

Modelagem 1D de dados magnetotelúricos na área sísmica de Bebedouro-SP

Icaro José Assis Kume*, IAG/USP (Bolsista CNPq) e Mauricio de Souza Bologna, IAG/USP (Orientador)

Copyright 2011, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 15-18, 2011.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

With the aim of characterizing the volcano-sedimentary layers in a seismic zone of Bebedouro, along the northeastern border of the Paraná Basin, six broadband magnetotelluric (MT) soundings were collected. We performed 1D inversion from different MT responses (effective curves, TE mode and TM mode) and also applied some corrections in order to correct static shift before the inversion. The static shift was corrected by averaging values of resistivity in a period associated to the sedimentary sequence (a relatively homogeneous layer) underlying the basaltic layer. These results were compared with a layered model constructed from geological and geophysical information of literature about the Paraná Basin. The most consistent geoelectric model was obtained from the inversion of TE mode after Groom-Bailey tensorial decomposition. Such a model displays an average resistivity of 31 ± 16 ohm.m for the first sedimentary layer (Bauru Group), which has thickness of 43 ± 16 m. The basalt layer has average resistivity of 136 ± 10 ohm.m and thickness of 633 ± 50 m, whereas the sediments underlying the basalts have resistivity of 10.01 ± 0.99 ohm.m. Furthermore it was found that the thickness of the basalt increases eastward, ranging from 512 m to 734 m and that resistivity tend to be lower in the center of the profile (95.1 to 126.3 ohm m). The highest resistivity values (>200 ohm m) have been observed in the west end of MT profile.

Introdução

Cerca de um ano após a perfuração de alguns poços profundos (120-200 m) em 2003, iniciou-se uma atividade sísmica na região de Bebedouro - SP. Acredita-se que tais eventos sejam relativamente rasos (< 1 km) (Assumpção *et al.*, 2010), ocorrendo principalmente dentro da camada de basalto da Formação Serra Geral. Para se obter uma maior compreensão a respeito desse fenômeno raro, um estudo multidisciplinar encontra-se em andamento na região, incluindo estudos magnetotelúricos (MT). Neste caso, a contribuição principal é no fornecimento de informações geolétricas mais profundas do pacote basáltico e das estruturas subjacentes da bacia, complementando informações de outros métodos geolétricos com menor profundidade de investigação.

O presente trabalho consiste na modelagem 1D de seis sondagens magnetotelúricas (MT) dispostas quase ortogonalmente à região de concentração de sismos (Figura 1). Inversões 1D da resposta efetiva, bem como dos modos TE e TM, foram realizadas para avaliar os modelos mais consistentes.

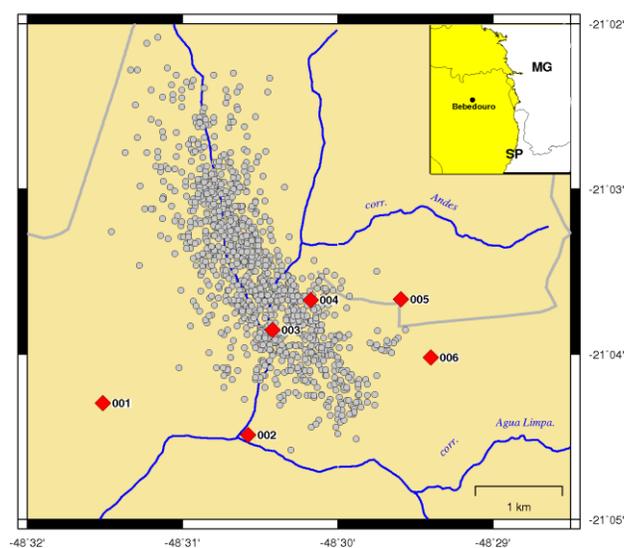


Figura 1: Mapa da região de estudo. Os losangos representam as estações MT e os círculos os sismos ocorridos na região. A inserção no canto superior direito mostra a área estudada (círculo preto) em relação à Bacia do Paraná (região amarela).

Também, enfatiza-se aqui a análise do efeito de *static shift* nos dados MT e sua minimização antes da inversão de dados. Na literatura, há diferentes métodos propostos para a remoção deste efeito (cf. Jones, 1988; Groom *et al.*, 1993; Berdichevsky, 1999), porém a técnica escolhida geralmente depende de cada caso. Neste trabalho, fez-se a correção do *static shift* por dois métodos distintos, os quais foram comparados.

Geologia da área

A cidade de Bebedouro está localizada na borda nordeste da Bacia do Paraná, onde aflora a Formação Adamantina (Cretáceo Superior), pertencente ao Grupo Bauru. A mesma é formada por um conjunto de fácies com espessura de até várias dezenas de metros, as quais são compostas por bancos de arenitos portando estratificação cruzada intercalados a bancos de lamitos, siltitos e arenitos laminatos. Subjacente ao Grupo Bauru encontra-se os derrames basálticos da Formação Serra Geral (Cretáceo Inferior), possuindo espessura em torno

de 400 m, de acordo uma análise recente usando função do receptor (Dias, 2011). Esses basaltos geralmente apresentam zonas interderrames fraturadas e alteradas, possibilitando a formação de aquíferos.

Método Magnetotelúrico

O método MT, proposto por Cagniard (1953), utiliza variações transientes do campo geomagnético como fonte de sinal para a determinação da distribuição de resistividade elétrica no interior da Terra. Esta é determinada relacionando (no domínio da frequência) as componentes ortogonais dos campos elétricos (E_x e E_y) e magnéticos (H_x , H_y e H_z) medidas simultaneamente na superfície terrestre. A relação entre os campos magnéticos vertical e horizontais fornece informação sobre variações laterais nas propriedades elétricas do meio. Em um meio 2D, a resposta que tem o campo elétrico paralelo ao *strike* denomina-se modo TE e quando o campo magnético está alinhado com a direção do *strike*, tem-se o modo TM. Maiores detalhes podem ser encontrados em Vozoff (1991).

Aquisição e processamento de dados

Os dados deste estudo foram adquiridos durante o mês de junho de 2008. Ao todo foram coletadas seis estações com espaçamentos de 500 a 1800 m e com tempo de aquisição em torno de 24 horas para cada sondagem. Para isto, empregaram-se sistemas GSM06 (Metronix Mgbh) de cinco canais e que operam numa faixa espectral entre 0,0008s – 1024s, pertencentes ao Grupo de Geomagnetismo do INPE. Estes utilizam eletrodos porosos não polarizáveis à base de cloreto de chumbo para medição do campo elétrico e magnetômetros de indução para medição do campo magnético.

Através do processamento dos dados obtêm-se as Impedâncias MT, pelas quais se derivam as resistividades aparentes e fases que são os parâmetros MT básicos na análise dos resultados. O processamento foi feito utilizando o código robusto de Gary Egbert (Egbert, 1998), que representa o estado da arte em termos de processamento MT. A Figura 2.a apresenta as curvas de fase e resistividade em função do período para a estação 003. Ao lado (Figura 2.b) é apresentada a transformada Niblett-Bostick que fornece uma primeira aproximação para a variação da resistividade em função da profundidade. Nota-se que para períodos até 10^{-3} s as curvas do modo xy e yx são praticamente coincidentes indicando um meio 1D. Para períodos maiores, as curvas se afastam indicando que o meio é 2D ou 3D.

Por ser a impedância uma medida tensorial, é possível rotacionar a matriz de impedâncias para verificar, por exemplo, em qual direção as separações entre as fases xy e yx serão máximas. Também, é possível obter uma impedância MT efetiva (da qual derivam-se resistividade aparente e fase efetivas) que seja invariante à rotação. Uma forma invariante comum de impedância MT (usada neste trabalho) é a da média aritmética da diagonal secundária da matriz de impedâncias, dada por: $Z_I = (Z_{xy} - Z_{yx})/2$.

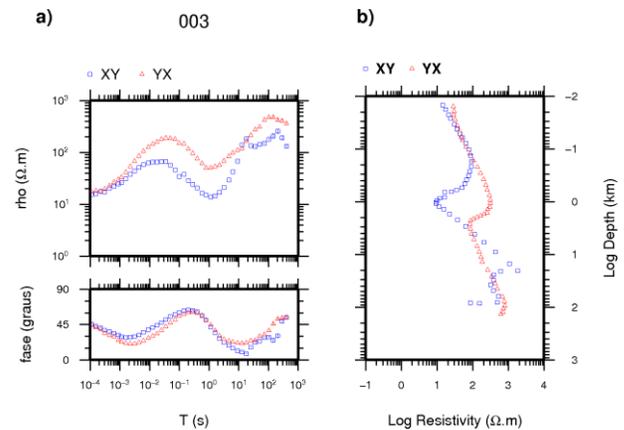


Figura 2 – a) Curvas de fase e resistividade aparente da estação 003. b) Transformada Niblett-Bostick da estação 003.

Avaliação do *static shift* e inversão 1D

O *static shift*, ou efeito estático, é causado por heterogeneidades superficiais 3D que distorcem o campo elétrico regional. Seu efeito nos dados é manifestado por um deslocamento constante (para cima ou para baixo) em todos os períodos das curvas de resistividade numa escala log-log. Esse efeito, porém, praticamente não afeta a curva de fase. Então, a princípio, conhecendo-se o nível correto das curvas de resistividade aparente em apenas uma estação MT, é possível obter as resistividades das demais estações através de suas respectivas fases.

A avaliação (e sua eventual correção) do *static shift* é uma etapa importante precedendo a modelagem, sobretudo no caso de uma inversão 1D. Na presença de tal efeito, os modelos geoeletricos resultantes apresentarão camadas ao mesmo tempo mais resistivas e mais espessas do que a realidade, quando o deslocamento é para cima ou mais condutivas e mais finas, quando o deslocamento for para baixo. Em inversões 2D ou 3D, a comparação simultânea entre as respostas viabiliza a correção de tal efeito durante a própria inversão.

Para avaliar a ocorrência do *static shift* plotou-se as curvas de resistividade e fase efetivas de todas as estações (Figura 3), onde também são apresentadas as curvas sintéticas provenientes de um “modelo geral” criado a partir de informações obtidas da literatura, tais como sondagens MT em outras partes da Bacia do Paraná (Stanley *et al.*, 1985; Padilha *et al.*, 1989; Padilha *et al.*, 1992), informações de poços e SEVs realizadas na região de Bebedouro. Como se pode ver, as curvas de resistividade estão em um nível próximo ao da curva sintética, exceto a curva da estação 002. Como sua fase aproximadamente coincide com as fases das estações vizinhas, tal deslocamento para cima da curva de resistividade é um forte indicio de *static shift*.

Ao contrário do que ocorre no caso 1D, as resposta MT de meios 2D ou 3D dependem da direção. Dessa forma, quando se deseja fazer uma inversão 1D de curvas que são 2D por exemplo, os modelos obtidos dependerão da direção em que os dados são medidos (ou posteriormente rotacionados). Em virtude disso, muitos

autores defendem o uso de respostas efetiva, as quais são invariantes à rotação.

Com relação às fases efetivas deste trabalho, nota-se que elas quase coincidem no período $\sim 0,3$ s. Então, para minimizar o *static shift* fez-se inicialmente a inversão 1D (usando o código IPlwin; Bobatchev, 2000) fazendo com que na estação 002 apenas a curva de fase fosse ajustada. Nesse caso, a curva de resistividade modelada ficou paralela à curva de resistividade experimental, porém deslocada para baixo, em um nível condizente com as estações vizinhas. O modelo geoeletrico obtido é apresentado na Figura 4, assim como sua interpretação geológica. Como pode ser visto, a resistividade dos arenitos do Grupo Bauru varia entre 14,8 e 54,5 ohm.m, os basaltos da Formação Serra Geral entre 116,4 a 193,6 ohm e a dos sedimentos subjacentes ao basalto entre 8 e 17,6 ohm.m. Como as resistividades modeladas sob a estação 005 possuem resistividades sistematicamente inferiores em relação às estações vizinhas, é possível que tal estação seja também afetada (porém, de pequena magnitude) por *static shift*.

Levando em consideração que as curvas de fase de todas as estações possuem um máximo, em $\sim 0,3$ s, com praticamente o mesmo valor de fase, como visto anteriormente, é de se esperar que o mínimo da resistividade (~ 1 s) correspondente a esses máximo de fase, tivesse um valor de resistividade muito próximo. Além disso, sabe-se a partir de dados da literatura, que o pacote de sedimentos Paleozoicos da bacia é eletricamente homogêneo em diferentes partes da bacia, com resistividades de aproximadamente 10 ohm.m. Com base nisso, fez-se a correção do *static shift* de duas formas: a primeira calculando a média dos valores mínimos de resistividade (~ 1 s) e deslocando as curvas de resistividade de todas as estações de forma que todas elas passassem pelo valor da média aritmética (a média geométrica apresenta resultados similares) nesse período, doravante chamada correção pela “média”; a segunda forma de correção foi deslocar as curvas efetivas de resistividade fazendo que todas elas tangenciassem o ponto de mínimo na resistividade da curva do “modelo geral”. Na Figura 5 mostram-se as curvas corrigidas pela “média” apenas, porém o gráfico das curvas corrigidas pela curva do “modelo geral” apresenta uma aparência muito similar, estando um pouco deslocadas para cima. O modelo geoeletrico, e sua interpretação geológica, obtido pela inversão 1D das curvas corrigidas pela “média” é apresentado na Figura 6. Comparando com o modelo da Figura 4, pode-se observar que neste modelo a camada dos sedimentos subjacentes aos basaltos da Formação Serra Geral mais homogênea e que também o basalto apresenta uma menor variação na espessura ao longo perfil.

Outros três modelos foram obtidos usando as respostas do modo TE obtidas após a decomposição G-B (Groom & Bailey, 1989) do tensor de impedâncias, conforme sugerem Groom *et al.* (1993). O primeiro foi feito sem a correção do *static shift*, o segundo com a correção pela “modelo geral” e o terceiro com a correção pelo “média”, este último mostrado na Figura 7. Assim, como no caso das curvas efetivas, os modelos gerados pela inversão 1D após a correção do *static shift* apresentam basaltos com menor variação da espessura e sedimentos

subjacentes mais homogêneos. Nesse caso, os modelos obtidos com as curvas corrigidas pela “média” e pelo “modelo geral” têm parâmetros mais similares em relação aos modelos gerados com curvas efetivas.

De forma similar às modelagens com curvas efetivas e do modo TE, procedeu-se com a inversão do modo TM. No geral, os modelos TM são mais próximos aos modelos com curvas efetivas, porém apresentam valores de resistividades e espessuras um pouco maiores.

Como visto nas Figuras 6 e 7, apesar das diferenças nos valores de resistividade e espessura das camadas, certas características estão presentes em todos os modelos. Aparentemente há uma tendência de espessamento da camada de basalto em direção a leste, de 668 m para 858 m, no modelo das curvas efetivas corrigidas pela “média”, por exemplo. Tal característica também é observada no modelo sem correção do *static shift* (Figura 4). Outra característica comum aos modelos é que a região central do perfil apresenta resistividades menores. Comparando-se os extremos do perfil observamos que o lado oeste é consistentemente mais resistivo do que o lado leste.

Discussões e Conclusões

A correção do *static shift* usando a “média” possui a vantagem de não depender de informações adicionais sobre a geologia do local. Também, curvas efetivas têm a vantagem de não precisar conhecer *a priori* o *strike*, que após seu cálculo (por decomposição tensorial, por exemplo) precisa de informações independentes para a escolha dos modos TE e TM devido a uma ambiguidade de 90° inerente em sua determinação. Então, na ausência de informações geológicas e geofísicas, a modelagem 1D de curvas efetivas corrigidas pela “média” deve reproduzir as principais feições geoeletricas.

Na presença de informações adicionais, como no caso da região de Bebedouro, a inversão das curvas TE decompostas pelo método G-B forneceu os resultados mais robustos, independentemente do modo correção (“média” ou “modelo geral”). Isto é condizente com a proposta de Groom *et al.* (1993). De acordo com os modelos TE, a resistividade do Grupo Bauru é 31 ± 16 ohm.m – média com desvio padrão da média - e espessura de 43 ± 16 m. A camada de basalto apresenta resistividade de 136 ± 10 ohm.m e espessura de 633 ± 50 m. E os sedimentos subjacentes ao basalto possuem resistividade média de $10,01 \pm 0,99$ ohm.m. Além disso verificou-se que a espessura do basalto diminui para leste, variando de 734 m a 512 m e a resistividade é menor no centro perfil ($95,1$ a $126,3$ ohm.m), sendo maior a oeste (219 ohm.m).

Modelos mais quantitativos serão fornecidos em etapas posteriores deste trabalho com o uso de dados geofísicos independentes (TDEM, por exemplo) ou durante a inversão 2D, usando códigos que permitam incorporar tal efeito como um dos parâmetros a serem determinados. Os procedimentos adotados neste trabalho, entretanto, são úteis principalmente para mostrar variações de espessura e de resistividade relativos. Também, o modelo 1D derivado deste trabalho servirá como modelo de partida nas inversões 2D.

Agradecimentos

Este trabalho foi desenvolvido com apoio de uma bolsa de iniciação científica PIBIC/CNPq processo nº 146289/2010-2. Os autores agradecem ao Dr. Ícaro Vitorello e à equipe de campo e membros do laboratório do Grupo de Geomagnetismo da Divisão de Geofísica Espacial do INPE.

Referências

Assumpção, M., Yamabe, T.H., Barbosa, J.R., Hamza, V., Lopes, A.E.V., Balancin, L. & Bianchi, M.B., 2010. Seismic activity triggered by water wells in the Parana Basin, Brazil, *Water Resources Research*, 46, 11.

Berdichevsky, M.N., 1999. Marginal notes on magnetotellurics. *Surveys in Geophysics*, 20, 341-375.

Bobatchev, A. IPIwin. Programa de computador on line. Disponível em http://geophys.geol.msu.ru/ipi_mts/ipi_mts.htm. Acessado em: Dezembro de 2010.

Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, 605-635.

Egbert, G.D., 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. , 130, 475-496.

Dias, F. L., 2011. Estudo da camada de basalto em Bebedouro, Bacia do Paraná, com função do receptor – implicações para a sismicidade induzida por poços profundos. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas –USP, Brasil.

Groom, R.W. & Bailey, R.C., 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 94, 1913-1925.

Groom, R.W; Kurtz, R.D.; Jones, A.G. & Boerner, D.E., 1993. A quantitative methodology to extract regional magnetotelluric impedances and determine the dimension of the conductivity structure. *Geophysical Journal International*, 115, 1095-1118.

Jones, A. G, 1988. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53, 957-978.

Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method, in *Electromagnetic Methods in Applied geophysics. V2. Applications. Society of Exploratin Geophysicists*, 641-711.

Padilha, A.L., Trivedi, N.B., Vitorello, I. & Costa, J.M., 1989. Audiomagnetotellurics study in northeast region of Paraná Basin South America. *Geophysics*, 54, 824-831.

Padilha, A.L., Trivedi, N.B., Vitorello, I. & Costa, J.M., 1992. Upper crustal structure of the northeast Paraná Basin, Brazil, determined from integrated magnetotelluric and gravity measurements. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 97, 3351-3365.

Stanley, W.D., Saad, R.A. & Ohofugi, W. 1985. Regional Magnetotellurics Surveys in Hydrocarbon Exploration,

Paraná Basin, Brazil. *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 69, p 346-360.

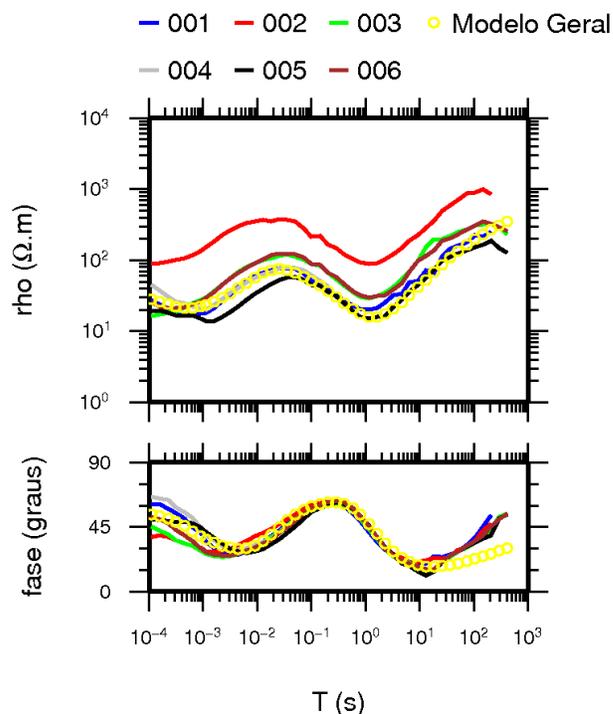


Figura 3: Curvas de fase e resistividade do invariante a rotação das seis estações MT e “modelo geral”.

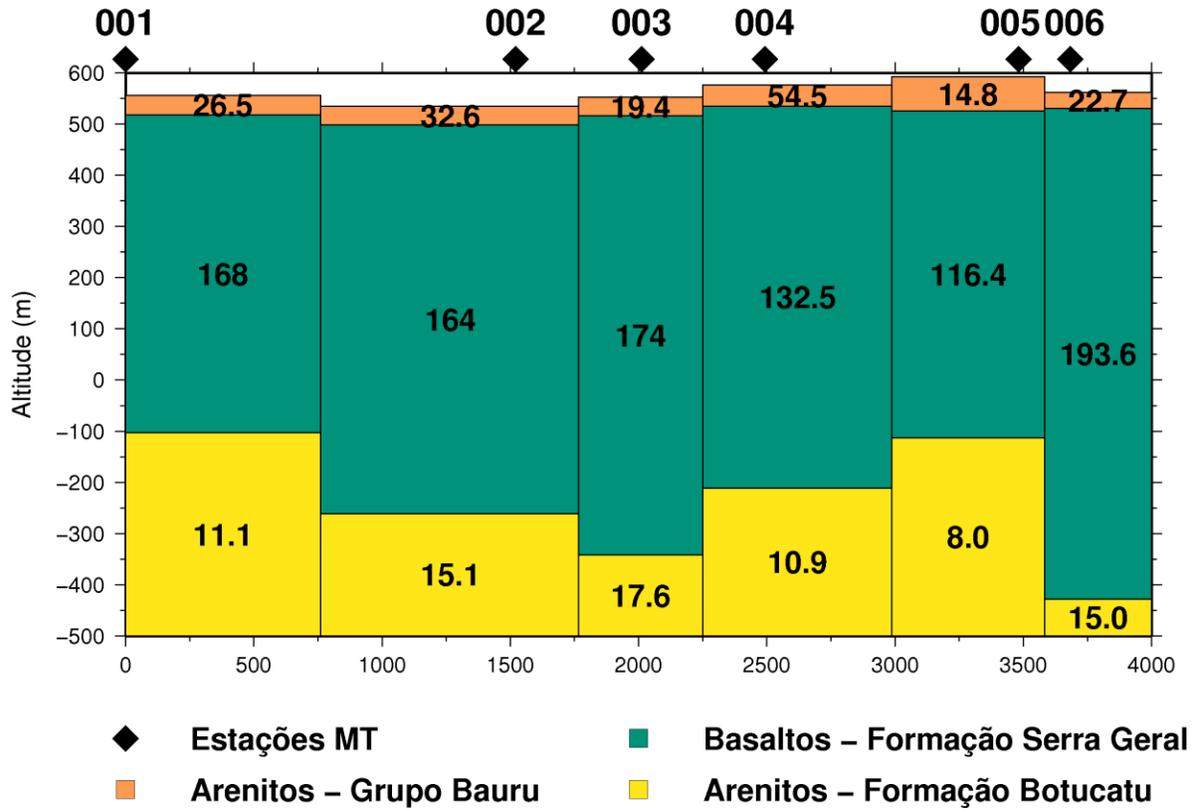


Figura 4: Modelo geoeétrico e interpretação geológica obtidos pela inversão 1D das seis estações MT, usando as curvas do invariante.

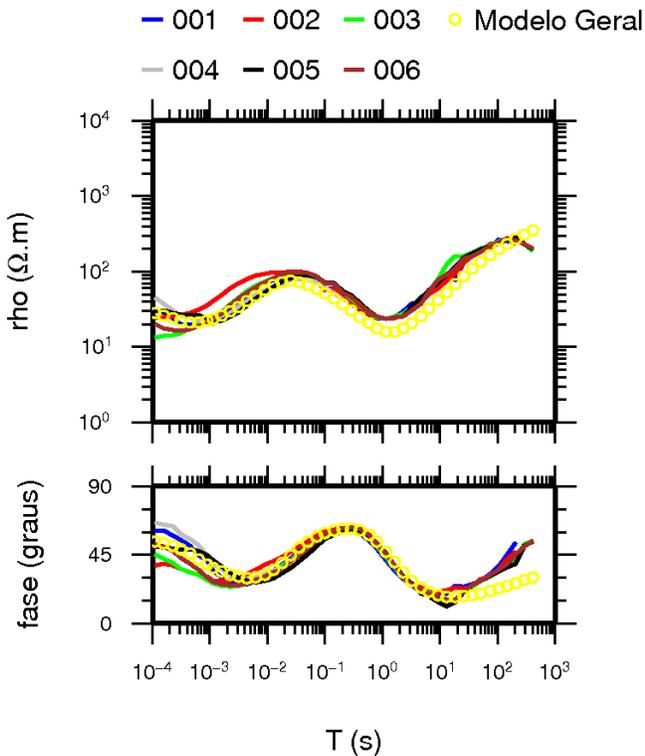


Figura 5: Curvas de fase e resistividade efetivas das seis estações MT com o *static shift* corrigido pela “média” (vide o texto).

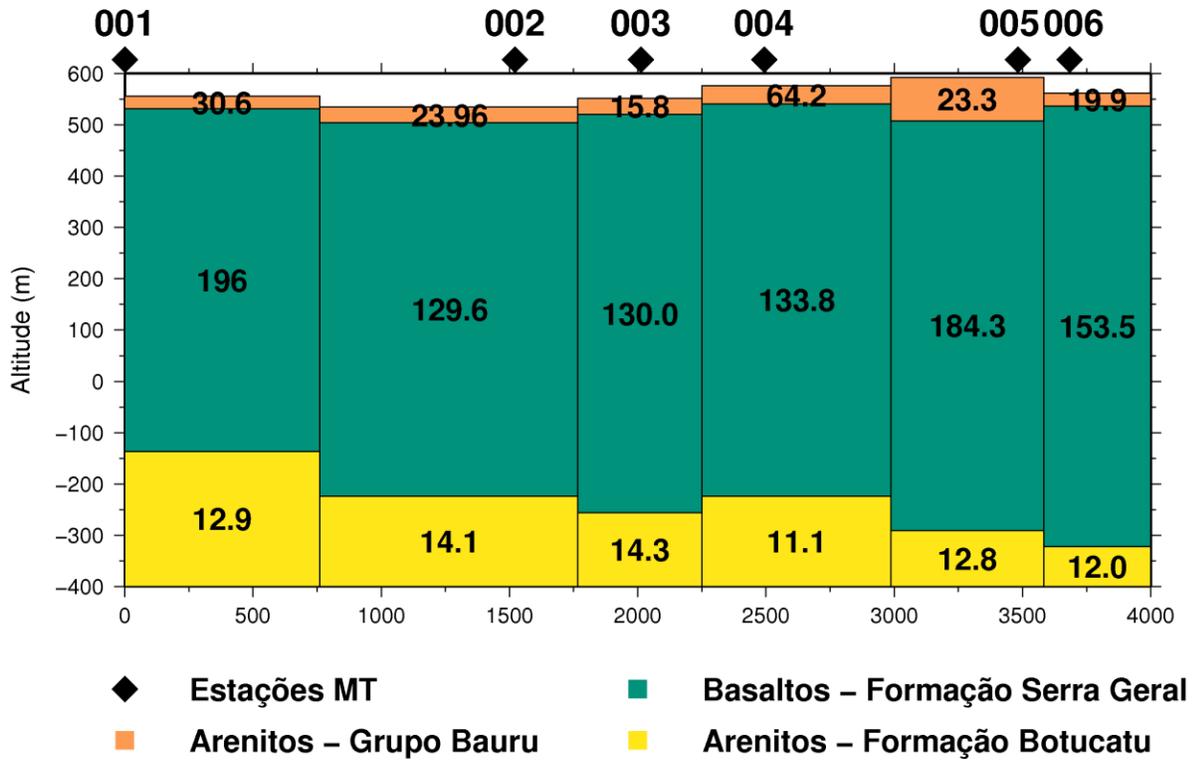


Figura 6: Modelo geoeétrico e interpretação geológica obtidos pela inversão 1D das seis estações MT, usando as curvas do invariante com o *static shift* corrigido pela “média” para o mínimo de resistividade em torno de 1 s.

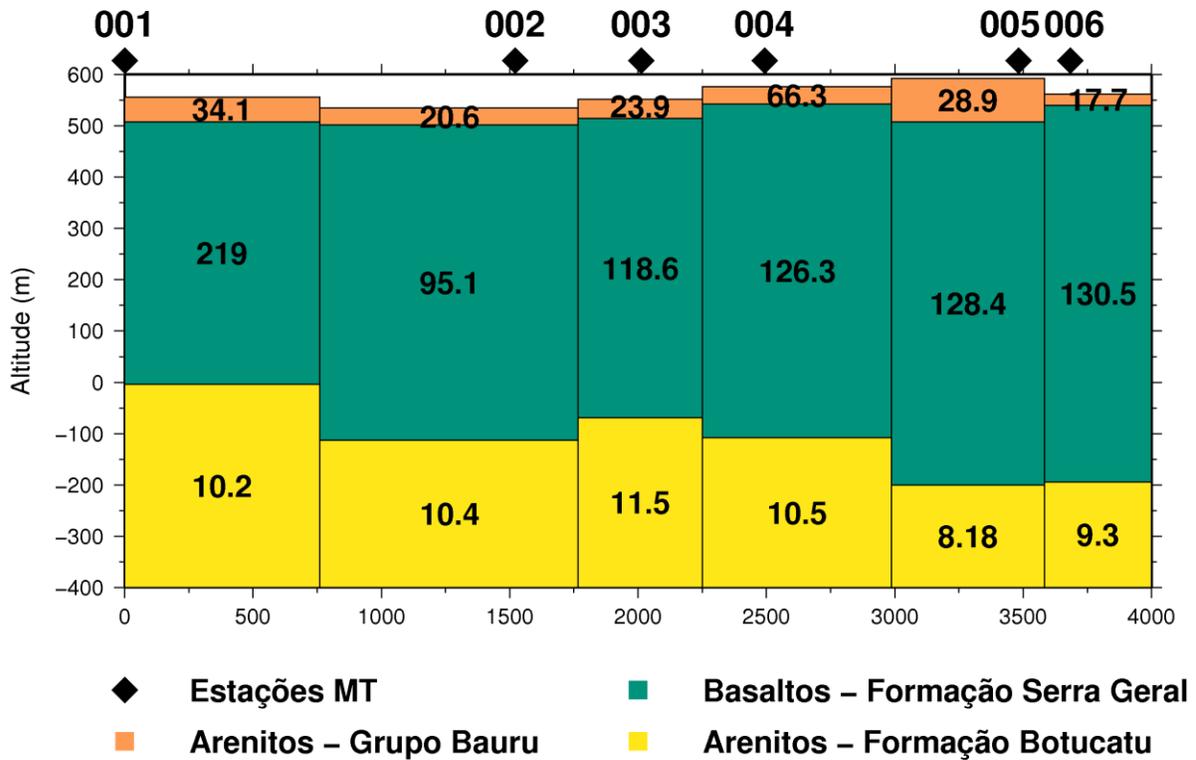


Figura 7: Modelo geoeétrico e interpretação geológica obtidos pela inversão 1D das seis estações MT, usando as curvas do modo TE com o *static shift* corrigido pela “média” para o mínimo de resistividade em torno de 1 s.