

## O MÉTODO TRANSIENTE ELETROMAGNÉTICO (TEM) APLICADO AO IMAGEAMENTO GEOELÉTRICO DA BACIA DE RESENDE (RJ, BRASIL)

Hans Schmidt Santos<sup>1</sup> e Jean Marie Flexor<sup>2</sup>

Recebido em 4 junho, 2008 / Aceito em 30 setembro, 2008  
Received on June 4, 2008 / Accepted on September 30, 2008

**ABSTRACT.** This work presents an application of the Transient Electromagnetic geophysical method in the area of Basin of Resende, Rio de Janeiro, Brazil. In this basin, it was made in 2001, a geophysical survey of 88 soundings seeking to contribute for the knowledge of the hydrogeological potential of the area. This area is densely industrialized, so noise tends to hinder the use of the method. The data were interpreted using an 1-D inversion algorithm where the resistivity in depth is estimated from the induced voltage time decay. Surface shows highly conductive layers ( $\sim 5\Omega.m$ ) and the value of  $200\Omega.m$  for the transition resistivity corresponding to the geoelectric basement was suggested from lithology and stratigraphy data of the basin together with a fine adjustment gauged in the 3-D gravity model of the basin. From the 1-D inversion we built up a pseudo-3D geoelectric image of the basement geometry. Despite the physical properties involved (density and resistivity) does not have any relationship between them, the topography of a previous gravity basement was used to estimate depths that were not reached by the TEM signal. The resulting surface has a topography which is assumed be representative of the basin's basement. So, the use the TEM method in Basin of Resende allowed to estimate the lateral limits of the basin and to propose limits in depth. Three areas can be depicted: a structural high flanked by two structural lows (depocenters), one to east and the other to west of the basin.

**Keywords:** transient electromagnetic method, Basin of Resende, geoelectrical structure.

**RESUMO.** Este trabalho aborda a aplicação do método geofísico Transiente Eletromagnético (TEM – no domínio do tempo) na região da Bacia de Resende, Rio de Janeiro, Brasil. Nesta bacia, foi efetuado em 2001, um levantamento geofísico de 88 sondagens visando contribuir para o conhecimento do potencial hidrogeológico da região. Como esta área é densamente povoada e industrializada, a presença de ruído eletromagnético tende a dificultar a utilização do método. Os dados foram interpretados utilizando um algoritmo de inversão 1-D, que exprime o decaimento da voltagem induzida em termos de resistividade com a profundidade. Os valores da resistividade mostram a existência de camadas superficiais altamente condutivas ( $\sim 5\Omega.m$ ) e o valor de  $200\Omega.m$  para uma resistividade de transição que corresponde ao embasamento geolétrico, sendo adotada com base em dados litológicos e estratigráficos da bacia com um ajuste fino calibrado na inversão 3-D de dados gravimétricos. A partir das inversões 1-D foi construída uma imagem geolétrica da geometria do embasamento. Apesar das propriedades físicas envolvidas (densidade e resistividade) não terem nenhuma relação física entre si, a topografia do embasamento gravimétrico foi utilizada para obter, por interpolação, profundidades que não foram atingidas pelo sinal produzido no método TEM. A superfície geolétrica final tem uma topografia que pode ser considerada como representativa do embasamento da bacia. Deste modo, a utilização do método TEM na Bacia de Resende permitiu estimar os limites laterais e propor também limites em profundidades para o embasamento geolétrico. Além disso, o imageamento geolétrico resultante mostra distintamente a existência de três áreas: um alto estrutural central ladeado por dois baixos estruturais (depocentros), um ao leste e outro ao oeste da bacia.

**Palavras-chave:** método transiente eletromagnético, Bacia de Resende, estrutura geolétrica.

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Observatório Nacional, Rua General José Cristino, 77, 20921-400 Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Tel.: (22) 2760-6018  
– E-mail: hans@on.br

<sup>2</sup>Coordenadoria de Geofísica, Observatório Nacional, Rua General José Cristino, 77, 20921-400 Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Tel.: (21) 2719-7593; Fax: (21) 2704-2322  
– E-mail: flexor@on.br

## INTRODUÇÃO

O método transiente eletromagnético (TEM) mede a resposta eletromagnética do subsolo a variações rápidas de um campo magnético primário produzidas por pulsos de corrente elétrica num transmissor. O campo elétrico assim produzido gera correntes de Foucault no interior da Terra que se dissipam à medida que a energia é transformada em calor por efeito Joule. Por sua vez, estas correntes produzem um campo magnético secundário cujos tempos de atenuação estão diretamente relacionados com a resistividade subjacente.

O método TEM tem sido utilizado em diversas aplicações. O seu objetivo principal é estimar a profundidade de um dado padrão de resistividade. Este padrão depende do tipo de aplicação: pesquisa mineral, estudos hidrogeofísicos, estudos ambientais e aplicações à geologia. Assim, Kafri & Goldman (2005) utilizaram o método para estudar a porosidade de aquíferos granulares e carbonáticos e determinar os limites de intrusões salinas a partir de estimativas da condutividade do fluido e da condutividade global do aquífero. Carrasquilla & Ulugergerli (2006) aplicaram o método Transiente Eletromagnético no mapeamento estratigráfico e no delineamento hidrogeológico num setor da parte terrestre da Bacia de Campos, no Sudeste do Brasil. O objetivo central daquele levantamento era o de mapear zonas condutoras e/ou resistivas que foram posteriormente correlacionadas com a litologia de um poço perfurado na área em estudo e cuja localização havia sido então determinada. Uma outra utilização importante do método é a correção da deriva estática (*static shift*) que ocorre em levantamentos magnetotélúricos (MT) (Pellerin & Hohmann, 1990). Este fenômeno é provocado por heterogeneidades elétricas rasas (galvânicas) que geram campos elétricos responsáveis por um deslocamento nas resistividades aparentes. O método TEM não utiliza eletrodos de modo que não ocorre o deslocamento estático, o que permite estimar valores da resistividade que são utilizados para a correção deste fenômeno. A aplicabilidade desta técnica depende de um recobrimento adequado das profundidades de investigação nos dois métodos (Spies, 1989). Finalmente, as aplicações hidrogeofísicas têm sido das mais importantes na utilização do método. Esta foi a aplicação proposta no projeto MODESTHI (Bettini, 2004), cujo objetivo era o estudo da geologia estrutural e da hidrogeologia da região da Bacia de Resende (RJ, Brasil) onde foram coletados os dados TEM utilizados neste trabalho. Assim, este trabalho apresenta o método Transiente Eletromagnético e sua aplicação para o imageamento geoeletrico do embasamento da Bacia de Resende, RJ, Brasil.

## METODOLOGIA

Um campo magnético variável é produzido por pulsos de corrente através de um transmissor (Fig. 1).

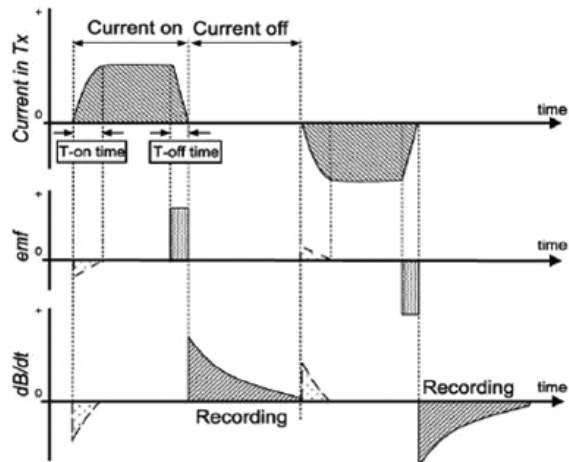


Figura 1 – Princípio de funcionamento do método TEM: forma de onda da corrente no transmissor, f.e.m. induzida e campo magnético secundário.

Por sua vez, o campo magnético induzido produz um sistema de correntes que difunde verticalmente para baixo. A magnitude e a distribuição destas correntes dependem da resistividade da subsuperfície. O campo magnético secundário resultante induz uma voltagem na bobina receptora que decai em função do tempo. Este tempo está diretamente associado à distribuição da resistividade em profundidade: em sedimentos mais resistivos, estas correntes decaem lentamente e penetram profundidades maiores enquanto que em sedimentos mais condutivos, as correntes são atenuadas rapidamente (Fig. 2).

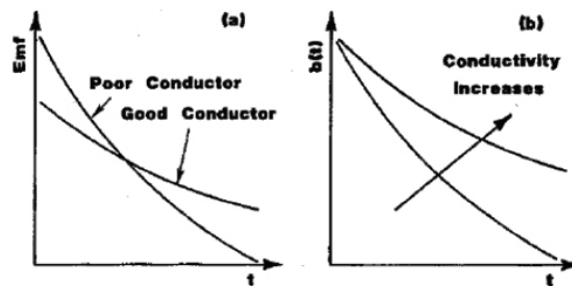


Figura 2 – Voltagem induzida no receptor TEM (a) e campo magnético induzido (b) em bons e maus condutores após a excitação do pulso de corrente.

## Revisão teórica

O comportamento dos campos EM em meios homogêneos e isotrópicos (de condutividade elétrica  $\sigma$  constante, de permissividade elétrica  $\epsilon$  uniforme e permeabilidade magnética  $\mu$ ) é regido pelo conjunto das equações de Maxwell (unidades S.I.):

$$\nabla \cdot D = \rho, \quad \text{Lei de Coulomb} \quad (1)$$

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t}, \quad \text{Lei de Faraday} \quad (2)$$

$$\tilde{N}'H = j + \frac{\partial D}{\partial t}, \quad \text{Lei de Ampère-Maxwell} \quad (3)$$

$$\nabla \cdot B = 0, \quad \text{ausência de pólos magnéticos livres} \quad (4)$$

em que  $B$  é a indução magnética ( $Tesla$ ),  $D$  é o deslocamento elétrico ou ( $C/m^2$ ),  $E$  é a intensidade de campo elétrico ( $V/m$ ),  $H$  é a intensidade de campo magnético ( $A/m$ ) e  $\rho$  é a densidade de carga elétrica ( $C/m^3$ ).

A permeabilidade e permissividade da Terra são assumidas constantes ( $\mu_r \approx 4\pi \cdot 10^{-7} N \cdot A^{-2}$  e  $\epsilon_r \approx 8,85 \cdot 10^{-12} F/m$ ). Devido à aproximação quase estacionária dos campos EM ( $\omega\epsilon \ll \sigma$ ), a corrente de deslocamento pode ser desprezada e os campos se propagam por difusão. A penetração de campos quase estacionários  $F$  numa terra homogênea é descrita pela equação de difusão:

$$\nabla^2 F = i\omega\mu\sigma F = k^2 F, \quad (5)$$

### Profundidade de investigação

Estimar a profundidade de investigação é de fundamental importância para se planejar e interpretar sondagens EM. Em uma Terra 1-D, uma excitação impulsiva de magnitude  $h_0(t=0)$ , produz campos transientes descritos pelas expressões:

$$e_x(z, t) = \frac{2h_0}{\sigma} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \sqrt{\frac{\sigma\mu_0}{2t}} e^{-(\sigma\mu_0/2t)(z^2/2)}, \quad (6)$$

e

$$h_y(z, t) = h_0 \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{\sigma\mu_0}{2t}} \frac{z}{\sqrt{2}} \right) \quad (7)$$

em que  $t$  é o tempo segundo o qual os campos decaem,  $\sigma$  é a condutividade (que se deseja estimar),  $z$  a profundidade de penetração,  $\mu_0$  a permeabilidade magnética do vácuo e  $\operatorname{erfc}$  é a função erro complementar (Nabighian & Macnae, 1991).

O máximo do campo elétrico transiente está localizado na profundidade de difusão:

$$\delta_{TD} = \sqrt{\frac{2t}{\sigma\mu_0}}, \quad (8)$$

que, por sua vez, se desloca com a velocidade

$$v = \frac{1}{\sqrt{2\sigma\mu_0 t}}, \quad (9)$$

A amplitude máxima das correntes induzidas difunde verticalmente para baixo, fornecendo informações sobre regiões mais profundas à medida que o tempo aumenta. Durante uma sondagem, várias centenas de transientes são registradas e empilhadas de modo a reduzir os efeitos do ruído de fundo eletromagnético (eletricidade atmosférica e ruído cultural), bem como

do ruído instrumental. A Tabela 1 mostra valores típicos de profundidades investigadas através do método TEM (assumindo bobinas transmissoras quadradas de 200m de lado com uma corrente de 20A e nível de ruído de 0,5 nV/m<sup>2</sup>) (Spies & Frischknecht, 1991).

**Tabela 1** – Profundidade de investigação e tempos tardios de amostragem para uma sondagem TEM.

Resistividade média da camada ( $\Omega.m$ )	Profundidade de investigação (m)	Amostragem a mais tardia do tempo de atenuação (ms)
1	600	230
3	750	120
10	950	58
30	1200	30
100	1500	15
300	1900	8
1000	2400	4

Seja um semi-espaço estratificado que corresponde a uma geometria adequada para uma proposta de estudo geoeletrico de uma bacia sedimentar. No início do processo, as correntes estão concentradas próximas à superfície do solo e a voltagem induzida independe do tempo. Neste instante, a voltagem é proporcional à resistividade mais superficial – este é o chamado estágio “inicial” ou “precoce” (*early times*). À medida que o tempo vai passando, o máximo da intensidade das correntes de Foucault vai difundindo em profundidade e a voltagem é proporcional a  $t^{-5/2}$  e a  $\rho^{-3/2}$ , em que  $t$  é o tempo e  $\rho$  a resistividade das camadas mais profundas – este é o chamado estágio “tardio” (*late times*). A feição do transiente não é diretamente representativa da seção geoeletrica do local da sondagem. Esse ponto é ilustrado pela Figura 3, que mostra a voltagem induzida acima de uma região de duas camadas, com a resistividade da primeira camada constante e a da segunda, variável.

Inicialmente, as curvas são horizontais. Com o passar do tempo, a voltagem começa a diminuir atingindo o estágio em que é proporcional a  $t^{-5/2}$ . As curvas mais representativas da estrutura resistiva são obtidas convertendo as curvas de voltagem para resistividade aparente. Isso é feito comparando a voltagem observada com a voltagem que seria medida acima de um semi-espaço homogêneo de resistividade  $\rho_1$ :

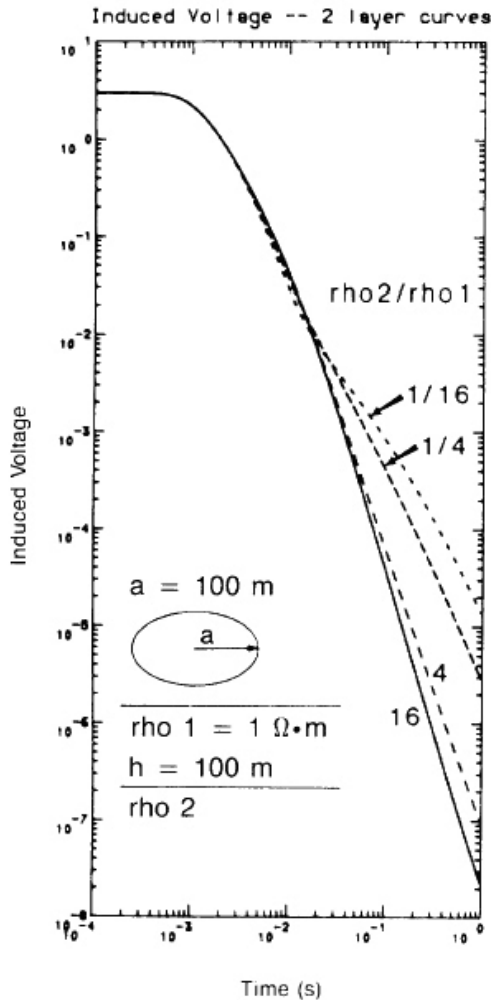
$$\frac{\rho_a}{\rho_1} = \left| \frac{V_{un}(\rho_1, t)}{V_{obs}(t)} \right|^\lambda, \quad (10)$$

em que  $\rho_a$  é a resistividade aparente,  $\lambda$  um número real,  $V_{obs}$  a voltagem observada no instante  $t$  e  $V_{un}$  a voltagem que seria

observada no semi-espaço  $\rho_1$  no instante  $t$ . É importante ressaltar que é preciso saber antecipadamente o valor de  $\rho_1$  para calcular  $V_{un}$ . Assumindo um estágio tardio para o campo fazendo  $\lambda = 2/3$  na Eq. (10) (Kaufmann & Keller, 1983), obtém-se:

$$\rho_a = \frac{\mu}{4\pi t} \left| \frac{2\pi \mu r^2 M_r I}{5tV} \right|^{2/3}, \quad (11)$$

em que  $\mu$  é a permeabilidade magnética,  $r$  o raio do transmissor,  $M_r$  o momento da bobina receptora,  $I$  a corrente de transmissão,  $t$  o tempo escoado após a atenuação da corrente e  $V$  a voltagem induzida na bobina receptora.



**Figura 3** – Voltagem induzida em função do tempo para um modelo de duas camadas.

Devido a limitações dos equipamentos, transientes menores que  $100 \mu s$  podem ser de difícil detecção. A estimativa da resistividade da primeira camada é então possível para uma espessura mínima  $h_1$  dada por:

$$\tau_1/h_1 = (2\pi 10^7 t \rho_1)^{1/2} / h_1 \approx 7 \text{ a } 11. \quad (12)$$

Deste modo, os dados devem ser obtidos anteriormente a  $\tau_1$  para estimar com confiança o valor da resistividade desta primeira camada (Fitterman & Stewart, 1986).

A voltagem induzida na bobina receptora é o produto do momento da bobina receptora  $M_r$  pela derivada da densidade do fluxo magnético vertical. O nível de ruído natural derivado do fluxo magnético é da ordem de  $10^{-9}$  a  $10^{-10}$  V/m<sup>2</sup>.

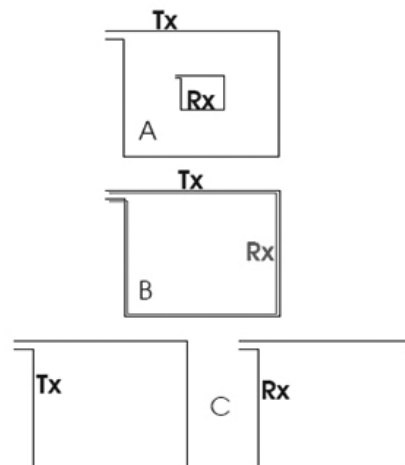
Dessa forma, resolvendo a Eq. (11) para  $V/M_r$ , vem:

$$\begin{aligned} V/M_r &= \frac{2\pi r^2 \mu I}{5t} \left| \frac{\mu}{4\pi t \rho_a} \right|^{3/2} \\ &= \frac{\mu M_t}{5t} \left| \frac{\mu}{4\pi t \rho_a} \right|^{3/2}, \end{aligned} \quad (13)$$

em que  $M_t$  é o momento da bobina transmissora:  $M_t = 2\pi r^2 I$  para bobinas circulares de raio  $r$  e  $M_t = L^2 I$  para espiras quadradas de lado  $L$ .

Durante a aquisição de dados TEM várias configurações para o transmissor (Tx) e o receptor (Rx) são possíveis. As mais comumente utilizadas estão esquematizadas na Figura 4:

- a) bobina receptora localizada na parte central do arranjo (*in-loop*);
- b) bobinas coincidentes ou bobina única (*coincident loop* ou *single loop*); e
- c) bobinas dispostas lateralmente.



**Figura 4** – Configurações das bobinas.

As dimensões das bobinas, geralmente de forma quadrada, podem variar de  $1 \times 1$  m até  $2000 \times 2000$  m para investigações de grande profundidade. Aumentando a área do transmissor, aumenta-se o momento da fonte, contribuindo para a melhoria do sinal no receptor, e é então possível investigar estruturas mais

profundas (Santos, 2006). No levantamento realizado neste trabalho, todas as sondagens TEM foram efetuadas com geometrias *coincident loop* ou *in-loop*.

As sondagens realizadas neste trabalho foram efetuadas com um equipamento SIROTEM MK3, da Geoinstruments Pty Ltd. A corrente no transmissor, em condições normais de operação, pode atingir 10 A e a área do laço de corrente pode variar de 1 a 99999 m<sup>2</sup>. O cálculo da resistividade aparente para um semi-espaço homogêneo é baseado na fórmula assintótica (Geoinstruments Pty, 1996).

$$r = 6,32 \times 10^{-12} A^{2/3} b^{4/3} (V/I)^{-2/3} t^{-5/3} \quad (14)$$

em que  $r$  é a resistividade aparente,  $A$  a área efetiva da espira,  $b$  o comprimento do lado da bobina,  $(V/I)$  a resposta transiente, e  $t$  o tempo de atenuação.

## A AQUISIÇÃO DOS DADOS

### Contexto geológico da Bacia de Resende

A Bacia de Resende constitui um segmento do *Rift Continental do Sudeste do Brasil* localizado no extremo sudoeste do Estado do Rio de Janeiro, abrangendo os municípios de Barra Mansa (distrito de Floriano), Quatis, Porto Real, Resende e Itatiaia. A extremidade ocidental da bacia está situada na área da INB (Indústrias Nucleares do Brasil), próxima à sede distrital de Engenheiro Passos (município de Resende), e a extremidade oposta é aproximadamente limitada pela Ferrovia do Aço, no município de Quatis, próxima à divisa com o município de Barra Mansa. Essa bacia é uma depressão tectônica encaixada entre as montanhas da Serra da Mantiqueira que a limitam a N-NW e as montanhas da Serra da Bocaina a S-SE. Com as Bacias de São Paulo, Taubaté e Volta Redonda, a Bacia de Resende constitui o grupo de bacias continentais tafrogênicas denominadas "Sistemas *Rift* da Serra do Mar" por Almeida (1976) e redefinidas por Riccomini (1989) como o "*Rift Continental do Brasil Sudeste*". Geograficamente, a área em questão situa-se entre os paralelos 22°22' e 22°30' de latitude S, e 44°12' e 44°30' de longitude W (Fig. 5). A bacia possui cerca de 47 km de comprimento. Sua largura média é de 4,5 km, tendo largura máxima de 7,3 km a oeste da cidade de Resende, e mínima de 1,2 km a oeste da cidade de Itatiaia (Bettini, 2004).

O preenchimento sedimentar desta bacia é constituído essencialmente por sucessões deposicionais terciárias de origem aluvial e por sedimentos quaternários. A composição e os limites dessa bacia são mostrados na Figura 6 (Bettini, *op.cit.*).

A Bacia de Resende tem a peculiaridade de ter um preenchimento sedimentar altamente condutivo na superfície o que tende a diminuir a profundidade de difusão do sinal induzido. Observou-se que em algumas estações o sinal tendia a se dissipar nos horizontes mais superficiais e poderia não alcançar as regiões

mais profundas resultando na seleção das melhores sondagens e no inevitável descarte de dados inutilizáveis.

O levantamento foi efetuado com a realização de 88 sondagens, distribuídas em uma malha aproximadamente regular de cerca de 2 km de lado (Fig. 7). A previsão inicial de um programa com mais de 100 sondagens TEM não foi levada adiante devido a dificuldades de acesso e condições inadequadas da topografia para a instalação do sistema de bobinas.

## A INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

O objetivo da utilização do método TEM foi estimar a distribuição da condutividade em subsuperfície na Bacia de Resende a partir das observações dos tempos de atenuação das voltagens induzidas na bobina receptora. A resposta do meio geológico a uma excitação de magnitude (produzida no transmissor), solução do problema direto no método TEM é dada pelos campos transientes expressados nas Eqs. (6) e (7).

Em termos do problema inverso, a estimativa da resistividade é obtida resolvendo o sistema linear:

$$m_{est} = [(WG)^T WG + \eta^{-2} R^T R]^{-1} (WG)^T Wd, \quad (15)$$

em que  $d$  é o vetor das observações de dimensão  $N$ ,  $G$  é a matriz que relaciona as observações com o modelo,  $W$  e  $R$  representam respectivamente, a matriz peso e a matriz regularização.

Inversões 1-D foram aplicadas a estações que puderam fornecer curvas de atenuação da voltagem induzida pouco distorcidas (Fig. 8).

Mesmo assim, algumas sondagens não puderam ser utilizadas para fins de inversão, devido ao intenso ruído eletromagnético existente na região como, por exemplo, redes de alta tensão aéreas e subterrâneas, cercas e dutos metálicos.

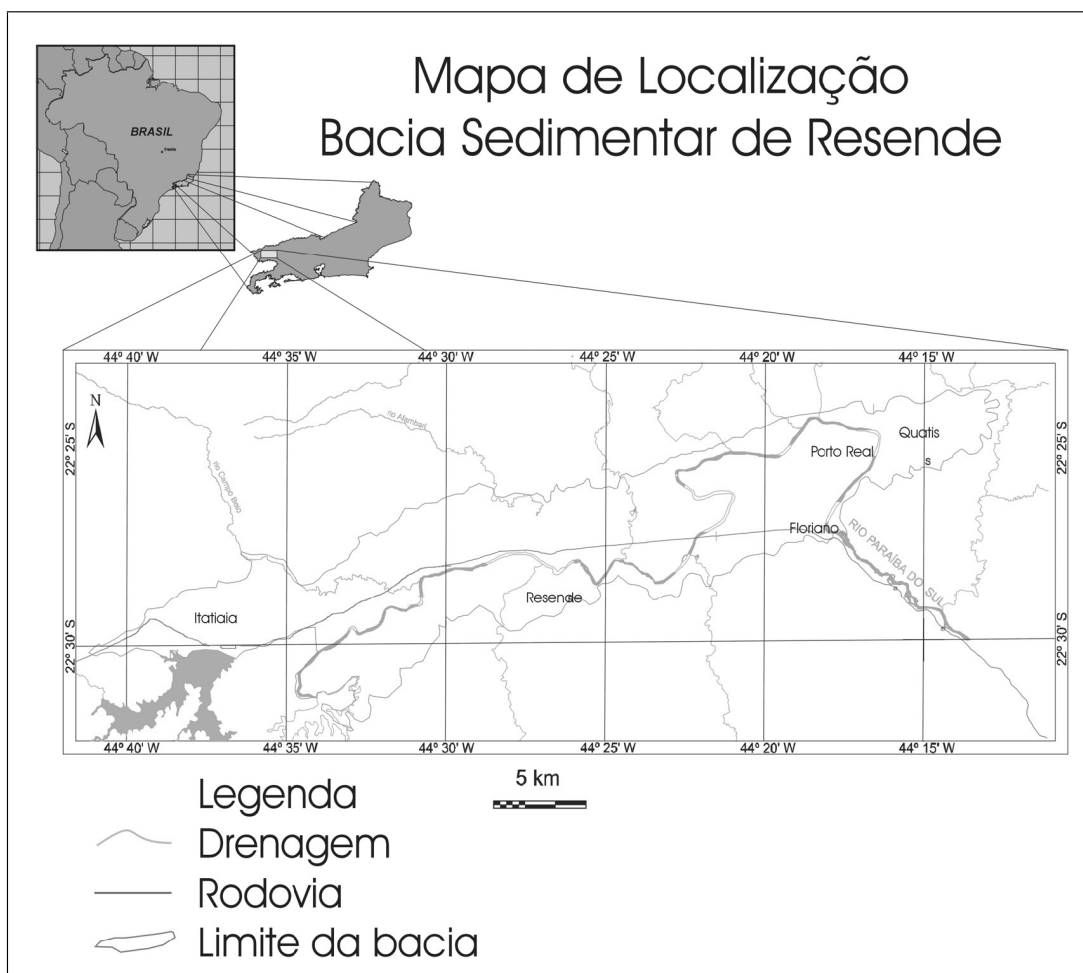
Uma maneira alternativa de representar a resistividade aparente é através do tempo de atenuação do sinal induzido (Fig. 9).

O resultado da inversão 1-D para cada estação gera um modelo de camadas com resistividades e espessuras específicas. Com as curvas editadas (Fig. 10) é possível realizar a inversão com um modelo de até 8 camadas.

Nesse trabalho, adotou-se para todas as estações um modelo de 6 camadas, como se observa na Figura 11.

Baseando-se inicialmente em dados estruturais, litológicos e estratigráficos da bacia obtidos no projeto MODESTHI, a profundidade do que se convencionou denominar embasamento geoeletrico é estimada assumindo um valor de 200  $\Omega \cdot m$  para a zona de transição. A profundidade de investigação para todo o conjunto de dados variou entre espessuras da ordem do metro na borda do embasamento geoeletrico até uma espessura máxima de 550 m.

Os dados gravimétricos existentes na Bacia de Resende serviram de apoio para uma melhor definição da estrutura geoeletrica



**Figura 5** – Localização da Bacia de Resende.

em estações onde não foi possível obter dados TEM confiáveis. As estações TEM que apresentaram resultados críticos estão indicadas na Figura 12.

Para construir a imagem geoeletrica decidiu-se que os dados ausentes poderiam ser estimados por interpolação utilizando a informação gravimétrica.

Evidentemente, não há relação direta entre a densidade e a resistividade do terreno, em subsuperfície. Entretanto, pode-se assumir uma semelhança entre as geometrias da bacia deduzidas através dos dois métodos, levando em consideração que os métodos eletromagnéticos apresentam melhor resolução em profundidade do que os métodos potenciais. Nesse contexto, foi utilizado o imageamento gravimétrico produzido pela anomalia residual de Bouguer (Escobar et al., 1999), (Fig. 13).

Assim, os vazios da modelagem geoeletrica puderam ser estimados assumindo uma relação linear com a geometria gravimétrica. Convencionou-se então que o maior valor encontrado para a profundidade do embasamento pelo método TEM

(555,12 m) corresponde ao valor mínimo da anomalia de Bouguer residual encontrado no mapa ( $-4,5$  mGal). Foi então gerada a seguinte Tabela de correções:

**Tabela 2** – Correções para as estações TEM críticas.

Estação	Latitude (m)	Longitude (m)	Bouguer residual (mGal)	Profundidade estimada
RES 69	7511240	545550	-3,0	450,54
RES 79	7504056	545005	-1,5	366,06
RES 83	7506722	539625	-2,4	416,75
RES 91	7503972	534083	-0,5	309,74
RES 96	7505953	531533	2,8	123,88

Uma representação da geometria do embasamento é então mostrada na Figura 14 onde a superfície foi gerada com as inversões 1-D da resistividade em cada estação.

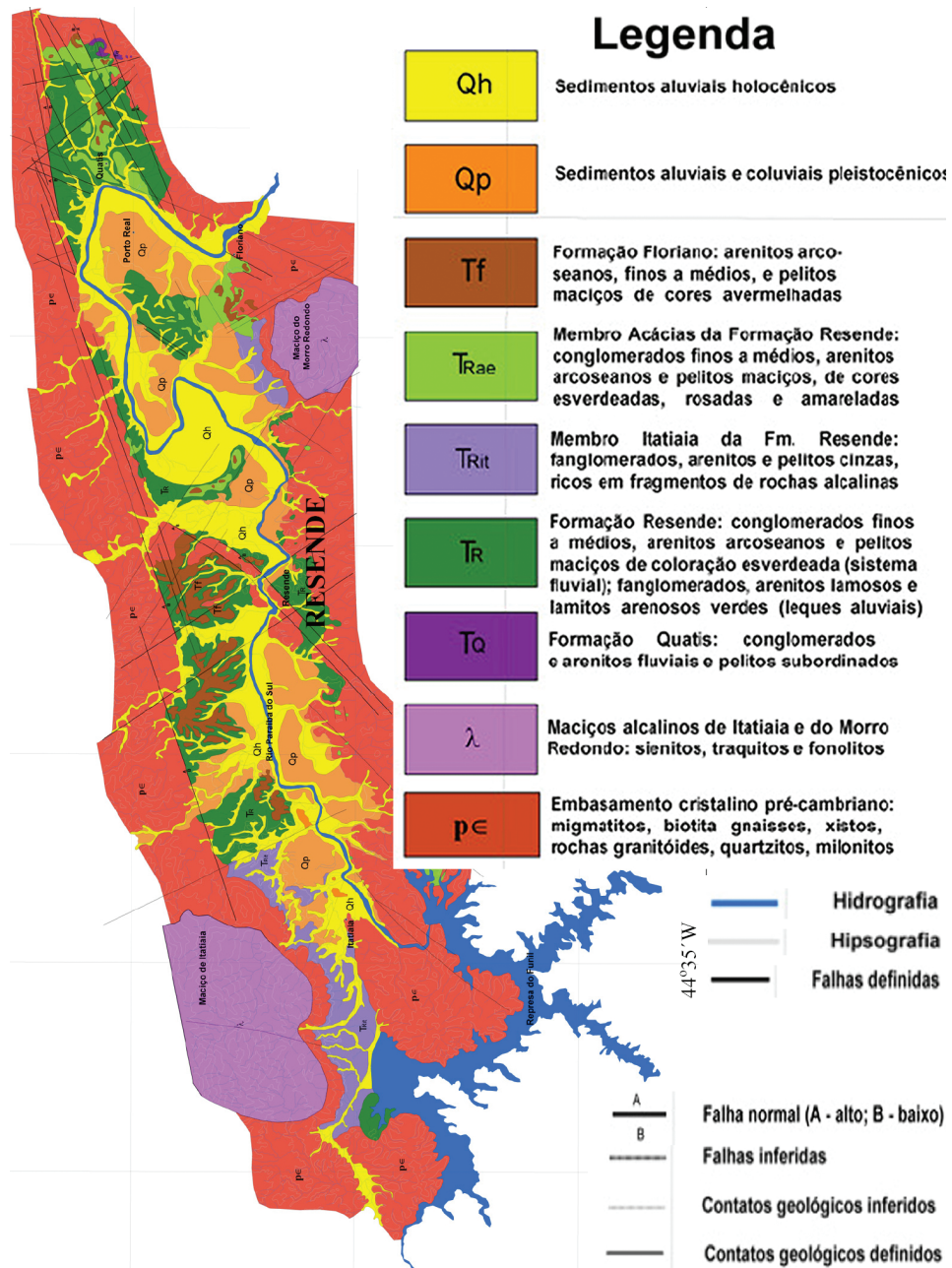


Figura 6 – Mapa geológico da Bacia de Resende.

**DISCUSSÃO E CONCLUSÕES**

O imageamento geoeletrico (representação da geometria do fundo da bacia) do embasamento da Bacia de Resende obtido neste trabalho é o resultado de diversos procedimentos e hipóteses discutidos aqui. O método TEM, como todo método geofísico eletromagnético, tem a capacidade de estimar a resistividade em subsuperfície. Entretanto o seu uso em regiões de alta condutividade superficial e de alto ruído eletromagnético está sujeito a limitações

pois o sinal transiente é rapidamente atenuado e pode ser mascarado pelo ruído. De fato, em diversas sondagens não se obteve resultados aceitáveis para o trabalho.

A proposta de um valor de 200 Ω.m para a resistividade de transição para o embasamento geoeletrico baseia-se inicialmente em dados estruturais, litológicos e estratigráficos da bacia obtidos no projeto MODESTHI (Bettini, 2004). Entretanto, ainda persistia uma ampla faixa de valores possíveis para a resistividade

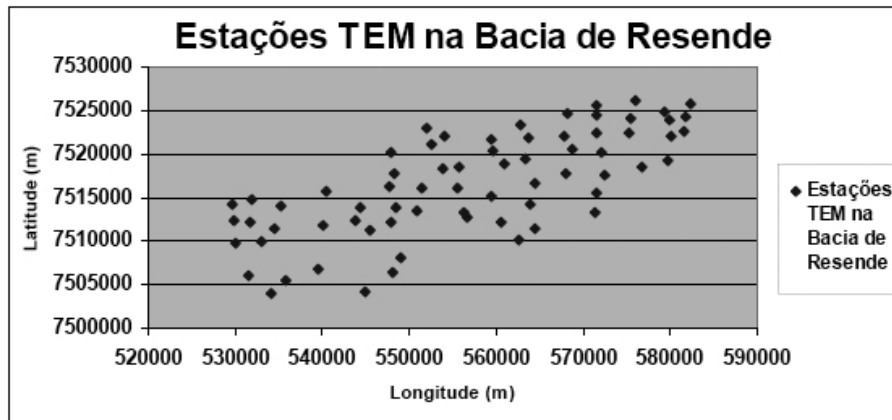


Figura 7 – Localização das estações TEM.

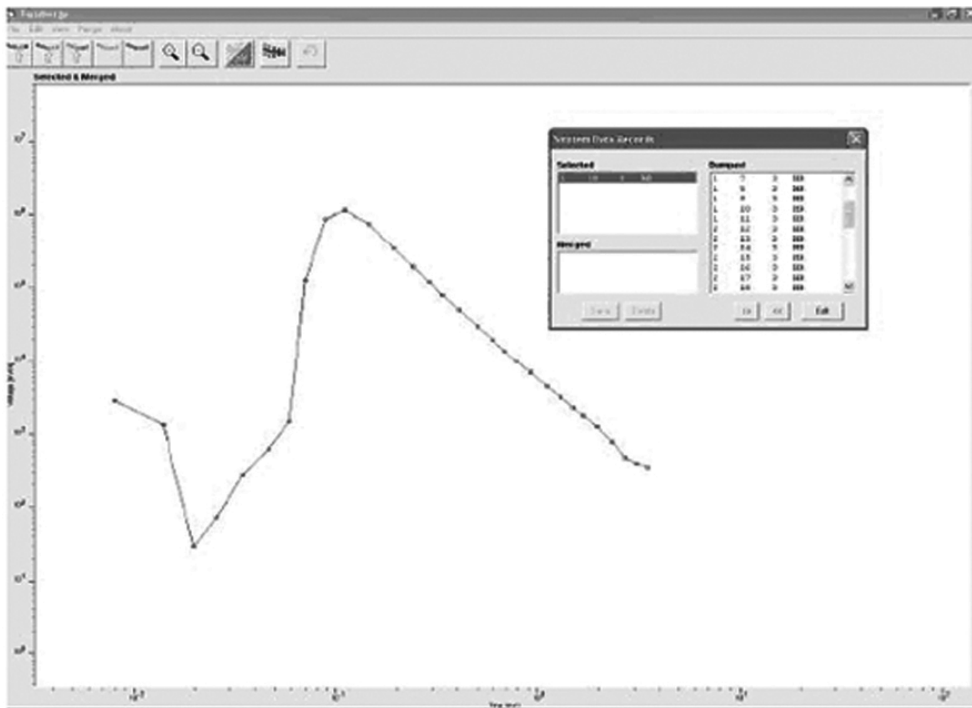


Figura 8 – Atenuação da voltagem induzida.

que pôde ser suficientemente estreitada através de uma calibração apoiada na inversão 3-D dos dados gravimétricos da bacia. Na região sudoeste da bacia, o método TEM não produziu resultados aceitáveis para um conjunto de 5 estações por se encontrar em uma região muito condutiva e com alto nível de ruído eletromagnético. Estas sondagens não puderam ser diretamente utilizadas, e, como estas estações representam uma porção diminuta e bem localizada na bacia, optou-se em propor profundidades geoeletricas por interpolação utilizando informações gravimétricas.

Esta foi a solução escolhida para não deixar a imagem geoeletrica com uma falha importante. De qualquer modo, qualquer outro tipo de interpolação ou de estimativa indireta inferida conduziria a resultados da mesma ordem de grandeza. Assim a perspectiva de um erro importante para estas medidas não é muito grande e os procedimentos assumidos podem ser considerados aceitáveis.

O imageamento pseudo-3D aqui obtido e que nada mais é do que uma superfície construída a partir das inversões 1-D, pode ser considerado aceitável como primeira proposta para o emba-



samento geoeletrico. As semelhanças com a modelagem 3-D dos dados gravimétricos vêm corroborar a adequação do procedimento adotado.

Dessa forma, a aplicação dos métodos TEM na Bacia de Resende permitiu estimar os limites laterais da bacia e propor limites em profundidades para o que se decidiu denominar de embasamento geoeletrico. O imageamento geoeletrico da bacia permitiu também distinguir três áreas, ou seja: um alto estrutural central ladeado por dois baixos estruturais (depocentros), um ao leste e outro ao oeste da bacia.

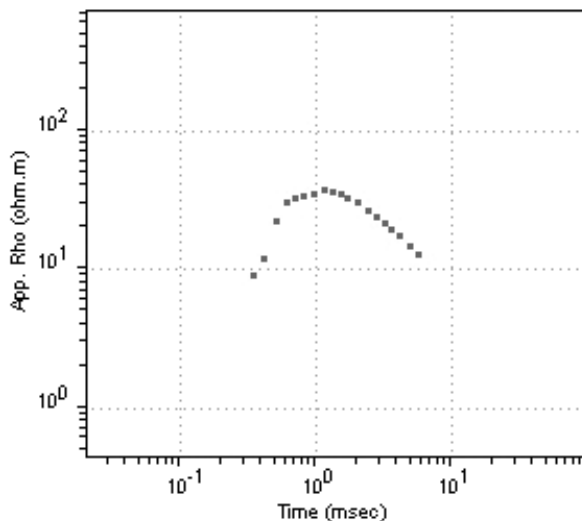


Figura 9 – Resistividade aparente em função do tempo para a estação TEM 88.

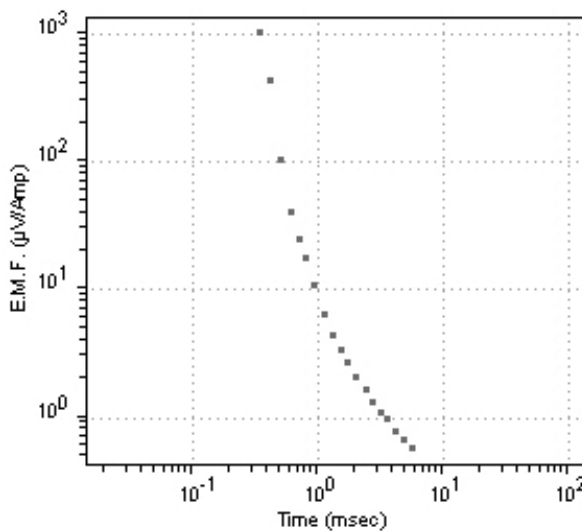


Figura 10 – Curva editada da atenuação da voltagem induzida em função do tempo para a estação TEM 88.

Para estudos futuros é interessante prever o uso de um algoritmo de inversão 3-D dos dados TEM, o que forneceria uma imagem mais realística da estrutura da Bacia de Resende.

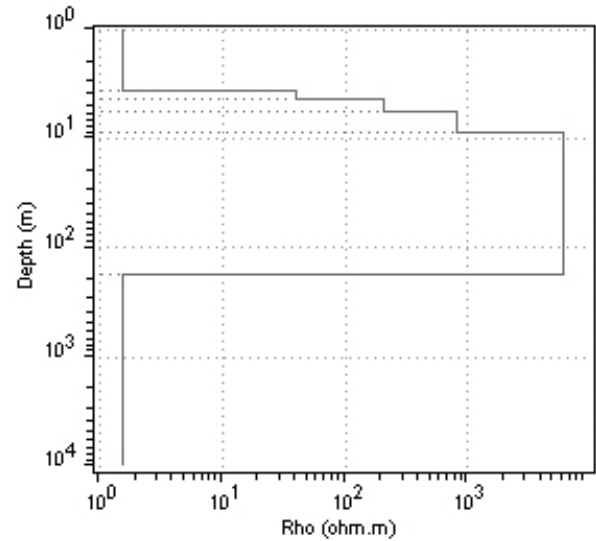


Figura 11 – Modelo de 6 camadas da resistividade com a profundidade para a estação TEM 88.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA FFM de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.*, 48(Supl.): 15–26.
- BETTINI C. 2004. Projeto MODESTHI. Modelagem estratigráfica de reservatórios terrígenos: aplicação à avaliação do potencial hídrico da Bacia de Resende (RJ). Relatório Final, 278 p.
- CARRASQUILLA AAG & ULUGERGERLI E. 2006. Evaluation of the transient electromagnetic geophysical method for stratigraphic mapping and hydrogeological delineation in Campos basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24(3): 333–341.
- ESCOBAR IP, DIAS FSS & DIAS AC. 1999. Mapa Bouguer Residual da Bacia de Resende. Comunicação pessoal.
- FITTERMAN DV & STEWART MT. 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*, 51(4): 995–1005.
- GEOINSTRUMENTS PTY. 1996. SIROTEM 3 Operator Manual, versão de 22 de novembro de 1996, p. 10–90.
- KAFRI U & GOLDMAN M. 2005. The use of the time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity. *Journal of Applied Geophysics*, 57: 167–178.
- KAUFMANN AA & KELLER GV. 1983. Frequency and Transient soundings. Series in Methods in Geochemistry and Geophysics. Elsevier, 16: 685 p.
- NABIGHIAN MN & MACNAE JC. 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. In: NABIGHIAN MN (Ed.). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2, Application, Parts A and B, Society of Exploration Geophysicists, Chapt. 6, 427–479.

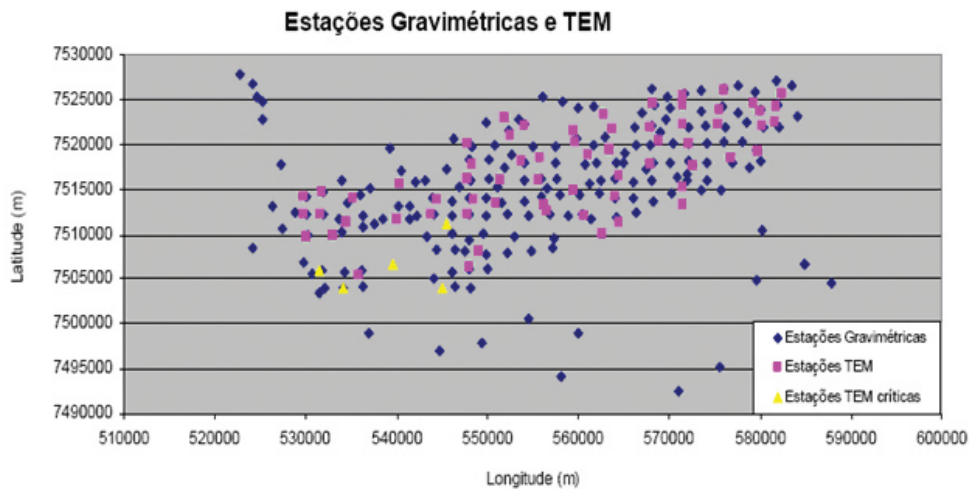


Figura 12 – Distribuição das estações gravimétricas e TEM utilizadas na Bacia de Resende.

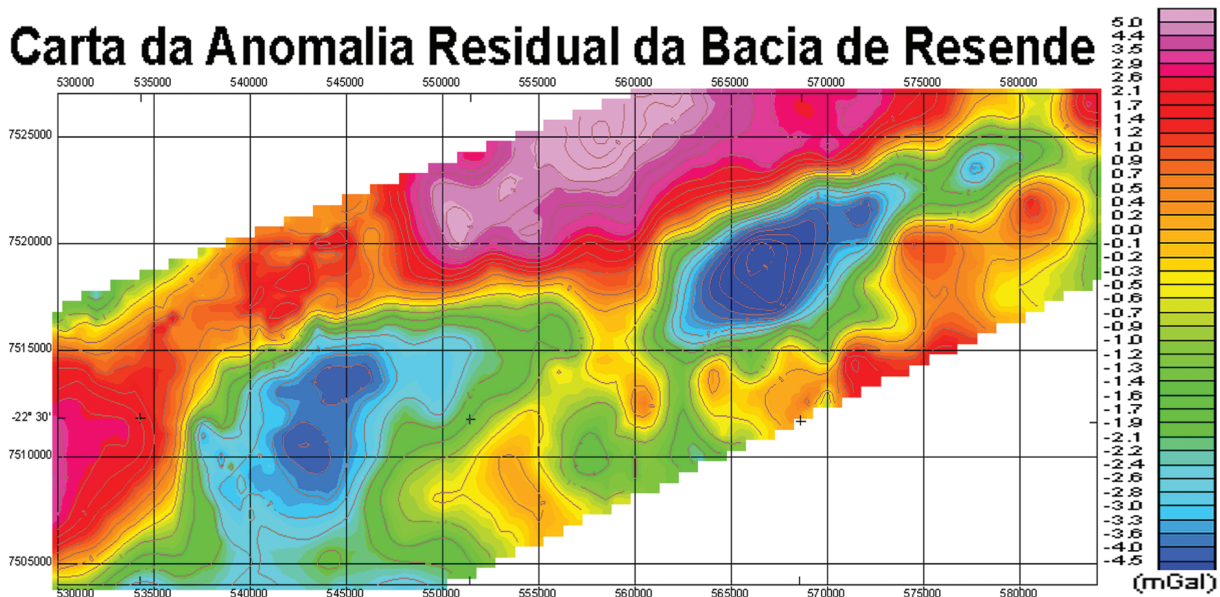


Figura 13 – Mapa de anomalia Bouguer residual da região da Bacia de Resende.

PELLERIN L & HOHMANN GW. 1990. Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts. *Geophysics*, 55: 1242–1250.

RICCOMINI C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP. São Paulo, 256 p.

SANTOS FM. 2006. Técnicas para Investigação de Estruturas Superficiais – O Método Transiente (TDEM). *Prospecção Geofísica I*. Capítulo 4,

p. 1–11.

SPIES BR. 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, 54: 872–888.

SPIES BR & FRISCHKNECHT FC. 1991. Electromagnetic sounding. In: NABIGHIAN MN (Ed.). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2, Application, Parts A and B, Society of Exploration Geophysicists, Chapt. 5, 285–378.

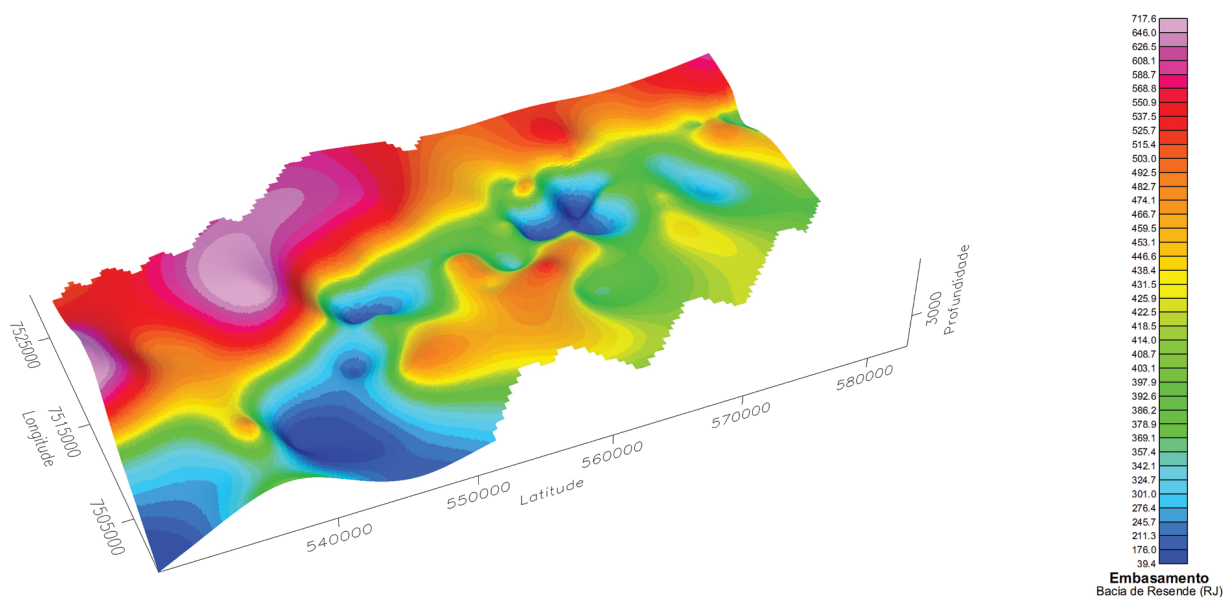


Figura 14 – Imagem geolétrica do embasamento.

## NOTAS SOBRE OS AUTORES

**Hans Schmidt Santos** é mestre em Geofísica titulado no programa de Pós-graduação do Observatório Nacional no Rio de Janeiro. Sua principal área de interesse é o eletromagnetismo com aplicações à Geofísica.

**Jean Marie Flexor** é pesquisador titular do Observatório Nacional e vem realizando pesquisas em Geofísica desde 1971 quando implantou um laboratório de Geofísica Nuclear na Universidade Federal da Bahia. Desde então tem realizado pesquisas em Geofísica Nuclear e em métodos eletromagnéticos e se dedicado à formação de mestres e doutores em Geofísica.