



Análise comparativa dos modelos de anomalia magnética de diques finos e largos

JORGE, V.T¹, OLIVEIRA, S.P¹, FERREIRA, F.J.F¹, BONGIOLO, A.B.S¹, STEVANATO, R¹, ¹Universidade Federal do Paraná

Copyright 2022, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica.

Este texto foi preparado para a apresentação no IX Simpósio Brasileiro de Geofísica, Curitiba, 4 a 6 de outubro de 2022. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do IX SimBGf, mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

Resumo

O dado magnetométrico, seja aerotransportado ou terrestre, é uma das ferramentas mais comuns para o mapeamento de diversas estruturas geológicas, dentre elas os diques. Para se obter informações acerca de suas propriedades, é comum utilizar modelos simplificados destas estruturas. O presente trabalho propõe uma análise comparativa de dois modelos de anomalia magnética: os modelos de diques finos e largos. Tomando por base um modelo sintético que mais se aproxima de uma aquisição real, com parâmetros pré-estabelecidos, chegou-se a uma estimativa da razão máxima entre a meia-largura e a profundidade para a qual os modelos de diques finos e largos são coerentes entre si.

Introdução

Desde que o levantamento magnético se tornou popular, geofísicos e geólogos se preocupam com a interpretação de anomalias magnéticas sobre corpos tabulares. Uma geometria tabular ou em formato de folha, é aquela em que a distribuição é feita com certa regularidade e aparece particularmente em problemas envolvendo geologia de mineração. É a forma assumida pelos diques, veios, falhas, contatos e rochas estratificadas, que, coletivamente, formam uma porcentagem substancial de ocorrências geológicas e minerais conhecidos. A literatura geofísica como um todo, desde o seu início, contém muitas contribuições para a interpretação de anomalias magnéticas sobre corpos tabulares (e.g., Gay, 1963).

A interpretação de mapas magnéticos geralmente é feita para determinar a profundidade, mergulho, tamanho e suscetibilidade das fontes causadoras. A interpretação pode ser feita assumindo que as fontes têm formas geométricas simples. Entre muitos modelos simples disponíveis para interpretação magnética, o dique espesso é o mais amplamente utilizado devido à sua adequação em muitas situações geológicas (Ram Babu et al., 1986). Por outro lado, o modelo de diques finos consiste em fórmulas mais simples para a anomalia magnética, tornando-se atraentes em métodos de inversão (Ku & Sharp, 1983; Cavalcante et al., 2020).

Metodologia/Problema Investigado

Nesse item são introduzidos alguns conceitos importantes que serão utilizados no trabalho e nas equações que se

seguem, de acordo com Kravchinsky et al. (2019):

- Uma anomalia magnética é o campo magnético associado a corpos desconhecidos do subsolo corrigida da variação diurna e do campo magnético principal da Terra (IGRF).
- Sabe-se que os campos magnéticos podem alinhar os momentos magnéticos de átomos individuais dentro de um material com base na suscetibilidade magnética desse material. Dessa forma, o momento magnético líquido de um material por unidade de volume é a magnetização resultante. A magnetização resultante de uma estrutura subsuperficial é uma superposição da magnetização induzida mais a remanente.
- A magnetização induzida é a magnetização associada à proporção do material que está alinhado com o campo magnético da Terra de acordo com sua inclinação e declinação atual.
- A magnetização remanente é qualquer magnetização preservada não associada à magnetização induzida. Muitas vezes essa é a magnetização associada à formação da rocha/sedimento, ou pode estar associada até mesmo à recristalização (por exemplo, metamorfismo); é dependente da direção do campo magnético da Terra no momento de sua formação e/ou recristalização.
- Inclinação/declinação da magnetização induzida: A inclinação induzida é o ângulo que o campo magnético da Terra faz em relação à horizontal, e varia de 0° a 90° e de 0° a -90° nos hemisférios norte e sul magnéticos, respectivamente. A declinação induzida é o ângulo entre o norte verdadeiro e a projeção horizontal do campo magnético atual da Terra. Os valores variam de -180° a 180°.
- Inclinação/declinação da magnetização remanente. A inclinação remanente é o ângulo que a fonte da magnetização remanente faz em relação à horizontal, e varia de 0° a 90° e de 0° a -90° nos hemisférios norte e sul magnéticos, respectivamente. A declinação remanente é a diferença de ângulo entre o norte verdadeiro e a projeção horizontal do antigo campo magnético da Terra. Os valores variam de -180° a 180°.
- Os valores de inclinação e declinação remanes variam com o tempo e a localização, mas podem ser estimados se um polo paleomagnético (paleopolo) for conhecido para o(s) objeto(s) em questão.

Consideremos um modelo de dique com comprimento e espessura infinitos, relativamente a Figura 1.

Posicionamos os eixos coordenados com a origem no centro do dique, sendo que o eixo y coincide com a direção (*strike*) do dique, enquanto que o eixo x , perpendicular ao dique, corresponde à direção do perfil e o eixo z corresponde à profundidade.

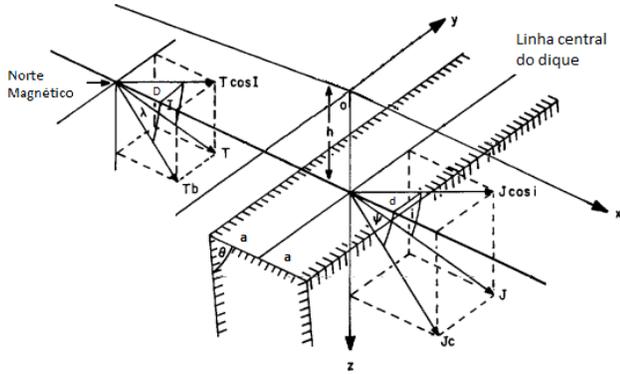


Figura 1 – Ilustração do modelo de dique e da decomposição dos campos de magnetização terrestre e resultante (adaptado de McGrath & Hood, 1970).

O campo vetorial da anomalia magnética para este modelo pode ser descrito apenas pelas componentes vertical (Δz) e horizontal (ΔH), cujas expressões são as seguintes:

$$\Delta Z(x) = 2J \left[A \left(\tan^{-1} \frac{x+a}{h} - \tan^{-1} \frac{x-a}{h} \right) + \frac{B}{2} \ln \frac{(x+a)^2 + h^2}{(x-a)^2 + h^2} \right] \quad (1)$$

e

$$\Delta H(x) = 2J \left[B \left(\tan^{-1} \frac{x+a}{h} - \tan^{-1} \frac{x-a}{h} \right) - \frac{A}{2} \ln \frac{(x+a)^2 + h^2}{(x-a)^2 + h^2} \right] \quad (2)$$

onde:

J : intensidade da magnetização resultante (induzida + remanente);

a : Meia largura do dique;

h : Profundidade do topo do dique (medida do plano de observação);

$A = \sin(\theta)(\sin(i)\sin(\theta) + \cos(i)\cos(d)\cos(\theta))$;

$B = \sin(\theta)(\sin(i)\cos(\theta) - \cos(i)\cos(d)\sin(\theta))$;

θ : ângulo do mergulho do dique medido a partir do eixo x positivo;

i : Inclinação da magnetização resultante (induzida + remanente);

d : Declinação da magnetização resultante (induzida + remanente);

Assumindo que a intensidade da anomalia magnética seja muito menor que a do campo terrestre, ela pode ser

aproximada pela sua projeção sobre a direção do campo terrestre, ou seja:

$$\Delta T = \Delta Z \sin(I) + \Delta H \cos(I) \cos(D), \quad (3)$$

sendo I e D a inclinação e a declinação do campo magnético terrestre, respectivamente. Usando propriedades trigonométricas, Hutchison (1958) reescreveu a equação 3 reunindo diversos ângulos num único ângulo:

$$\Delta T(x) = 2Jbc \sin(\theta) \left[\sin(\alpha) \left(\tan^{-1} \frac{x+a}{h} - \tan^{-1} \frac{x-a}{h} \right) - \cos(\alpha) \frac{1}{2} \ln \frac{(x+a)^2 + h^2}{(x-a)^2 + h^2} \right], \quad (4)$$

em que $\alpha = \lambda + \psi - \theta$, $b = (\sin^2 i + \cos^2 i \cos^2 d)^{1/2}$ e $c = (\sin^2 I + \cos^2 I \cos^2 D)^{1/2}$. Os detalhes da dedução são apresentados por Hood (1964). Barongo (1985) denominou α de ângulo de mergulho efetivo. Os ângulos λ e ψ são projeções no plano xy dos campos magnético terrestre e resultante, respectivamente, e são dados por:

$$\lambda = \tan^{-1} \frac{\tan I}{\cos D}, \quad \psi = \tan^{-1} \frac{\tan i}{\cos d}. \quad (5)$$

Trabalhando independentemente, Gay (1963) obteve um resultado semelhante,

$$\Delta T(x) = 2Jbc \sin(\theta) \left[\cos(Q) \left(\tan^{-1} \frac{x+a}{h} - \tan^{-1} \frac{x-a}{h} \right) + \sin(Q) \frac{1}{2} \ln \frac{(x+a)^2 + h^2}{(x-a)^2 + h^2} \right]. \quad (6)$$

O ângulo $Q = \lambda + \psi - \theta - 90^\circ$ foi denominado *index parameter*, e serviu para indexar um banco de curvas para interpretação de anomalias magnéticas. Mais recentemente, este ângulo também passou a ser denominado mergulho efetivo (Cavalier & O'Hagan, 2020; de Souza et al., 2020).

Além deste modelo, vamos também considerar o modelo de diques finos, mais simples que o anterior e que pode ser deduzido diretamente do modelo de uma linha de dipolos (Hall, 1959). As equações da componente vertical e da componente horizontal são

$$\Delta Z(x) = 2J(2a) \left(\frac{Ah}{x^2 + h^2} + \frac{Bx}{x^2 + h^2} \right) \quad (7)$$

e

$$\Delta H(x) = 2J(2a) \left(\frac{Bh}{x^2 + h^2} - \frac{Ax}{x^2 + h^2} \right), \quad (8)$$

enquanto que a intensidade da anomalia magnética é dada por

$$\Delta T = 2Jbc \sin(\theta) (2a) \left[\frac{h \sin(\alpha)}{x^2 + h^2} - \frac{x \cos(\alpha)}{x^2 + h^2} \right]. \quad (9)$$

No caso particular em que o dique apresenta mergulho vertical, as constantes A e B se reduzem a $A = \sin(i)$ e $B = -\cos(i)$, de modo que as componentes vertical e horizontal do campo anômalo se tornam

$$\Delta Z(x) = 2(2a) \frac{J_z h - J_x x}{x^2 + h^2}, \quad \Delta H(x) = -2(2a) \frac{J_x h + J_z x}{x^2 + h^2}, \quad (10)$$

sendo $J_z = J \sin(i)$ e $J_x = J \cos(i)$, que coincidem com as expressões apresentadas por Ku & Sharp (1983).

Resultados

Para comparar os modelos de anomalia de diques largos (4) e finos (9), vamos gerar as anomalias de um dique de meia-largura a usando ambos os modelos. Vamos também considerar a anomalia gerada pela justaposição de 100 diques com meia-largura $a/100$, calculada segundo o modelo de diques finos.

Tomou-se por base um modelo sintético que mais se aproxima de uma aquisição real, considerando, localização e a profundidade dos diques.

Inicialmente consideramos um intervalo de amostragem idealizado de 1 m. O gráfico apresentado na Figura 2 mostra as anomalias magnéticas de um dique aflorante geradas pelos três modelos indicados. Os parâmetros utilizados foram:

- Meia-largura: 50 m
- Altura de vô: 100 m
- Intensidade do campo magnético: 1000 nT
- Inclinação magnética: -35 graus
- Declinação magnética: -20 graus

Nota-se que a anomalia gerada pelo modelo de diques largos está coerente com a anomalia gerada por 100 diques finos, enquanto que a anomalia gerada pelo modelo de dique fino se afasta das demais nas vizinhanças dos pontos extremos.

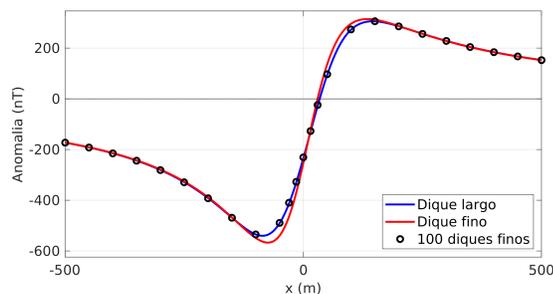


Figura 2 – Anomalias magnéticas geradas pelos modelos de diques finos e largos com intervalo de amostragem de 1 m, e de 100 diques finos.

A Figura 2 faz surgir a seguinte questão: a partir de qual largura o modelo de diques finos é tão acurado quanto o modelo de diques largos ou o modelo de superposição de diques finos? Para determinar este parâmetro, vamos calcular o erro entre da anomalia de diques finos (equação 9) com respeito à anomalia de diques largos (equação 4).

Considerando que o erro associado a medição do equipamento está na faixa de 0,1 nT (este valor, por exemplo, corresponde à sensibilidade do magnetômetro modelo ENVI-MAG Scintrex), estipulamos que o modelo de diques finos é satisfatório sempre que o erro absoluto máximo for menor ou igual a 0,1 nT.

As Figuras 3 e 4 ilustram os erros para diferentes profundidades e larguras, respectivamente. Observa-se que o erro depende essencialmente da razão a/h , e quase não se altera quando somente h ou somente a variam. Ambas figuras indicam que o modelo de diques finos é satisfatório quando $a/h \approx 0,06$.

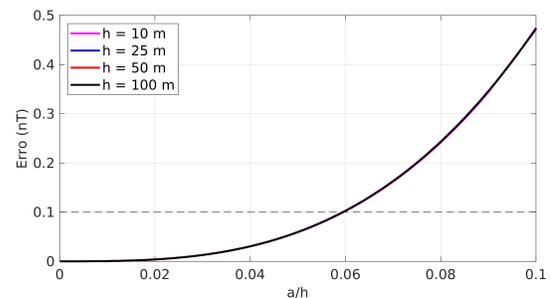


Figura 3 – Erro do modelo de diques finos para profundidades variando entre 10 m até 100 m, com intervalo de amostragem de 1 m.

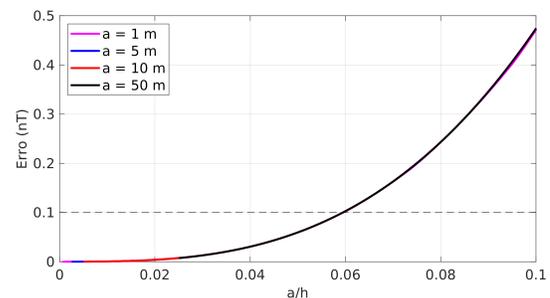


Figura 4 – Erro do modelo de diques finos para meia-larguras variando entre 1 m até 50 m, com intervalo de amostragem de 1 m.

O mapa de contorno do erro (Figura 5) confirma que o erro não varia para combinações de a e h com razão a/h constante. Quanto mais verticalizadas as isolinhas, maior é o erro associado, representado pelas cores quentes. A razão $a/h \approx 0,06$ estimada por meio das Figuras 3 e 4 se confirma no sentido que o limiar de 0,1 nT ocorre aproximadamente sobre a reta $a = 0,06h$ (linha branca).

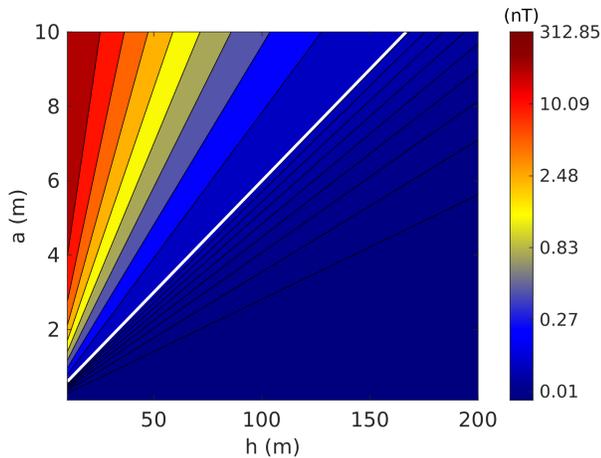


Figura 5 – Erro do modelo de diques finos com variação conjunta das profundidades e meia-larguras, com intervalo de amostragem de 1 m.

Para ilustrar uma aquisição de campo, vamos repetir os experimentos considerando um intervalo de amostragem de 25 m. A Figura 6 representa a anomalia magnética, numa seção de 1 km, de um modelo com profundidade variada e intervalo de amostragem de 25 m.

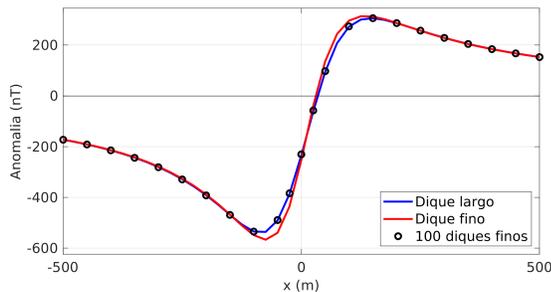


Figura 6 – Anomalias magnéticas geradas pelos modelos de diques finos e largos com intervalo de amostragem de 25 m.

O novo intervalo de amostragem trouxe uma complexidade maior ao erro, que não é inteiramente determinado pela razão a/h , conforme ilustrado nas Figuras 7 e 8. Entretanto, a partir de valores suficientemente elevados de a e de h a razão a/h torna a condicionar o comportamento do erro.

A complexidade do erro também é observada no mapa de contorno do erro, dado pela Figura 9, no qual as isolinhas deixaram de ser linhas retas perfeitas. Entretanto, ainda é possível observar que o erro é aproximadamente constante com respeito à razão a/h , e que a estimativa $a/h \approx 0,06$ continua a indicar de modo satisfatório o momento a partir do qual o erro se torna inferior a 0,1 nT.

Discussão e Conclusões

Este estudo destacou a análise comparativa do modelo de diques finos e largos e suas limitações de uso, sendo

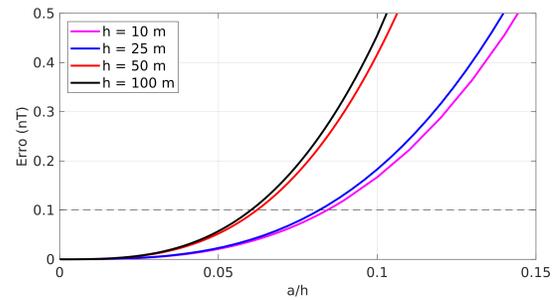


Figura 7 – Erro do modelo de diques finos para profundidades variando entre 10 m até 100 m, com intervalo de amostragem de 25 m.

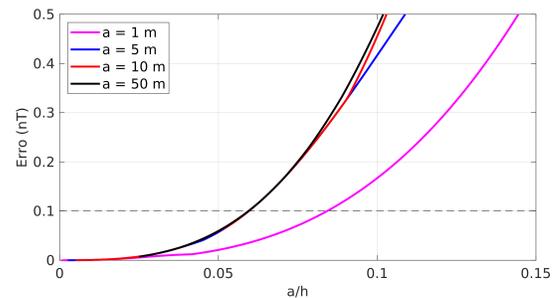


Figura 8 – Erro do modelo de diques finos para meia-larguras variando entre 1 m até 50 m, com intervalo de amostragem de 25 m.

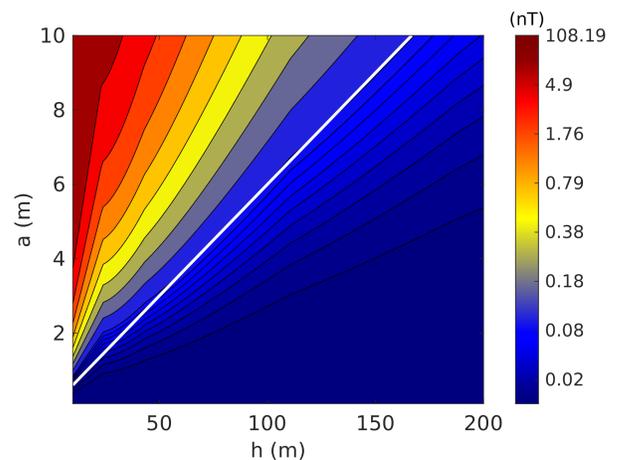


Figura 9 – Erro do modelo de diques finos com variação conjunta das profundidades e meia-larguras, com intervalo de amostragem de 25 m.

que numa próxima etapa do projeto de pesquisa é a aplicação ao uso de dados magnéticos aerotransportados ou terrestres, em conjunto com técnicas de estimativa de profundidade para a identificação da localização, extensão longitudinal e profundidade dos diques, principalmente em áreas onde não são aflorantes.

Agradecimentos

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES), além de especial agradecimentos à toda equipe do LPGA, pelo incentivo, colaboração e ensinamentos que me permitiram elaborar todo este estudo. O trabalho foi desenvolvido no contexto do Projeto *Supporting Sustainable Groundwater Supply Management in Brazil*, financiado pela Fundação Araucária (PIN2020141000001) e o Fundo Newton (NFIS-537134315).

Referências

- Barongo, J. O., 1985. Method for depth estimation on aeromagnetic vertical gradient anomalies, *Geophysics*, vol. 50(6): 963–968.
- Cavalcante, F. L., Mendonça, C. A., Offerdinger, U. & de Souza Filho, O. A., 2020. Well productivity in the Ponta Grossa dike swarm, Brazil: An integrated study with magnetic data inversion and clustering analysis of model solutions, *Journal of Hydrology*, vol. 588: 125079.
- Cavaliere, P. & O'Hagan, D. W., 2020. A new potential field shape descriptor using continuous wavelet transforms, *Geophysics*, vol. 85(5): G81–G92.
- Gay, S. P., 1963. Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies, *Geophysics*, vol. 28(2): 161–200.
- Hall, D. H., 1959. Direction of polarization determined from magnetic anomalies, *Journal of Geophysical Research*, vol. 64(11): 1945–1959.
- Hood, P., 1964. The Königsberger ratio and the dipping-dyke equation, *Geophysical Prospecting*, vol. 12(4): 440–456.
- Hutchison, R. D., 1958. Magnetic analysis by logarithmic curves, *Geophysics*, vol. 23(4): 749–769.
- Kravchinsky, V. A., Hnatyshin, D., Lysak, B. & Aleme, W., 2019. Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape: Derivation and matlab implementation, *Geophysical Research Letters*, vol. 46(13): 7345–7351.
- Ku, C. C. & Sharp, J. A., 1983. Werner deconvolution for automated magnetic interpretation and its refinement using Marquardt's inverse modeling, *Geophysics*, vol. 48(6): 754–774.
- McGrath, P. H. & Hood, P. J., 1970. The dipping dike case: A computer curve-matching method of magnetic interpretation, *Geophysics*, vol. 35(5): 831–848.
- Ram Babu, H. V., Vijayakumar, V. & Atchuta Rao, D., 1986. A simple method for the analysis of magnetic anomalies over dike-like bodies, *Geophysics*, vol. 51(5): 1119–1126.
- de Souza, J., Oliveira, S. P. & Ferreira, F. J. F., 2020. Using parity decomposition for interpreting magnetic anomalies from dikes having arbitrary dip angles, induced and remanent magnetization, *Geophysics*, vol. 85(3): J51–J58.