

## Inversão de dados geofísicos do Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro, Araxá (MG)

### *Geophysical data inversion of the Barreiro Alkaline Complex, Araxá (MG), Brazil*

Wanderson Roberto Pereira<sup>1</sup> e Marta Sílvia Maria Mantovani<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo - USP, Rua do Matão 1.226, Cidade Universitária, CEP 05508-090, São Paulo, SP, BR (wanderson.pereira@usp.br; marta@iag.usp.br)

Recebido em 06 de dezembro de 2011; aceito em 20 de abril de 2012

#### RESUMO

O presente trabalho mostra os resultados da utilização de técnicas de inversão de dados gravimétricos e magnéticos para a elaboração de um modelo tridimensional do Complexo Alcalino do Barreiro, Araxá (MG). O modelo apresenta uma distribuição de propriedades físicas em subsuperfície, com contraste máximo de densidades de 0,45 g/cm<sup>3</sup>, e de suscetibilidade magnética de 0,235 (SI), resultando em um corpo de cerca de 4,5 km de diâmetro e um volume maior que 37 km<sup>3</sup>, assim como uma boa correlação entre a distribuição de propriedades físicas e a configuração geológica do Complexo.

**Palavras-chave:** Complexo alcalino; Inversão geofísica; Gravimetria; Magnetometria.

#### ABSTRACT

This paper shows the results of the use of geophysical data inversion techniques to develop a three-dimensional model of the Barreiro Alkaline Complex based on its response to the application of potential methods. The model shows a geologically viable subsurface distribution of physical properties, with a maximum density contrast of 0.45 g/cm<sup>3</sup>, and a magnetic susceptibility of 0.235 (SI), and good geometric matching, resulting in a body of about 4.5 km in diameter and a volume greater than 37 km<sup>3</sup>, as well as a good correlation between the distribution of physical properties and the geological setting of the Complex.

**Keywords:** Alkaline complex; Geophysical inversion; Gravity; Magnetism.

#### INTRODUÇÃO

Rochas intrusivas alcalinas possuem características físicas e mineralógicas relacionadas à sua composição e origem que as diferenciam do ambiente encaixante em termos de anomalias gravimétricas e/ou magnéticas, decorrentes de contrastes de densidade para levantamentos gravimétricos e de suscetibilidade magnética para medidas de campo magnético.

Uma vez que o sinal observado da aplicação dos métodos geofísicos empregados está diretamente relacionado com os limites do corpo intrusivo, ferramentas de inversão geofísica, baseadas nas propriedades físicas estudadas, podem ser empregadas para elaborar um modelo geométrico do corpo a partir deste sinal.

Neste trabalho é apresentado um modelo tridimensional do Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro, elaborado a partir de medidas gravimétricas e magnéticas, sendo proposta uma distribuição de densidade e suscetibilidade magnética em subsuperfície, caracterizando o corpo intrusivo no contexto geofísico regional e evidenciando os limites superficiais do corpo.

O modelo apresentado utiliza um algoritmo matricial baseado na aproximação do espaço ocupado pelo corpo em subsuperfície, por uma malha de células com valores de suscetibilidade magnética ou densidades constantes, conforme descrito por Li e Oldenburg (1996, 1998).

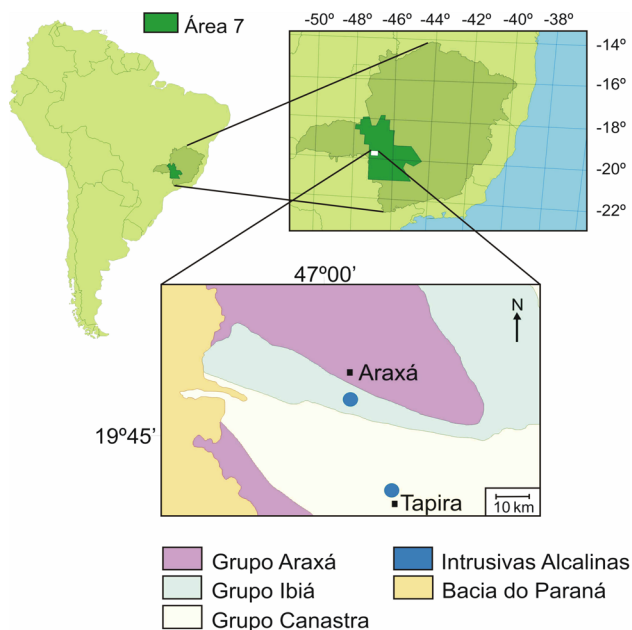
Uma análise da viabilidade do modelo baseia-se nas características geofísicas decorrentes da configuração

geológica regional descrita por Seer (1999), bem como do Complexo Alcalino, onde ocorre uma importante diferenciação do ponto de vista geológico (Biondi, 2003).

### CONTEXTO GEOLÓGICO

Localizado ao norte do município de Araxá (MG), o Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro está centrado nas coordenadas 46°23'88"W e 19°39'66"S, situado em meio a xistos e quartzitos do Grupo Ibiá, uma escama tectônica encimada pelo Grupo Araxá e sobreposta ao Grupo Canastra, compondo a Sinforma de Araxá, que se apresenta como uma dobra regional localizada na porção Sul da Faixa Brasília (Seer, 1999). Esta área é coberta por uma série de levantamentos magnéticos e gamaespectrométricos denominada Área 7, realizados por um convênio entre o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e a Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) no ano de 2006 (CPRM/CODEMIG, 2006), conforme representado na Figura 1.

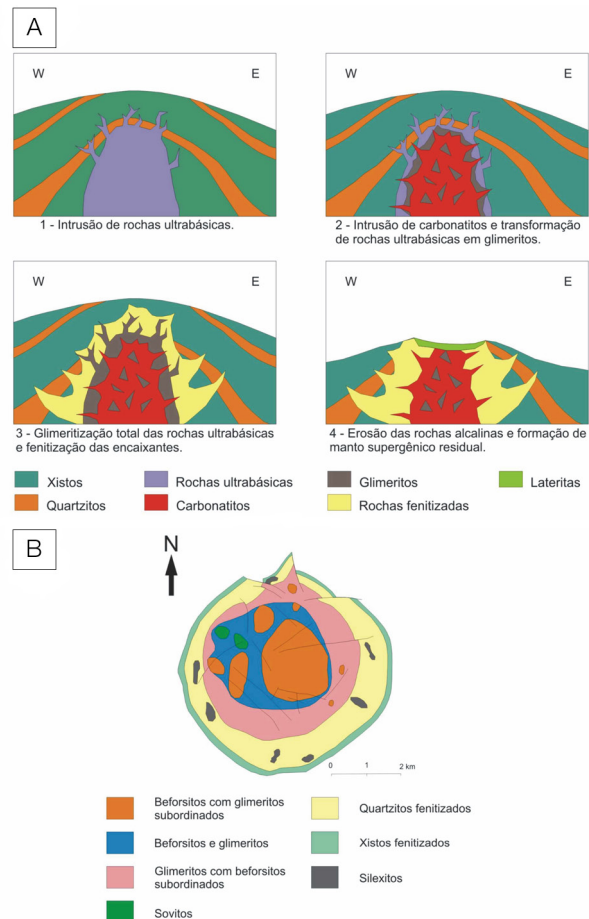
Regionalmente, a área de estudo se caracteriza pela predominância de rochas máficas de origem ígnea, além de anfibólio-xistos e xistos máficos com rochas metaultramáficas subordinadas, encimadas por rochas metassedimentares indicativas de ambientes deposicionais de mar profundo e plataforma continental. Suítes sin-orogênicas de rochas plutônicas e vulcânicas são verificadas no conjunto, metamorfizado e deformado, que abriga o complexo intrusivo.



**Figura 1.** Localização e contexto geológico do levantamento aerogeofísico sobre a região de Araxá (MG). Modificado de CPRM/CODEMIG (2006) e Seer (1999).

No domínio do complexo, que apresenta idades K/Ar entre 77,4 ± 1,0 Ma e 97,6 ± 6,1 Ma (Gomes et al., 1990 apud Biondi, 2003, p. 79), verificam-se diferentes litologias, associadas ao seu processo evolutivo, representado na Figura 2A, iniciado pela intrusão de rochas ultrabásicas seguidas pela intrusão de carbonatitos responsáveis pela transformação das rochas ultrabásicas em glimeritos, que representam o material predominante no complexo. A intrusão provocou forte fenitização das encaixantes e processos erosivos posteriores deram origem a depósitos lateríticos próximos à superfície.

Dentre as litologias atualmente predominantes no complexo, podemos citar, além dos glimeritos (carbonatitos com Fe, Mg e Al associados), beforritos (dolomita-carbonatito), presentes em todo o complexo, e sovitos (carbonato-carbonatitos), restritos à porção NW do Complexo, todos dispostos em uma configuração aproximadamente circular com cerca de 4,5 km de diâmetro, segundo Biondi (2003), conforme representado na Figura 2B.



**Figura 2.** Geologia do Complexo Alcalino do Barreiro: (A) processo evolutivo; (B) configuração geológica atual. Modificado de Biondi (2003).

**BASE DE DADOS**

A base de dados utilizada neste trabalho provém de duas fontes distintas, sendo que, no caso dos dados magnetométricos, a aquisição foi realizada pelo convênio entre CPRM e CODEMIG (CPRM/CODEMIG, 2006), e estão dispostos na forma de linhas principais N-S, espaçadas de 0,4 km, e linhas de controle E-W, espaçadas de 8 km. A altura média de voo foi de 100 m e a velocidade de aquisição geofísica aproximada foi de 280 km/h com registro a cada 0,05 s. Para o referenciamento dos dados aerogeofísicos de magnetometria, foi utilizado um sistema DGPS *Real Time*, com GPS Trimble modelo AgGPS-132 associado a um altímetro radar e altímetros barométricos para controle.

O conjunto de dados aerogeofísicos foi reduzido, gerando uma base de dados em formato GDB (*Geosoft Database*), com correções altimétricas, baseados em manobras de sobreposição, variando a altitude de voo sobre um ponto da superfície de altitude conhecida, a 200 (60,96 m) e 800 (243,84 m) pés de altura de voo para calibração do radar altímetro.

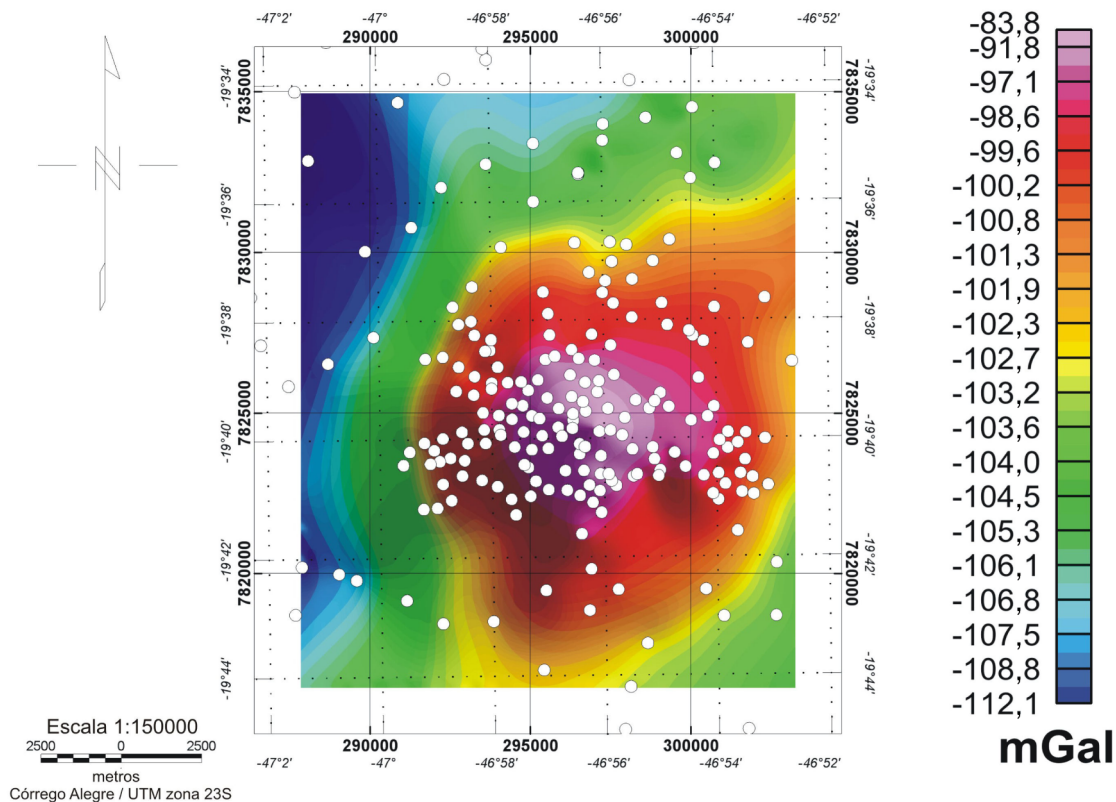
O conjunto de dados gravimétricos utilizados faz parte de um levantamento realizado por Grupo de Estudos de Geofísica da Litosfera/Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/Universidade de São

Paulo (GEOLIT/IAG/USP) durante o ano de 2006 e estão dispostos de forma irregular sobre a área de aquisição (Rugenski, 2006). Os conjuntos de dados de métodos potenciais foram restritos a uma área comum delimitada pelos intervalos -47,03° a -46,86° de longitude e -19,73° a -19,56° de latitude.

Para a aquisição dos dados utilizados nesse trabalho, a escolha da base comum na Igreja Matriz de Araxá foi devida à presença de um marco do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) cujo valor de *g* foi determinado com precisão entre 0,05 e 0,1 mGal, e faz parte de uma rede nacional denominada Base de Dados Gravimétricos do IBGE com mais de 26.000 estações.

Os dados gravimétricos terrestres foram adquiridos por meio de um gravímetro Lacoste-Romberg modelo G, com precisão de 0,04 mGal, dispostos de maneira irregular, com intervalos de 1.500 a 3.000 m, com maior densidade de pontos de aquisição sobre, e em torno da anomalia (500 m de intervalo) conforme mostrado na Figura 3.

Os dados foram analisados e processados separadamente, e o processo de inversão, realizado em fases distintas, de acordo com o tipo de dado, gravimétrico ou magnético. Posteriormente, foram analisados em conjunto buscando uma correlação com a geologia.



**Figura 3.** Mapa de anomalia Bouger completa com localização das estações gravimétricas.

## METODOLOGIA

### Gravimetria

A base de dados gravimétricos utilizada é apresentada na forma de anomalia reduzida, sendo que, para tanto, empregou-se a expressão da anomalia Bouger ( $\Delta g_B = g - \gamma + 0,3086h - 0,1119h - B + C$ ), que remove os efeitos causados pela localização e topografia, resultando em uma anomalia devida, em princípio, apenas às diferenças de densidade em subsuperfície.

Uma questão importante, no que se refere à aquisição gravimétrica, é a da deriva instrumental inerente ao equipamento, ou seja, a diferença no valor de  $g$  medido para um mesmo ponto, em instantes diferentes, devida ao estresse sofrido pela mola do gravímetro durante o tempo de aquisição de um conjunto de dados. Tal problema pode ser corrigido, empregando-se a técnica de abertura e fechamento da aquisição em um ponto comum, onde o valor de  $g$  é conhecido.

O equipamento GPS utilizado para posicionamento horizontal das medidas (Trimble, modelo Basic), apresenta uma precisão que varia em função do horizonte de satélites (quantidade de satélites triangulando sinal com o GPS), de 15 a 50 m, o que, segundo Rugenski (2006), “implica numa incerteza inferior a 0,1 mGal, para essa latitude, quando propagado para o valor da aceleração da gravidade”, onde “essa latitude” se refere à mesma anomalia estudada nesse trabalho.

A base gravimétrica utilizada para a correção de deriva instrumental foi alocada na Igreja Matriz de Araxá (19°40'S; 46°57'W). Os dados foram reduzidos pelo grupo GEOLIT e disponibilizados na forma de anomalia Bouguer completa, onde  $\Delta g_B = g - \gamma + 0,3086h - 0,1119h - B + C$  com  $g$  obtido da Fórmula Internacional da Gravidade (1967), sendo a correção Ar-livre = 0,3086h, a correção Bouguer propriamente dita = 0,1119h, o termo B correspondendo ao ajuste do platô de Bouguer para uma calota (não utilizado em escala regional), e o termo C a correção topográfica. Vale lembrar que a correção Bouguer, por si só, já representa uma aproximação, uma vez que é empregado um valor médio aproximado para a densidade da Terra nos continentes de 2,67 g/cm<sup>3</sup>. Os dados gravimétricos foram referenciados utilizando um conjunto de receptores GPS Garmin modelo Etrex, com 10 min de leitura por ponto de aquisição. As etapas preliminares de redução estão descritas em Rugenski (2006).

Os dados gravimétricos foram interpolados, utilizando uma malha regular gerada pelo método da mínima curvatura, pois este resultou, após uma bateria de testes comparativos (Rugenski, 2006), em uma melhor representação da anomalia, e melhor relação de minimização de resíduos,

apesar da distribuição de pontos de medida apresentar-se na forma de malha irregular.

### Magnetometria

Os dados magnetométricos, adquiridos pelo convênio CPRM E CODEMIG (CPRM/CODEMIG, 2006) nos anos de 2005 e 2006, são dados de aerolevante, para os quais foi utilizado um sistema composto por um sensor Scintrex modelo Cs-2 de vapor de césio com resolução de 0,001 nT, associados a dois magnetômetros, fixos em terra, marca GEM, modelo GSM-19 com resolução de 0,1 nT com bases em Patos de Minas e Divinópolis, em áreas livres de interferência cultural para garantir a qualidade dos dados.

A partir dos dados adquiridos, foram feitas correções para isolar as variações do campo magnético referentes às diferenças na composição litológica da área estudada, daquelas referentes ao comportamento do campo magnético terrestre em si, bem como das decorrentes do próprio processo de aquisição.

Anterior às etapas de aquisição e processamento dos dados, uma série de testes baseados em manobras específicas e atitudes de voo, foi conduzida no sentido de determinar os coeficientes de compensação magnética dinâmica, que visam eliminar os ruídos induzidos, provenientes das mudanças de atitude da aeronave com relação aos três eixos.

Nas etapas de processamento, procedeu-se, primeiramente, à correção do erro de paralaxe, que se deve à distância entre a posição do sensor magnetométrico com relação à antena receptora do GPS, gerando uma defasagem entre a posição na qual foi feita a leitura, e o campo medido naquele ponto.

Consequente, foram realizados testes de compensação magnética baseados na determinação dos coeficientes de compensação magnética, obtidos por meio de manobras de variação de atitude de voo nos três eixos, variando o alinhamento da aeronave com relação à linha de voo de 10° a 12°, simulando os movimentos, considerando uma trajetória ao longo do eixo  $x$ , de *pitch* (em torno do eixo  $y$ ), *yaw* (em torno do eixo  $z$ ), e *roll* (em torno do eixo  $x$ ), resultando em diferenças nas medidas de até 1,59 nT (CPRM/CODEMIG, 2006).

Em seguida, foi realizada a correção da variação diurna, que consiste da subtração das medidas magnéticas fixas (magnetômetro base), cuja variação decorre da ação de ventos solares, das medidas de aerolevante itinerante, resultando na medida devida apenas às variações do campo ao longo do terreno.

Após a correção da variação diurna, foi feito o nivelamento dos perfis, que é o ajuste das linhas de controle com base na média das diferenças com as linhas de voo. Tal correção se dá em duas etapas: (1) pela aplicação de valores que minimizem tais diferenças,



trazendo as linhas de controle para valores próximos das linhas de voo nos cruzamentos entrelinhas; e (2) pelo ajuste de todas as linhas de voo às linhas de controle, de maneira a equalizar os valores do campo lidos na intersecção entre linhas de voo e de controle. De forma complementar ao nivelamento foi feito o micronivelamento dos perfis, que tem por objetivo remover eventuais diferenças no nivelamento das linhas de controle em relação às de voo.

Por fim, procedeu-se a correção pelo IGRF, que é o Campo Geomagnético Internacional de Referência, também subtraído dos dados totais, resultando na componente do campo devida à variação de composição dos materiais geológicos em subsuperfície. O algoritmo utilizado consiste da subtração de uma superfície de tendência que representa o campo geomagnético internacional na área do levantamento, considerando a altura de 1.000 m, referidos ao ano de 2005, dos dados micronivelados.

## Processamento

A seqüência do processamento realizado segue uma ordem lógica, procedendo-se à redução dos dados de forma analítica, com o objetivo de minimizar sinais ruidosos e suavizar a anomalia para a inversão. O fluxograma de atividades, mostrando as etapas sucessivas do processo de redução e inversão dos dados, desde o pré-processamento até a elaboração do modelo final pode ser visualizado na Figura 4.

A anomalia magnética se apresenta na forma de um dipolo regular para latitudes tropicais no hemisfério Sul, com uma inclinação  $I = -29,23^\circ$  e uma declinação  $d = -20,44^\circ$ , conforme representado na Figura 5.

Na porção periférica imediata à anomalia, é possível observar tendências anômalas mais locais a NW e a E da mesma (Figura 5), cujos valores do campo são da ordem do observado na anomalia principal, porém, as dimensões destas são muito menores, o que indica tratar-se de ocorrência superficial. Para delinear os limites da anomalia, empregou-se a amplitude do sinal analítico dos dados, que se dá pela aplicação da raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas direcionais (Whitehead, 2009), assim, seja  $B =$  campo observado no ponto  $(x,y,z)$ , e  $A =$  amplitude do sinal analítico, temos:

$$|A| = \sqrt{\left(\frac{dB}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dB}{dy}\right)^2 + \left(\frac{dB}{dz}\right)^2}, \text{ resultando no mapa da Figura 6A.}$$

A Figura 6 mostra que as anomalias a NW e E da anomalia principal (Figura 5) se devem à presença das barragens de rejeitos das minas Arafertil (NW) e Barreiro (E), não tendo, a princípio, significado geológico. Para minimizar o efeito da tendência regional em torno da anomalia, aplicou-se a remoção de uma superfície de tendência de ordem um, à qual foi subtraída dos valores observados do campo.

Consequente à remoção da tendência, foi aplicada uma continuação para cima, tipo de filtro que simula uma distância vertical de aquisição superior à real.

A continuação para cima não cria efeitos de borda, constituindo um filtro considerado limpo (Whitehead, 2009), que trabalha suprimindo os pequenos comprimentos de onda, eliminando ruídos provenientes de fontes rasas, como é o caso das barragens de rejeitos. Foram testados diversos valores de altura relativa, sendo que o que melhor suavizou a anomalia sem perda significativa de sinal foi a de 400 m, gerando uma anomalia única e melhor delineada, com altura relativa simulada de 500 m (400 m da continuação + 100 m da altura de voo).

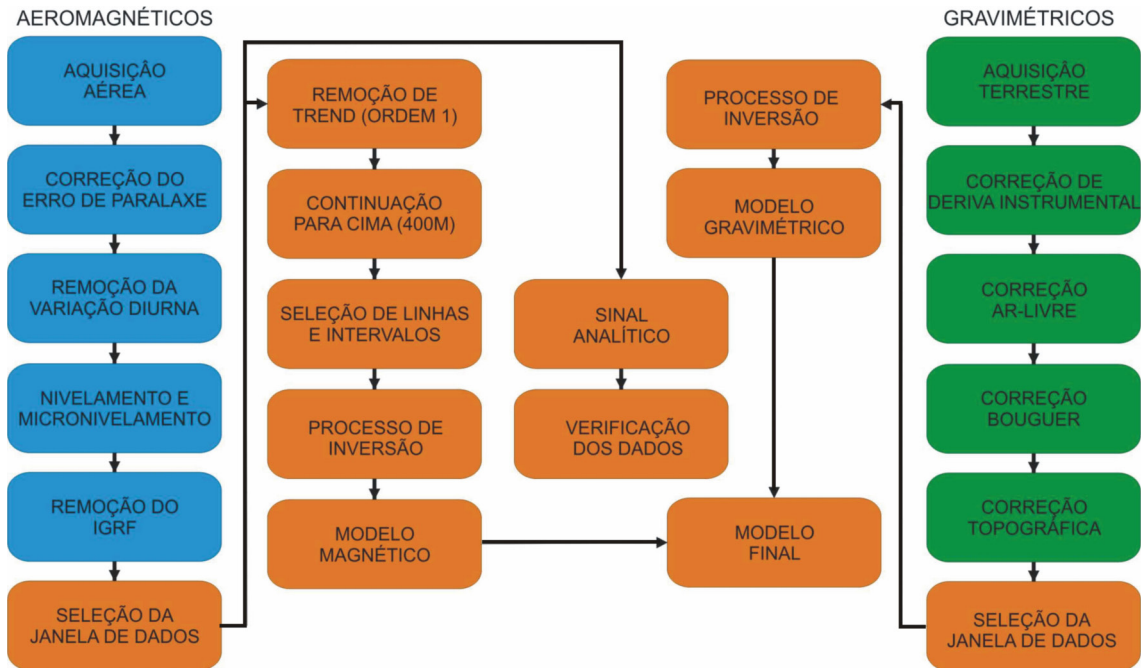
O conjunto de dados referente à anomalia observada na Figura 6 perfaz algumas dezenas de milhares de pontos (63.000 pontos aproximadamente), o que gera um ônus computacional muito grande uma vez que o processo de inversão utiliza-se de todos os pontos para o cálculo do valor de suscetibilidade magnética em cada célula do modelo (Li e Oldenburg, 1996). Uma quantidade pequena de pontos por célula, da ordem de algumas unidades, é suficiente para obter um modelo representativo para os dados observados (MAG3D, 2006), ainda assim, quanto menor a quantidade de dados, maior a eficiência computacional, sendo que a verificação da representatividade do *grid* com menor número de pontos com respeito à malha original é importante para a determinação do mínimo ideal de dados de entrada na inversão, ou seja, uma vez que o *grid* diminuído é representativo da anomalia, o modelo é igualmente viável.

Para tanto foram realizados alguns testes para definir valores de eficiência computacional focados na qualidade e representatividade do conjunto de dados de entrada, resultando um conjunto de dados próximo de mil pontos. Tal conjunto de dados foi obtido por meio do aumento no espaçamento entre as linhas, de 400 m para 1.200 m, e do intervalo entre pontos nas linhas, de 4 para 100 m, resultando 1.133 dados, os quais são representados na Figura 7.

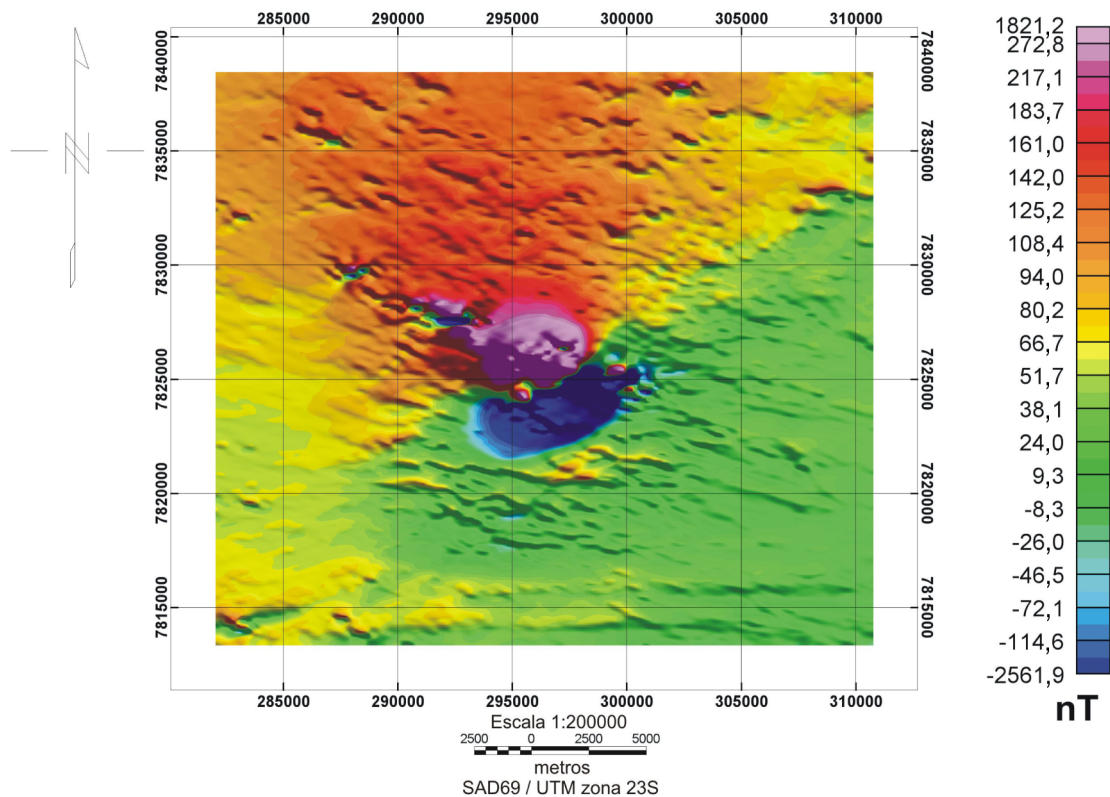
## Inversão de dados geofísicos

O processo de inversão aqui descrito parte do princípio que um sinal magnético observado na superfície, se deve à contribuição de fontes de campo anômalo associadas a corpos cujo contraste de suscetibilidade se relaciona com o campo observado, sem que haja magnetização remanente importante, ou que a mesma não apresente discordância radical em relação ao campo, produzindo uma anomalia de forma esperada para a localização, por meio de uma relação direta entre o campo indutor e a suscetibilidade em um ponto.

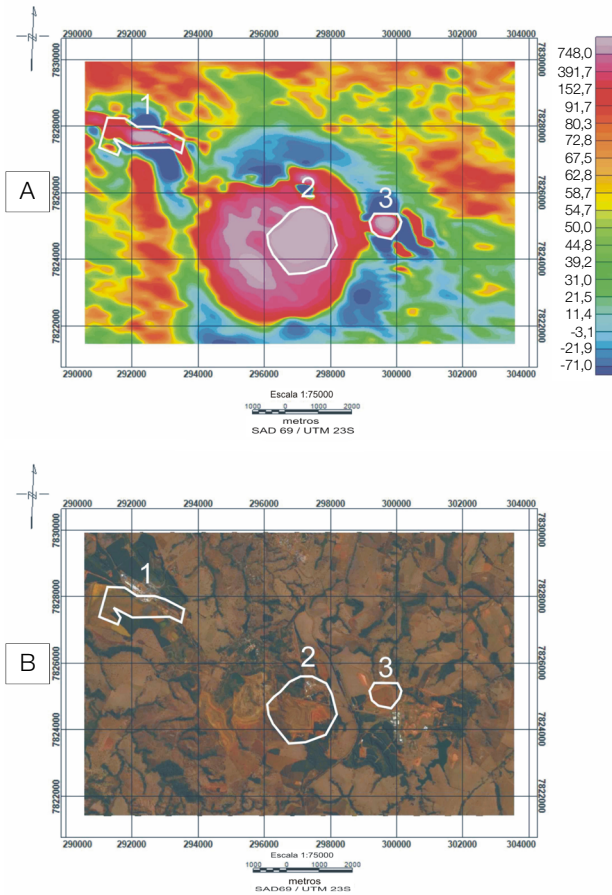
Observando-se a Figura 8B, que simula um dipolo característico de anomalia localizada no hemisfério sul, com



**Figura 4.** Fluxograma dos trabalhos realizados. Em azul, CPRM/CODEMIG (2006); em verde, Rugenski (2006); em laranja, etapas desenvolvidas neste trabalho.



**Figura 5.** Anomalia magnética do complexo alcalino do Barreiro.



**Figura 6.** Correlação entre sinal analítico e imagem de satélite. (A) Sinal analítico; (B) imagem de satélite; (1) barragem de rejeitos da mina Arafértil; (2) Mina Barreiro; (3) barragem de rejeitos da mina Barreiro.

inclinação  $I = -29^\circ$  e uma declinação de  $d = -20^\circ$ , e comparando esta com a anomalia real representada na Figura 5, podemos considerar que, no caso do Complexo Alcalino do Barreiro, tais pressupostos em relação à magnetização remanente são viáveis, sendo, a princípio, aplicável a premissa de ausência desta modalidade de magnetização, ou a presença da mesma de tal ordem a não modificar as características do dipolo observado.

Considerando a região que contém a fonte em subsuperfície, do sinal observado em superfície, como sendo um espaço tridimensional ortogonal constituído por células de suscetibilidade magnética  $k$  constante, podemos relacionar a anomalia magnética observada com a suscetibilidade em subsuperfície, por meio de uma relação linear (Equação 1).

$$d = Gk \tag{1}$$

Sendo que, na Equação 1,  $G$  é a matriz que relaciona o vetor dado observado  $d = (d1, d2, \dots, dm)$ , com o vetor suscetibilidade  $k = (k1, k2, \dots, kn)$ , por meio de seus

termos constituintes  $g_{ij}$ , que quantificam a contribuição de uma suscetibilidade na  $j$ -ésima célula ao  $i$ -ésimo datum.

O problema de inversão pode ser escrito como sendo um problema de otimização para uma função sujeita às condições da Equação 1, onde o parâmetro do modelo, a princípio, pode referir-se a qualquer função monotônica de  $k$ , bem como outra grandeza sujeita às mesmas condições da Equação 1. No caso de um modelo gravimétrico, a variável de interesse será a densidade  $\rho$ .

Considerando como parâmetro uma variável geral  $m$ , podemos definir uma função  $\Phi_m$  (Li e Oldenburg, 1996) que quando minimizada gera um modelo interpretável do ponto de vista geofísico.

Os termos  $w_x, w_y$  e  $w_z$  são funções de atribuição de peso dependentes da posição do ponto no espaço, e  $\alpha_x, \alpha_y$  e  $\alpha_z$  coeficientes que afetam a importância relativa de cada termo de integração presente na Equação 2. A função  $w(z)$  atribui peso ao termo  $[m(r) - m_0]$  de acordo com a profundidade, onde  $m(r) = m(x, y, z)$ , e  $m_0$  é o valor inicial atribuído ao modelo, ou seja, o valor do entorno da anomalia em um modelo de suscetibilidade ou densidade, sendo  $m_0 = 0$  para modelos de contraste de propriedade física.

$$\begin{aligned} \phi_m(m) = & \alpha_s \int_V w_s \{w(z)[m(r) - m_0]\}^2 dV + \\ & + \alpha_x \int_V w_x \left\{ \frac{\partial w(z)[m(r) - m_0]}{\partial x} \right\}^2 dV + \\ & + \alpha_y \int_V w_y \left\{ \frac{\partial w(z)[m(r) - m_0]}{\partial y} \right\}^2 dV + \\ & + \alpha_z \int_V w_z \left\{ \frac{\partial w(z)[m(r) - m_0]}{\partial z} \right\}^2 dV \end{aligned} \tag{2}$$

Os valores de  $g_{ij}$  para os dados observados na superfície decaem com a profundidade, sendo assim, um processo de inversão que minimiza a igualdade  $\|m(r) - m_0\|^2 = \int (m(r) - m_0)^2 dv$  visando aproximar os dados reais do modelo, produzirá uma distribuição de suscetibilidades magnéticas ou densidades concentradas próximas à superfície, a atenuação de  $g_{ij}$  com a profundidade, para o caso de um modelo magnético, por exemplo, pode ser descrita através de uma função do tipo  $(z + z_0)^{-3}$ , o que equivale dizer que cada célula cúbica funciona como uma fonte dipolar cujo sinal cai com o cubo da distância (Li e Oldenburg, 1996), assim, uma função peso por profundidade adequada nesse caso pode ser conforme a Equação 3.

$$w(z) = \frac{1}{(z + z_0)^{3/2}} \tag{3}$$

Considerando o caso particular da inversão de dados magnetométricos, temos que, seja  $\vec{B}_0$  o campo magnético

observado em um ponto do espaço, e  $\vec{j}$  a magnetização referente a este campo, pode-se relacionar  $\vec{B}_0$  e  $\vec{j}$  através da relação apresentada na Equação 4.

$$\vec{j} = k\vec{H}_0 \quad (4)$$

Onde  $\vec{H}_0 = \vec{B}_0 / \mu_0$  assim, o campo anômalo produzido pela magnetização  $\vec{j}$  será conforme a Equação 5.

$$\vec{B}_0 = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_V \nabla \nabla \frac{1}{|r - r'|} \vec{j} dV \quad (5)$$

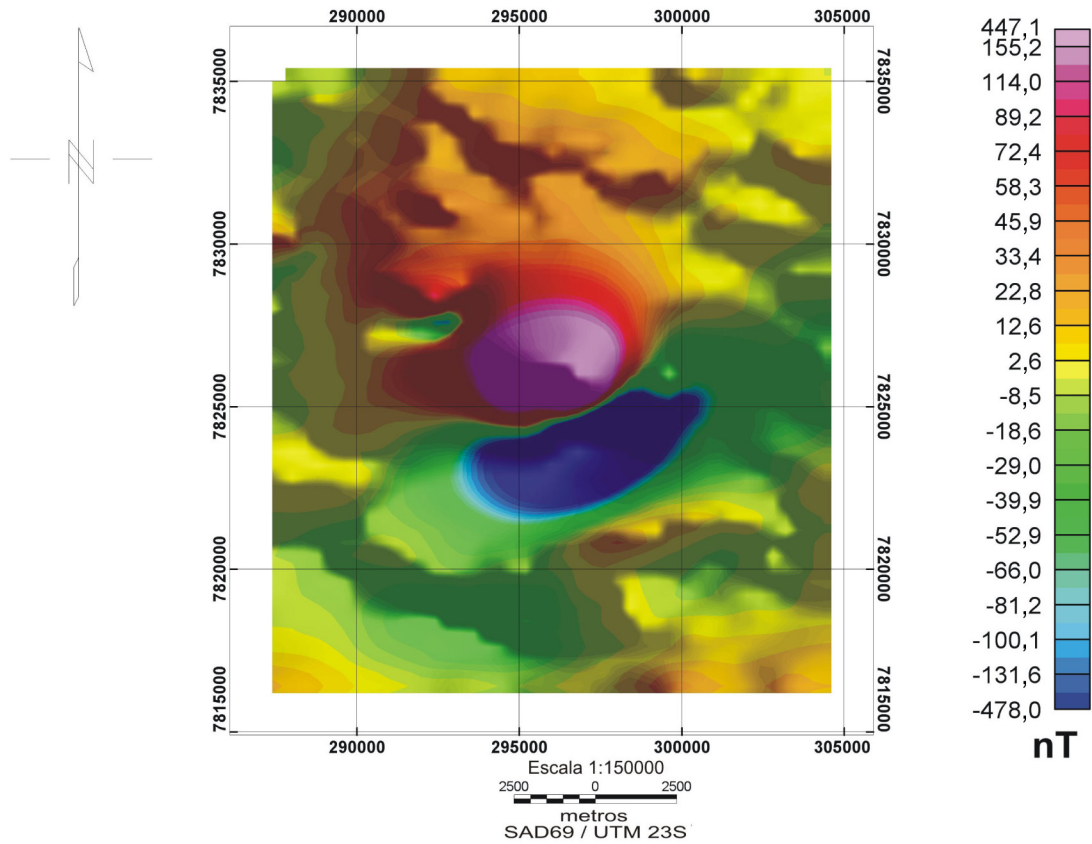


Figura 7. Anomalia magnética resultante da redução do número de dados (1.133 pontos).

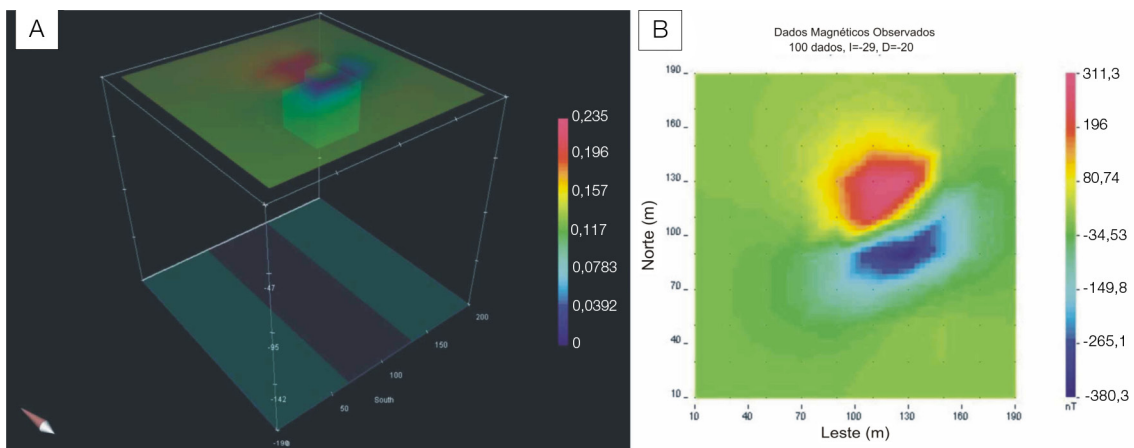


Figura 8. Simulação de um corpo com as mesmas condições apresentadas pelo complexo do Barreiro. (A) Geometria do corpo sem magnetização remanente; (B) anomalia magnética gerada a partir do corpo simulado.



Sendo  $r$  a distância do ponto observado e  $V$  o volume. Se  $k$  for constante para uma unidade de volume  $T_{ij}$  a Equação 5 pode ser reescrita como as Equações 6 e 7.

$$\vec{B}_0 = \mu_0 \begin{pmatrix} T_{11} & T_{12} & T_{13} \\ T_{21} & T_{22} & T_{23} \\ T_{31} & T_{32} & T_{33} \end{pmatrix} k\vec{H}_0 = \mu_0 kT\vec{H}_0 \quad (6)$$

onde,

$$T_{ij} = \frac{1}{4\pi} \int_V \frac{\partial}{\partial t_i} \frac{\partial}{\partial t_j} \frac{1}{|r-r'|} dV \quad (7)$$

com  $(t_1, t_2, t_3) = (x, y, z)$ .

Assim, para o caso da inversão de dados magnetométricos, a função peso/profundidade, abaixo de um ponto, pode ser escrita como na Equação 8.

$$w(r_j) = \left[ \frac{1}{\Delta z_j} \int_{\Delta z_j} \frac{dz}{(z+z_0)^3} \right]^{1/2} \quad (8)$$

A metodologia para o caso de dados gravimétricos é similar, porém, a relação entre o dado observado e a matriz  $G$  expressa na Equação 1, passa a ser dada em função da densidade (Li e Oldenburg, 1998), ou seja, conforme a Equação 9.

$$d = G\rho \quad (9)$$

O decaimento gravimétrico com a profundidade, se dá na proporção inversa do quadrado da distância, o que significa que a expressão da função  $w(z)$ , passará a ser a Equação 10.

$$w(z) = \frac{1}{(z+z_0)^{\chi/2}} \quad (10)$$

Onde  $\chi$  tem valores muito próximos de dois, sendo que bons resultados são alcançados usando  $(1,5 < \chi \leq 2)$  segundo Li e Oldenburg (1998).

O modelo, seja de suscetibilidade ou densidade, é disposto em um espaço tridimensional ortogonal composto por células, de valor de propriedades físicas constantes, denominado *mesh*, ou malha, para o qual é atribuída uma altura máxima total  $H$ , largura mínima por célula ( $XY$ ), e dados de topografia.

Além disso, o *mesh* tem a propriedade de fundir células com valores de suscetibilidade ou densidade próximos de  $m_0$  e próximos entre si, garantindo a eficiência computacional do processo, e detalhando melhor as regiões do modelo

que apresentam maiores gradientes, ou seja, neste caso, a parte central das áreas estudadas, que contém a anomalia.

A fusão das células periféricas se dá pelo emprego de um algoritmo semiautomático que se utiliza dos dados de entrada, altura total  $H$  do *mesh* e largura mínima  $XY$  das células, permitindo modificar a suavização dos contrastes em quaisquer direções através do emprego da função  $w$ .

Para ambos os modelos, foram aplicados os mesmos parâmetros geométricos, sendo a largura mínima atribuída às células de 200 m, e a altura do *mesh* de 1.350 m, valor máximo de altitude topográfica, cobrindo, portanto, a topografia em todos os pontos do levantamento.

Ambos os conjuntos de dados, magnéticos e gravimétricos, foram reamostrados para um total de 1.133 dados, em uma mesma janela espacial, utilizando o mesmo arquivo de entrada com dados de topografia e o mesmo *mesh*, gerando assim modelos correlacionáveis no espaço, possibilitando uma composição entre os dois modelos para a confecção do modelo final, que mostra os mais significativos contrastes de densidade, e a distribuição de suscetibilidades magnéticas dentro deste domínio.

## RESULTADOS

Para os dados magnetométricos, a inversão resultou em uma distribuição de suscetibilidades magnéticas representativas de um corpo aproximadamente cilíndrico (Figura 9), com contraste máximo de 0,234 (SI), sendo que o modelo apresenta uma tendência à concentração de suscetibilidades maiores à leste da anomalia, o que sugere uma distribuição não uniforme de suscetibilidades ao longo do corpo. Tal característica fica mais evidente observando-se a Figura 10, que mostra a distribuição em planta das suscetibilidades ao longo de um plano que secciona o corpo em uma profundidade de 1,5 km, da qual pode ser constatado que a porção de menores suscetibilidades se encontra a noroeste do modelo.

Os dados gerados a partir do modelo de inversão magnetométrica, apresentam, ainda, boa correlação com os dados de entrada, conforme pode ser observado na Figura 11, que compara os dados observados com a resposta magnética do modelo.

O modelo gravimétrico (Figura 12) mostra uma distribuição de densidades simétrica, indicando uma uniformidade composicional, tanto lateral, como em profundidade. Observando-se a representação em planta do modelo de distribuição de densidades (Figura 13), verifica-se uma distribuição radial das densidades. Os dados gerados a partir do modelo gravimétrico apresentam boa correlação com os dados de entrada observados na Figura 14.

Considerando os maiores contrastes de densidade, e sobrepondo a estes o modelo de suscetibilidade, é possível

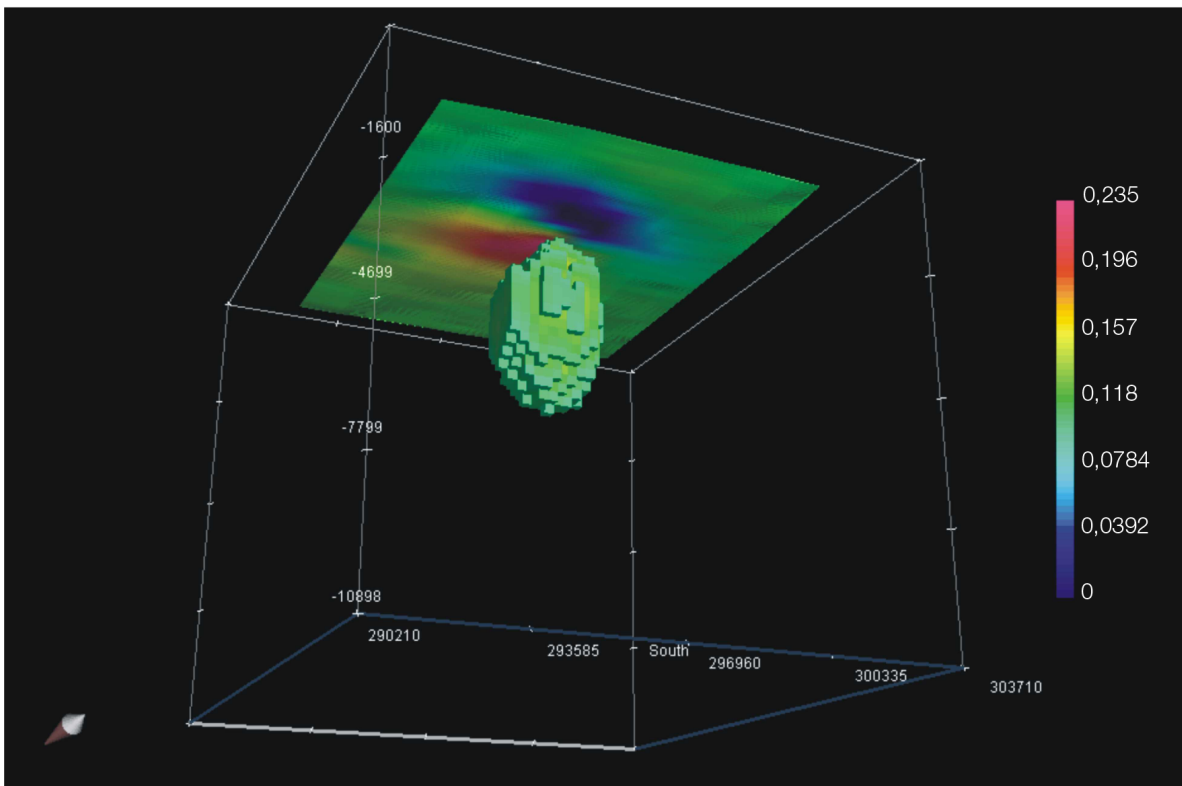


Figura 9. Modelo magnetométrico em perspectiva *bottom-up*.

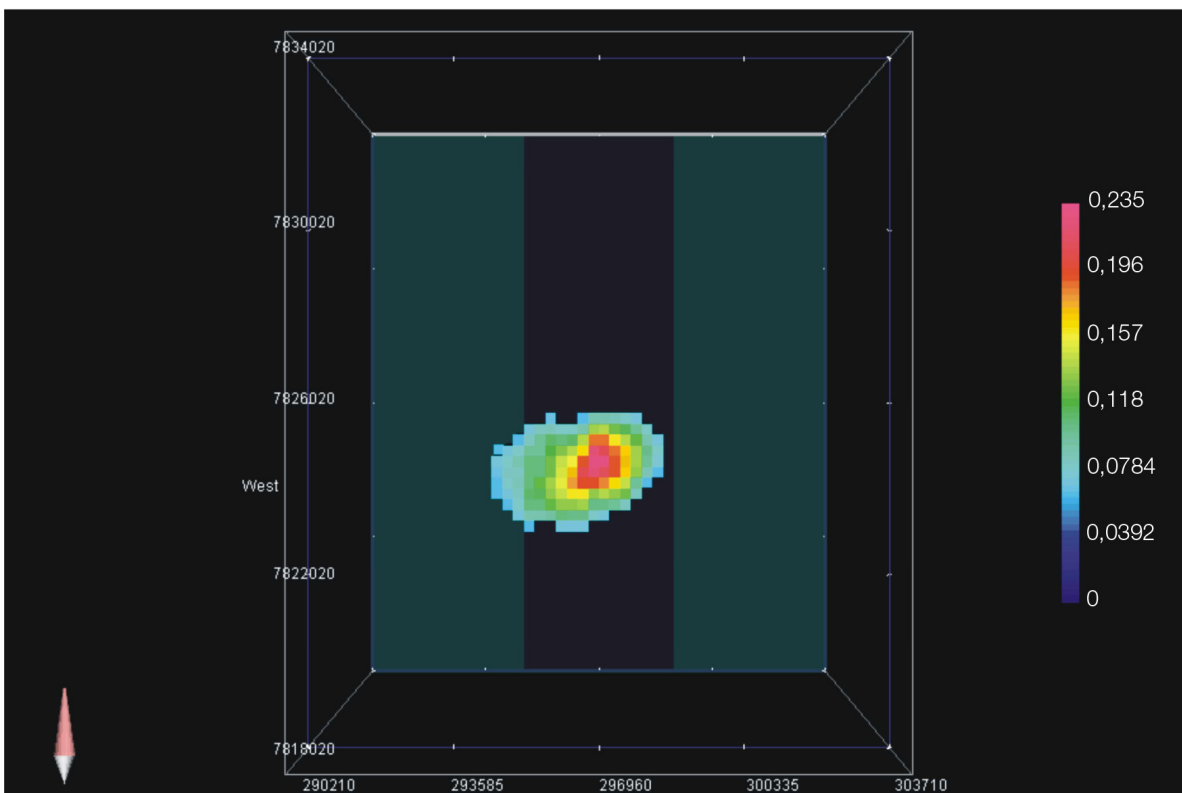
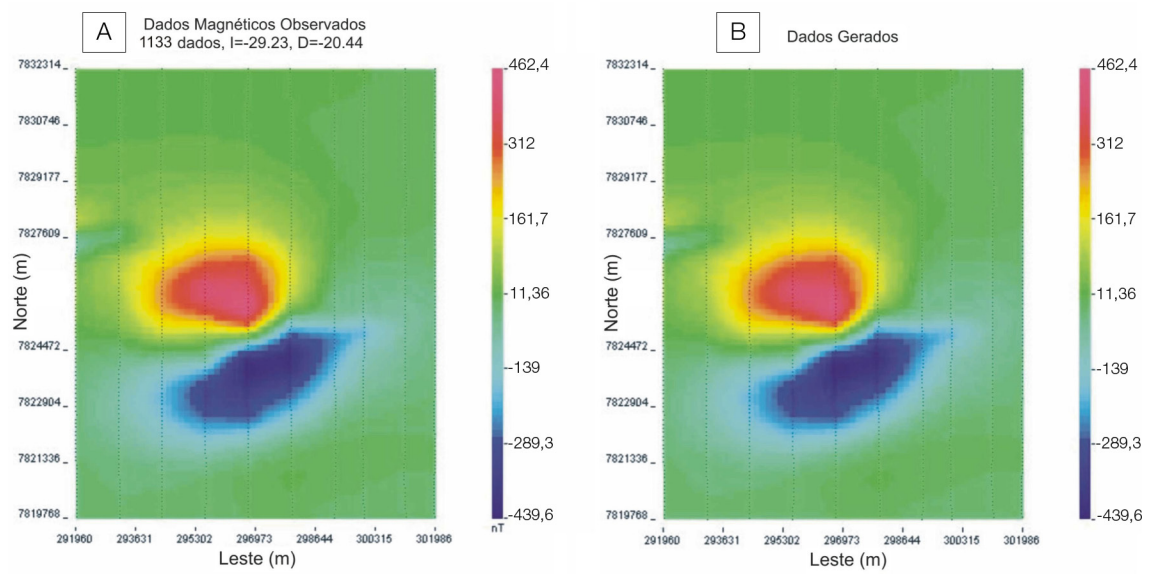
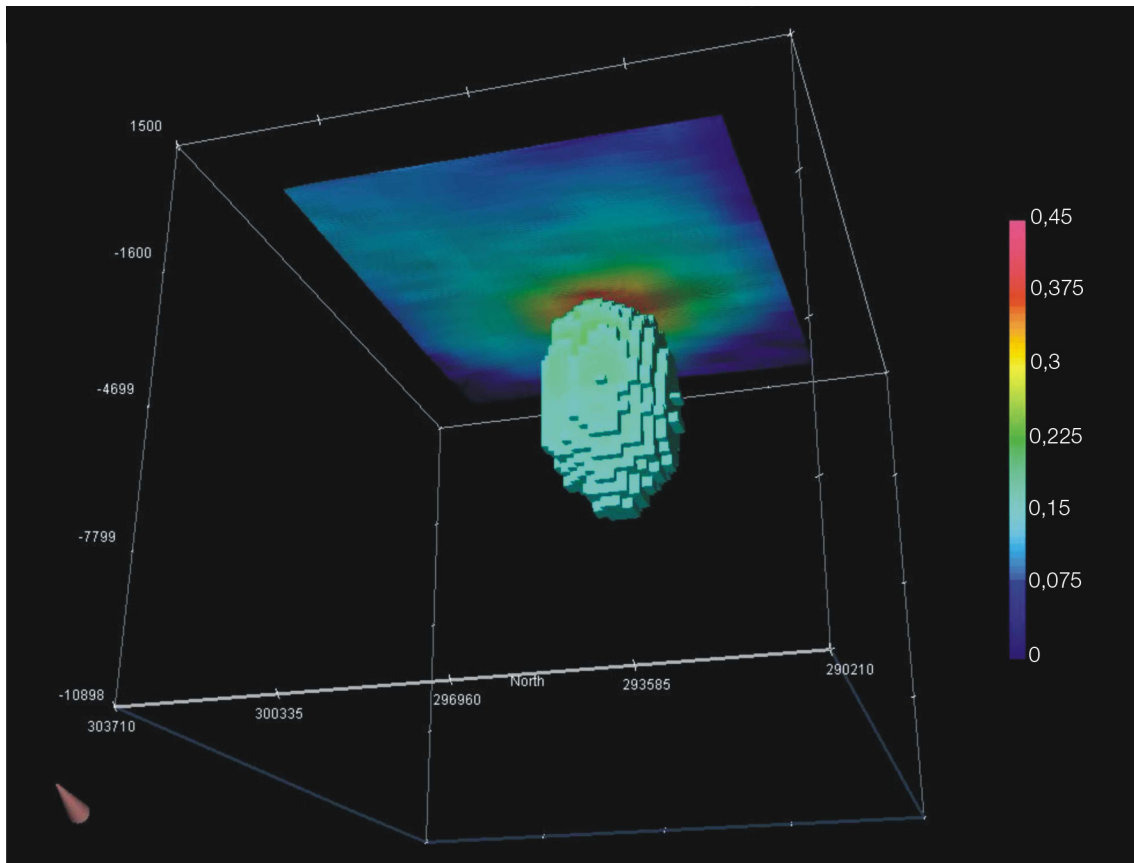


Figura 10. Representação em planta do modelo magnetométrico – profundidade de 1,5 km.



**Figura 11.** Mapa de correlação entre anomalias magnéticas. (A) Anomalia magnética observada; (B) anomalia magnética gerada pelo modelo.



**Figura 12.** Modelo gravimétrico em perspectiva *bottom-up*.

construir um modelo único, que representa a distribuição de suscetibilidade na região de maiores densidades, conforme apresentado na Figura 15.

O modelo de sobreposição da Figura 15 mostra a relação entre as células de valor de propriedade física

constante. As células de maior suscetibilidade estão representadas como blocos preenchidos e as de maior densidade por blocos transparentes, sendo, portanto, uma aproximação das distribuições de densidade e suscetibilidade reais, condicionada à geometria das células.

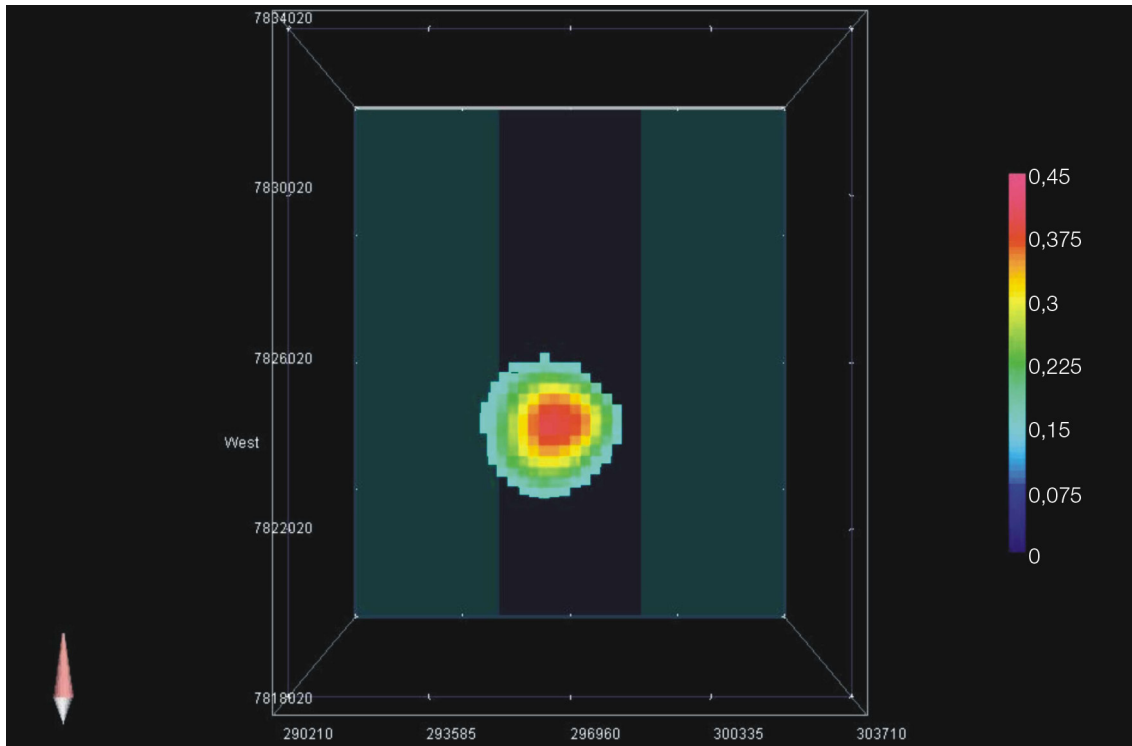


Figura 13. Representação em planta do modelo gravimétrico – profundidade de 1,5 km.

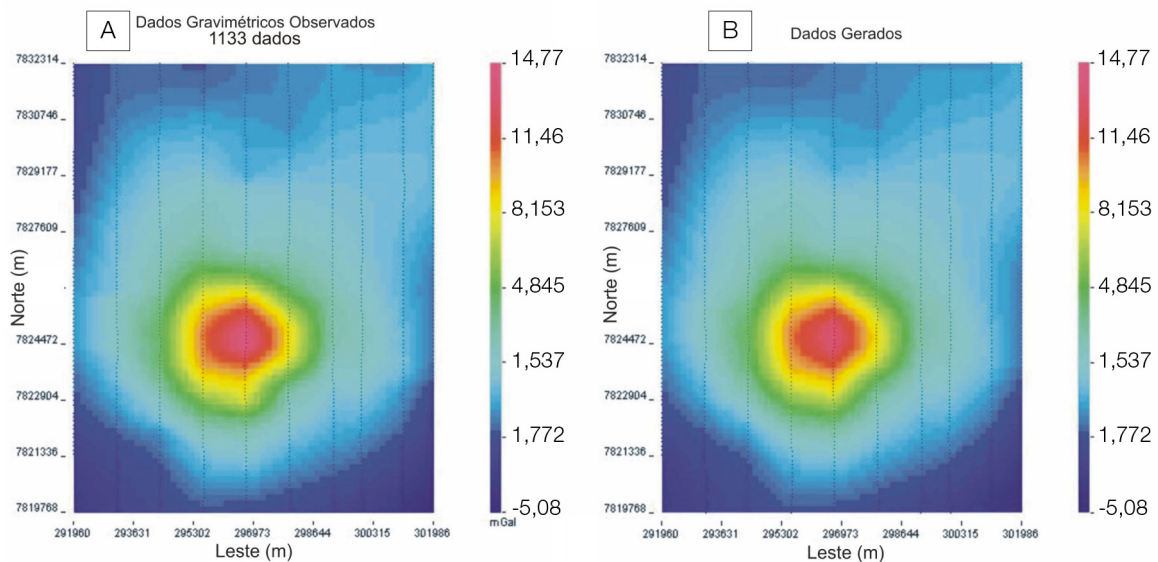


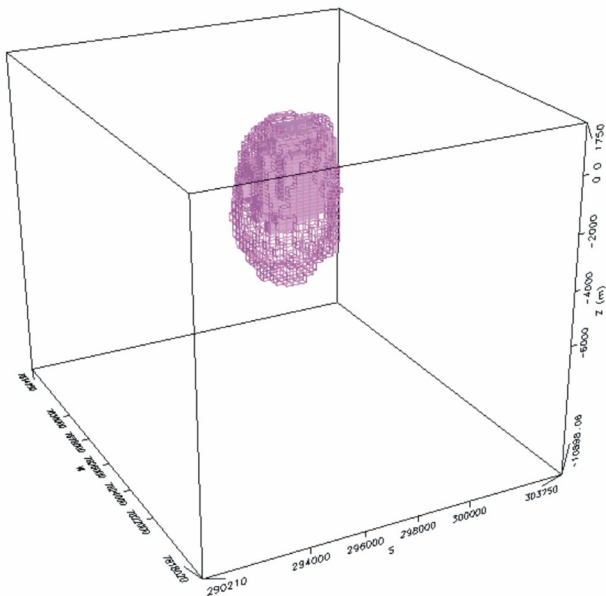
Figura 14. Mapa de correlação entre anomalias gravimétricas. (A) anomalia Bouguer observada; (B) anomalia Bouguer gerada pelo modelo sintético.



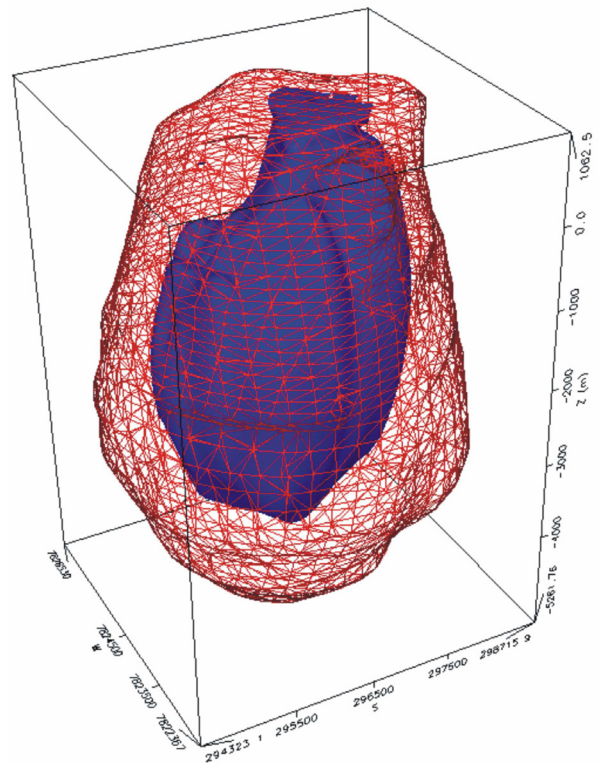
Aplicando-se uma redução à superfície de isovalores que ajusta o modelo de células por mínimos quadrados, é possível suavizar o modelo, melhorando a visualização e evidenciando características geométricas suprimidas pela resolução do sistema de células na Figura 15, resultando no modelo mostrado na Figura 16.

A discordância entre o modelo de densidade e o de suscetibilidade magnética na porção noroeste do modelo conjunto fica mais evidente na representação por superfícies de isovalores da Figura 16, sendo ainda que, de acordo com o modelo, os mais altos valores de densidade apresentam uma extensão horizontal relativamente maior que os mais altos valores de suscetibilidade magnética.

Tal configuração fica visível estendendo os contrastes de suscetibilidade magnética e densidade a valores mínimos próximos dos valores do entorno, ou seja, dentre os valores apresentados no modelo, os menores valores lidos são tão próximos quanto possível do valor de suscetibilidade ou densidade da rocha encaixante, no limite da porção fenitizada de rocha, sendo o valor de tais propriedades físicas, para a rocha encaixante, igual a zero, no caso de um modelo de contrastes. Para a densidade, adotou-se como valor mínimo lido no modelo  $0,15 \text{ g/cm}^3$ , e para a suscetibilidade magnética  $0,1(\text{SI})$ .



**Figura 15.** Sobreposição dos modelos gravimétrico (grade) e magnetométrico (superfície).



**Figura 16.** Modelo de superfícies de isovalor gravimétrico (grade) e magnetométrico (superfície).

## DISCUSSÃO

A representatividade do modelo tridimensional do Complexo do Barreiro, gerado a partir de dados gravimétricos e magnetométricos depende de observação criteriosa de todos os aspectos sensíveis das diversas etapas de aquisição e processamento que vão desde a confiabilidade dos dados coletados, até a validade do modelo para o corpo em questão no que diz respeito às premissas sobre o tipo de magnetização presente.

Os fatores de maior influência no resultado final são: a qualidade dos dados a partir dos quais o modelo foi gerado; a escolha adequada de filtros e intervalos de amostragem utilizados no processamento dos dados; a correspondência que o modelo apresenta em relação à configuração geológica, tanto em distribuição de propriedades físicas como nos valores obtidos para tais propriedades; e a viabilidade do modelo, tanto do ponto de vista geológico como metodológico.

Observando-se as Figuras 10 e 13, pode-se constatar uma discordância, no que se refere à distribuição radial, entre os valores de densidade e suscetibilidade magnética. Na Figura 10, que traz as distribuições de suscetibilidade magnética em um plano horizontal que corta o modelo na

profundidade de 1,5 km, nota-se uma tendência à concentração de valores maiores à E, e uma deficiência a NW, o que não se verifica na Figura 13, onde os valores de densidade apresentam uma distribuição radial regular.

Tal diferença pode estar relacionada com a configuração geológica da alcalina (Figura 2B), que apresenta uma maior concentração de beforósitos com glimeritos subordinados na porção E do corpo, e a ocorrência de sovitos na porção NW.

Beforósitos e glimeritos têm composição basicamente carbonática, com associação importante de Mg no caso dos beforósitos, e Al, Mg e Fe no caso dos glimeritos, constituindo uma fase carbonatítica denominada dolomita-carbonatito, caracterizada pela suscetibilidade magnética mais elevada em relação à matriz carbonatítica pura.

Sovitos são constituídos pela fase carbonatítica denominada carbonato-carbonatito, cuja composição é praticamente calcita, que, por apresentar deficiência metálica em relação à dolomita-carbonatito, caracteriza-se por gerar, em relação a esta, um baixo nos valores de suscetibilidade magnética.

A mesma deficiência de suscetibilidade magnética localizada a NW do corpo pode ser observada, em maior detalhe, no modelo conjunto, representado na Figura 16, onde se pode verificar com maior detalhe, a discordância entre o modelo de suscetibilidade magnética, representado em superfície, do modelo de densidade, representado em grade, na porção NW. No mesmo modelo conjunto (Figura 16), observa-se, ainda, uma maior extensão horizontal do modelo de densidade, em relação ao de suscetibilidade magnética, fato este que pode estar relacionado com a característica física de cada processo desencadeado durante a intrusão, bem como a composição da intrusiva em relação ao entorno.

No caso do modelo de suscetibilidade magnética, os maiores valores estão restritos à intrusiva, pois tal característica física está relacionada à composição dos materiais geológicos presente na mesma, de tal modo que, fora da região fenitizada, predominam rochas metamórficas, caracterizadas pelo baixo magnético em relação à intrusiva. No modelo de densidade, os maiores valores apresentam um alcance que vai além da região fenitizada, pois o fenômeno intrusivo acarreta aumento da pressão, e conseqüentemente da densidade, fazendo com que a densidade aumente mesmo na porção externa à rocha intrusiva, onde há somente a rocha encaixante.

Ambos os modelos, porém, apresentam distribuições de valor ascendente para dentro do modelo, o que, no caso do modelo de suscetibilidade, pode ter causa na configuração geológica mostrada na Figura 2B, levando em conta o fato de que, na região de fenitização (Figura 2A), existe uma gradação composicional da rocha intrusiva para a rocha encaixante, e, no caso do modelo de densidade, pode estar ligado à característica do fenômeno intrusivo,

de concentrar maiores densidades na região de intrusão, com os valores de densidade diminuindo para fora desta.

Os resultados obtidos para ambos os modelos, estão de acordo com aqueles apresentados por Li e Oldenburg (1996; 1998), sendo o modelo magnético, dependente da condição discutida na análise sobre a viabilidade do modelo, onde o processo de inversão pressupõe que não haja magnetização remanente importante, ou que esta esteja razoavelmente alinhada ao campo, ou seja, com diferença angular pequena, de tal modo a não alterar as características da anomalia.

A comprovação direta de tal condição depende da observação de dados petrofísicos, porém, uma verificação indireta de tal condição é possível por meio da elaboração de um modelo sintético com as mesmas características do modelo calculado, sem magnetização remanente, conforme representado na Figura 8, onde o modelo sintético traz, inclusive, a mesma deficiência, em valores de suscetibilidade magnética, observada a NW do modelo calculado.

Comparando-se as anomalias magnéticas geradas por ambos os modelos, sintético e calculado, pode-se observar que, com base no comportamento das anomalias, é possível assumir uma magnetização remanente comparável à inexistente, como é o caso do modelo sintético, para o modelo calculado, além disso, a anomalia gerada pelo modelo apresenta boa correlação com a anomalia observada, conforme representado na Figura 11.

Os valores obtidos para a suscetibilidade magnética estão de acordo com o esperado para o contraste entre quartzitos e rocha alcalina (Carmichael, 1982), e as distribuições internas de suscetibilidade no modelo, relacionam-se com a composição da rocha alcalina de maneira satisfatória, sem discordâncias entre o esperado para a composição média do complexo e o obtido do modelo.

Para o modelo de densidade, a condição inicial para o processo de inversão se resume a utilizar, como dado de entrada, a anomalia reduzida, ou seja, a anomalia devida apenas à diferença de densidades em subsuperfície, requisito este satisfeito pela escolha dos dados retirados de Ruginski (2006).

O modelo de densidade apresenta, também, boa correlação da anomalia gerada a partir deste, com a anomalia observada, de acordo com a Figura 14, além de apresentar um volume aproximado de 37 km<sup>3</sup>, calculado com base no modelo de células, o que é bastante razoável para este corpo, considerando suas dimensões (aproximadamente esférico-cilíndrico, com 4,5 km de diâmetro máximo), e sua composição.

Os valores de contraste de densidade, 0,45 g/cm<sup>3</sup>, também estão de acordo com o esperado (Carmichael, 1982), considerando o modelo de contrastes de densidade baseado na composição do complexo e do entorno. Ruginski (2006) sugere, para a mesma rocha, um contraste de densidade de 0,627 g/cm<sup>3</sup>, sendo 3,3 g/cm<sup>3</sup> a densidade da alcalina,

e 2,673 g/cm<sup>3</sup>, a densidade da rocha encaixante, para um modelo de densidade constante ao longo de todo o corpo, com dimensões menores, sendo a profundidade máxima obtida de 2,2 km, e um volume aproximado de 29 km<sup>3</sup>, em contraste com os 4,5 km de profundidade calculado para este modelo, bem como o volume da ordem de 37 km<sup>3</sup>.

## CONCLUSÃO

De maneira geral, o estudo geofísico do Complexo Alcalino do Barreiro, embora esteja sujeito a fatores condicionantes, como aplicabilidade do método, condições de aquisição, qualidade dos dados e representatividade do modelo matemático, se mostrou viável do ponto de vista geofísico, gerando modelos e mapas coerentes com a configuração geológica real, sendo que um dos aspectos relevantes do estudo é a combinação dos métodos, privilegiando sua integração e sua complementaridade.

Os modelos de densidade, e de suscetibilidade magnética, são viáveis do ponto de vista geofísico, sendo que correspondências geológicas importantes podem ser inferidas dos modelos, como a relação de extensão horizontal entre os modelos, a distribuição de suscetibilidades magnéticas em relação à composição da rocha alcalina, e a distribuição de densidades em relação ao processo de intrusão.

O pressuposto de ausência de magnetização remanente é preliminar, necessitando de dados paleomagnéticos e petrofísicos, sendo o modelo, portanto, condicional no que se refere a esta premissa, apoiada pela simulação apresentada na Figura 8.

Embora os resultados estejam de acordo com aqueles apresentados por Li e Oldenburg (1996; 1998), onde a formulação matemática utilizada está amplamente detalhada, o *software* utilizado não permite o acesso ao código fonte, o que impossibilita a análise de como se dá, nesse caso, o tratamento das ambiguidades inerentes a um modelo de inversão, bem como da implementação de tais formulações no algoritmo do *software*.

Em linhas gerais, o modelo final, gerado a partir da sobreposição dos modelos gravimétrico e magnético, apresenta valores de contrastes de suscetibilidade magnética e densidade, distribuição de tais propriedades no corpo, dimensões e volume calculado do corpo, assim como relações destas propriedades com a geologia, constituindo um modelo geofísico viável.

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho é uma síntese da monografia de conclusão de curso do primeiro autor, que enfatiza os sinceros agradecimentos aos professores alunos e funcionários do laboratório GEOLIT, sem os quais este trabalho não seria

possível, à CPRM e à CODEMIG pela disponibilização dos dados, e aos amigos e familiares pelo suporte constante nas diversas etapas desse trabalho. Os autores agradecem também aos dois revisores anônimos que muito contribuíram para o aperfeiçoamento deste trabalho.

## REFERÊNCIAS

BIONDI, J. C. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. São Paulo: Oficina de Textos, 2003, p. 78-79.

CARMICHAEL, R. S. *Handbook of physical properties of rocks*. Boca Raton: CRC Press, 1982.

CPRM/CODEMIG. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, área 7, Patos de Minas, Araxá, Divinópolis. [Belo Horizonte], CPRM/CODEMIG, 2006.

GOMES, C. B.; RUBERTI, E.; MORBIDELLI, L. Carbonatites complexes from Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 3, p. 51-63, 1990.

GRAV3D. A Program library for forward modelling and inversion of gravimetric data over 3D Structures, version 4.0: Developed under the consortium research project *Joint/Cooperative Inversion of Geophysical and Geological Data*, UBC-Geophysical Inversion Facility, Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, UBC, 2006.

LI, Y.; OLDENBURG, D. W. 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, v. 61, p. 394-408, 1996.

LI, Y.; OLDENBURG, D. W. 3-D inversion of gravity data. *Geophysics*, v. 63, p. 109-119, 1998.

MAG3D. A program library for forward modelling and inversion of magnetic data over 3D structures, version 4.0: Developed under the consortium research project *Joint/Cooperative Inversion of Geophysical and Geological Data*, UBC-Geophysical Inversion Facility, Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia. Vancouver: UBC, 2006.

RUGENSKI, A. *Investigação geofísica dos complexos alcalinos do sul e sudeste do Brasil*. 2006. 352f. Tese. (Doutorado em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

SEER, H. *Evolução tectônica dos grupos Araxá e Ibiá na sinforma de Araxá-MG*. 1999. Tese. (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

WHITEHEAD, N. *Filtragem Montaj MAGMAP: processamento de dados de campos potenciais no domínio da frequência, extensão para o Oasis Montaj v.7.1*. Toronto: Geosoft, 2009.