. C., Ferreira, J. M., do Nascimento, A. F., Bezerra, F. H. R., Spinelli, R. M. P., Costa, N. P., Menezes, E.A.S., Estudo das réplicas do sismo de

- magnitude 4.3 em Taipu - RN ocorrido em 2010. IV Simpósio Brasileiro de Geofísica. Brasília, 2010
20. Lima Neto, H. C. ; Ferreira, J. M. ; Assumpção, M. ; do Nascimento, A. F. ; Bezerra, F. H. R. ; Sousa, M. O. L. ; Menezes, E. A. S. . Estudo da Sismicidade na região de Belém de Maria-PE em 2010. 46º Congresso Brasileiro de Geologia. Santos, 2012
21. Lopes, A. F. V., Sismicidade e Estrutura Crustal em Goiás. Trabalho de Graduação. Universidade de São Paulo - IAG. São Paulo, 2003.
22. Lopes, A.E.V., Assumpção, M., do Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Menezes, E.A.S., Barbosa, J.R., Intraplate earthquake swarm in Belo Jardim, NE Brazil: reactivation of major Neoproterozoic shear zone (Pernambuco Lineament). *Geophysical Journal International*, 180: 1303-1312. 2010
23. Oliveira, P.H.S. ; Ferreira, J. M. ; do Nascimento, A.F. ; Bezerra, F.H.R. ; Fuck, R.A. ; Soares, J.P. . Estudo da Sismicidade na região de Sobral - CE - Nordeste do Brasil - em 2008. VI Simpósio Brasileiro de Geofísica, Brasília - DF. 2010
24. Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. *Journal of South American Earth Sciences*, 37: 60-76. 2012
25. Oliveira, P.H.S., Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Assumpção, M., do Nascimento, A.F., Sousa, M.O.L., Menezes, E.A.S., Influence of the continental margin on the stress field and seismicity in the intraplate Acarau Seismic Zone, NE Brazil. *Geophysical Journal International*, 202: 25-34. 2015
26. Pavão, C.G., França, G.S., Bianchi, M., de Almeida, T., Huelsen, M.G.V., Upper-lower crust thickness of the Borborema Province, NE Brazil, using Receiver Function. *Journal of South American Earth Sciences*, 42: 242-249. 2013
27. Perosi, F. A., Estrutura crustal do setor central da província Tocantins utilizando ondas P, S e fases refletidas com dados de refração sísmica. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo - IAG. 2006
28. Roberts, R.G., Christoffersson, A., Cassidy, F., Real time event detection, phase identification and source location estimation using simple station three component seismic data, *Geophys. J. Roy. Astro. Soc.*, 97: 471-480. 1989
29. Shearer, P. M., Introduction to Seismology. Cambridge University Press. Published by Press Syndicate of the University of Cambridge. 396p. 2009
30. Soares, J. E. P., Berrocal, J. & Antunes, J. A., The Cavalcante and Minaçu- Brasília deep seismic refraction lines: a travel time interpretation of crustal structure in Central Brazil. 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.- Resumos expandidos. Salvador, Brazil. PS5, 1341-1344. 2001
31. Soares J. E. P, 2002. In: Berrocal, J., M. Assumpção, N. C. Sá, Y. Marangoni, R. A. Fuck, M. M. Pimentel & L. J. H. D'el-Rey Silva, Estudos geofísicos e modelo tectônico dos setores central e sudeste da Província Tocantins, Brasil Central. Projeto Temático-Processo FAPESP Nº 96/1566-0 Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/USP (São Paulo, SP, Brasil) 132p. 2002
32. Tavares, E. J., Soares, J. E. P., Fuck, R. A., Lima, M. V., Modelagem de onda P e razão  $V_p/V_s$  da crosta sob a linha de refração sísmica profunda NW-SE da Província Borborema. V Simpósio Brasileiro de Geofísica. Salvador, 2012.
33. Vilar, C.S., Estudo da atividade sísmica em Cascavel-CE com estações sismográficas digitais, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 20-21. 2000.

*Manuscrito recebido em: 11 de Agosto de 2015  
Revisado e Aceito em: 15 de Julho de 2016*