



EVOLUÇÃO TEMPORAL DA ANOMALIA MAGNÉTICA DO ATLÂNTICO SUL ATRAVÉS DE MODELOS DO CAMPO GEOMAGNÉTICO

Filipe Terra-Nova¹, Gelvam A. Hartmann¹, Ricardo I.F. Trindade¹

¹Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil

Resumo

A anomalia magnética do Atlântico Sul (SAMA) é uma das feições mais importantes do campo magnético da Terra. Hartmann e Pacca (2009) utilizaram os modelos por harmônicos esféricos GUMF1 (Jackson et al., 2000) e IGRF (Internacional Geomagnetic Reference Field) para caracterizar as variações temporais e espaciais da SAMA no período entre 1590 AD e 2005 AD. Neste trabalho, serão utilizados os modelos mais recentes do campo geomagnético obtidos por Gubbins et al. (2006), Finlay (2008) e Korte et al. (2009) para re-análise da evolução temporal e espacial da SAMA para os últimos 3.000 anos. Esses resultados serão comparados com aqueles previamente determinados por Hartmann e Pacca (2009).

Abstract

The South Atlantic magnetic anomaly (SAMA) is one of the most important features of the Earth's magnetic field. Hartmann and Pacca (2009) have used models based on spherical harmonic analysis of GUMF1 (Jackson et al., 2000) and IGRF (Internacional Geomagnetic Reference Field) in order to characterize time and spatial variations of SAMA between 1590 AD and 2005 AD. In this work, we will use the most recent geomagnetic field models from Gubbins et al. (2006), Finlay (2008) and Korte et al. (2009) for re-analysis of the time and spatial evolution of SAMA for the past 3,000 years. These results will be compared with that previously determined by Hartmann and Pacca (2009).

Introdução

O campo geomagnético apresenta variações tanto espaciais como temporais, tendo como fontes o campo interno (gerado no núcleo externo da Terra), campo externo (magnetosfera) e o campo de origem crustal. Cada uma dessas fontes pode ser distinguida de medidas do campo através de modelos globais do campo geomagnético desenvolvidos pela análise por harmônicos esféricos. Este tipo de análise, que é a mais usual para descrição do campo magnético da Terra (CMT), permite separar as diferentes componentes do campo geomagnético, que são a componente dipolar e as componentes não-dipolares (Merrill et al, 1998).

Dados de magnetismo fóssil registrado em materiais geológicos e arqueológicos revelam que nos últimos milênios o CMT é predominantemente dipolar e que nos últimos séculos o momento de dipolo está diminuindo continuamente (e.g. Bloxham et al., 1989; Hulot et al., 2010). Essa queda no momento de dipolo está associada à presença de uma feição não-dipolar de grande escala situada no hemisfério Sul, a Anomalia Magnética do Atlântico Sul (SAMA, em inglês) (Olson e Amit, 2006). Essa anomalia apresenta os mais baixos valores de intensidade do campo observados na superfície da Terra. A origem da SAMA está intrinsecamente relacionada aos movimentos do fluido condutor no núcleo externo da Terra (Olson e Amit, 2006).

A evolução temporal da SAMA pode ser descrita pelos modelos de campo por harmônicos esféricos devido à possibilidade de separação das diferentes componentes do campo. Hartmann e Pacca (2009) efetuaram um estudo de variação temporal da SAMA utilizando para isso os modelos do International



Geomagnetic Reference Field (IGRF) para os últimos 105 anos e os modelos GUFM1 (Jackson et al., 2000) para o período de 1590 AD a 1990 AD. As determinações foram feitas através do cálculo de intensidade total para diferentes fontes do campo (dipolar, quadrupolar e octupolar), que permitiram descrever o deslocamento para Oeste e indicaram as possíveis causas da queda da intensidade total devido à forte presença dos campos quadrupolar e octupolar. No entanto, sabe-se que modelos mais recentes indicam diferentes variações para o coeficiente que descreve o campo dipolar (Gubbins et al., 2006; Finlay, 2008), bem como modelos de alta resolução que avançam no tempo (Korte et al., 2009). Dessa forma, grandes feições do campo como a SAMA, podem apresentar diferentes tendências de variação devido aos diferentes modelos de campo. Neste estudo, pretende-se avaliar essas diferenças utilizando os modelos de campo mais recentes em relação àqueles utilizados por Hartmann e Pacca (2009).

Modelagem e modelos do campo geomagnético

O CMT é um campo vetorial representado por B (indução magnética) sendo mais comumente utilizado do que H (intensidade magnética). O campo B deve respeitar as leis de Maxwell. Tomando as equações de Maxwell e admitindo ausência de magnetização:

$$\nabla \times B = \mu_0 J \quad \nabla \times B = \mu_0 J \quad (01),$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (02),$$

sendo $\nabla \times B = 0$ (assumindo que não há correntes fluindo através da superfície) $\nabla \times B = 0$ (assumindo que não há correntes fluindo através da superfície), então:

$$-\nabla V = B \quad \nabla V = -B \quad (03),$$

substituindo a equação (03) em (01):

$$\nabla^2 V = 0 \quad (\text{Equação de Laplace}) \quad (04).$$

Utilizando coordenadas esféricas para a representação do campo geomagnético, tentando aproximar-se da verdadeira geometria terrestre temos a equação de Laplace descrita abaixo:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \lambda^2} = 0 \quad (05).$$

A EDP (equação diferencial parcial) é solucionada pelo método de separação de variáveis, obtendo-se como solução:

$$V = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n [C_n^m r^n + D_n^m r^{-(n+1)}] P_n^m [A_n^m \cos m\lambda + B_n^m \sin m\lambda] \quad (06).$$

A solução para a variável θ são os Polinômios de Legendre (P_n^m), variando em ordem n e grau m . A partir desta equação e relacionando à variável r com o raio da terra a , chega-se a uma expressão onde os coeficientes g_n^m e h_n^m são chamados *coeficientes de Gauss*, que são os objetos de estudo deste trabalho. A expressão fica:

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left[\left(\frac{a}{r} \right)^{(n+1)} \right] P_n^m [g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda] \quad (07).$$

O potencial V não é diretamente observado na superfície. Os dados obtidos através de medidas (componentes X, Y e Z do campo geomagnético) podem ser relacionados ao potencial através das seguintes expressões:



$$X = \left(\frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \right)_{r=a} \quad Y = \left(\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \lambda} \right)_{r=a} \quad z = \left(\frac{\partial V}{\partial r} \right)_{r=a} \quad (08).$$

Assim,

$$X = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{dP_n^m}{d\theta} [g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda] \quad (09)$$

$$Y = \frac{1}{\sin \theta} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m [m g_n^m \sin m\lambda - m h_n^m \cos m\lambda] \quad (10)$$

$$Z = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m \{ [n c_n^m - (n+1)(1 - c_n^m)] g_n^m \cos m\lambda + [n s_n^m - (n+1)(1 - s_n^m)] h_n^m \sin m\lambda \} \quad (11)$$

Com os vários valores das componentes do campo espalhados em diversos pontos da Terra determinam-se os coeficientes de Gauss. Abaixo, serão apresentados os modelos utilizados neste trabalho.

Modelo GUFM1 (Jackson et al., 2000)

Esse modelo foi desenvolvido para período entre 1590 AD e 1990 AD e descreve o CMT com resolução temporal de um ano e resolução espacial com truncamento de $m = n = 14$. O GUFM1 utiliza dados compilados dos registros de diversas campanhas marítimas efetuadas no século XVI a XIX, além de dados mais recentes de observatórios e satélites (Bloxham e Gubbins, 1985; Bloxham e Jackson, 1989, Bloxham et al., 1989; Bloxham e Jackson, 1992; Jackson et al., 2000). No entanto, em vista da ausência de dados de intensidade para períodos anteriores a 1840 AD, Jackson et al. (2000) foram obrigados a definir de modo arbitrário a evolução do g_0^1 entre 1590 AD e 1840 AD de forma constante em -15 nT/ano. Essa variação linear do g_0^1 é crítica para descrição dos principais fenômenos do CMT.

Ajuste dos g_{10} do modelo GUFM1 por Gubbins et al. (2006)

A abordagem no modelo desenvolvido por Gubbins et al. (2006) é mesma utilizada em Jackson (2000) com a diferença na determinação do g_0^1 . Gubbins et al. (2006) utilizaram um banco de dados arqueomagnéticos (Korte et al., 2005) para ajustar os g_0^1 determinados no modelo GUFM1. A abordagem baseou-se no teorema de Hulot et al. (1997), que mostra que um coeficiente de Gauss calculado apenas com dados direcionais pode ser “re-escalado” por um simples dado de intensidade para uma determinada região do planeta. Após o cálculo individual de cada coeficiente, os autores ajustaram os g_0^1 globais através da técnica de ajuste por mínimos quadrados e determinaram uma variação de 2.28 ± 2.72 nT/ano para o g_0^1 .

Ajuste dos g_{10} do modelo GUFM1 Finlay(2008)

Finlay (2008) utilizou a mesma geometria de campo do modelo GUFM1 e a mesma base de dados utilizados por Gubbins et al. (2006), porém, utilizou uma técnica de inversão dos dados arqueomagnéticos para ajuste do g_0^1 entre 1590 AD e 1840 AD. Após o processo de inversão dos dados, Finlay (2008) determinou que os g_0^1 entre 1590 AD e 1840 AD apresentam uma variação constante no tempo e que a queda do momento de dipolo ocorre somente após esse período, ou seja, após 1840 AD.



Modelos arqueomagnéticos para os últimos 3.000 anos (Korte et al., 2009)

Mais recentemente, Korte et al. (2009) construíram cinco modelos distintos para os últimos 3.000 anos utilizando diferentes bases de dados compilados por Korte et al. (2005), Korhonen et al. (2008), Genevey et al. (2008) e Donadini et al. (2009). É importante notar que o período de 3.000 anos foi escolhido porque apresenta a maior concentração de dados de direção e intensidade. O primeiro e o segundo modelo (ARCH3K.1 e ARCH3K_cst.1, respectivamente) foram construídos com base apenas nos dados arqueomagnéticos, sendo que o ARCH3K.1 incorpora todos os dados arqueomagnéticos existentes para os últimos 3.000 anos, enquanto que o ARCH3K_cst.1 incorpora somente os dados arqueomagnéticos que atendem aos critérios de seleção de dados (estimativas de erros) determinados por Donadini et al. (2009). Como o hemisfério Norte contribui com a grande maioria dos dados, estes modelos descrevem melhor a evolução do CMT naquele setor do planeta, o que limita a utilização deste modelo para estudos globais (Korte et al., 2009). O terceiro modelo é baseado somente nos dados de sedimentos de lagos (SED3K.1). Este critério foi escolhido porque a aquisição da magnetização em sedimentos é bastante distinta daquela de materiais arqueológicos (Donadini et al., 2009), conseqüentemente, o modelo também é distinto dos modelos baseados em dados arqueomagnéticos. Conforme Korte et al. (2009), o SED3K.1 é significativamente diferente dos dois primeiros modelos devido à baixa qualidade dos dados de sedimentos. Os dois últimos modelos (CAL3K.3 e CAL3K_cst.1) foram desenvolvidos a partir da combinação dos dados arqueomagnéticos e sedimentares. O modelo CAL3K.3 incorpora as duas bases de dados, enquanto que o CAL3K_cst.1 incorpora somente os dados que atendem aos critérios de seleção estabelecidos por Donadini et al. (2009). Segundo Korte et al. (2009), a comparação entre os modelos ARCH3K.1, ARCH3K_cst.1, CAL3K.3 e CAL3K_cst.1 mostra que alguns deles descrevem bem a evolução do campo no hemisfério Norte (ARCH3K.1, ARCH3K_cst.1 e CAL3K_cst.1), enquanto que o CAL3K.3 seria o mais adequado para os estudos globais do campo.

A Anomalia Magnética do Atlântico Sul

A SAMA é caracterizada por uma região com as mais baixas intensidades do campo geomagnético, abrangendo uma extensa área entre América do Sul e África e apresentado uma deriva para Oeste (Hartmann e Pacca, 2009; Figura 1). Alguns autores relacionam a SAMA à assimetria entre os hemisférios Norte e Sul do campo geomagnético (Fraser-Smith 1987, Pinto Jr. et al. 1992, Heynderickx, 1996, Heirtzler, 2002). O dipolo excêntrico que melhor representa o campo magnético terrestre está deslocado do centro da Terra em direção ao Nordeste do Pacífico (21.47°N; 144.77°E) (Fraser-Smith 1987), de maneira que o ponto antipodal deveria estar no Atlântico Sul (porém, distante do centro da SAMA). De qualquer modo, o comportamento geral da SAMA pode indicar que esta assimetria estaria conectada a uma queda geral do campo dipolar e um aumento significativo do campo não-dipolar no Atlântico Sul (e.g. Bloxham et al. 1989; Bloxham e Jackson 1992; Hulot et al., 2002, Olson 2002; Pacca e Hartmann, 2005; Hartmann, 2005), conseqüentemente, não tendo relação com a assimetria do dipolo excêntrico.

Conforme apresentado acima, modelos recentes do campo têm apresentado diferenças de variação para os coeficientes de Gauss devido à incorporação de dados geomagnéticos e arqueomagnéticos (e.g. Gubbins et al., 2006; Finlay, 2008; Korte et al., 2009). Essas diferenças implicam diretamente na interpretação das principais feições do CMT, como por exemplo, a SAMA. Portanto, a evolução temporal dessas feições pode ser estudada utilizando esses modelos de campo.

Em resumo, a evolução temporal da SAMA será estudada a partir dos modelos mais recentes do campo, como os modelos de Gubbins et al. (2006), Finlay (2008) e os cinco modelos desenvolvidos por Korte et al. (2009). Serão abordados os aspectos de deriva para Oeste, variação de intensidade total calculado na superfície da Terra, variação das componentes não-dipolares e variação do campo vertical calculado na interface manto-núcleo. Todos esses aspectos serão comparados com aqueles obtidos por Hartmann (2005) e Hartmann e Pacca (2009).

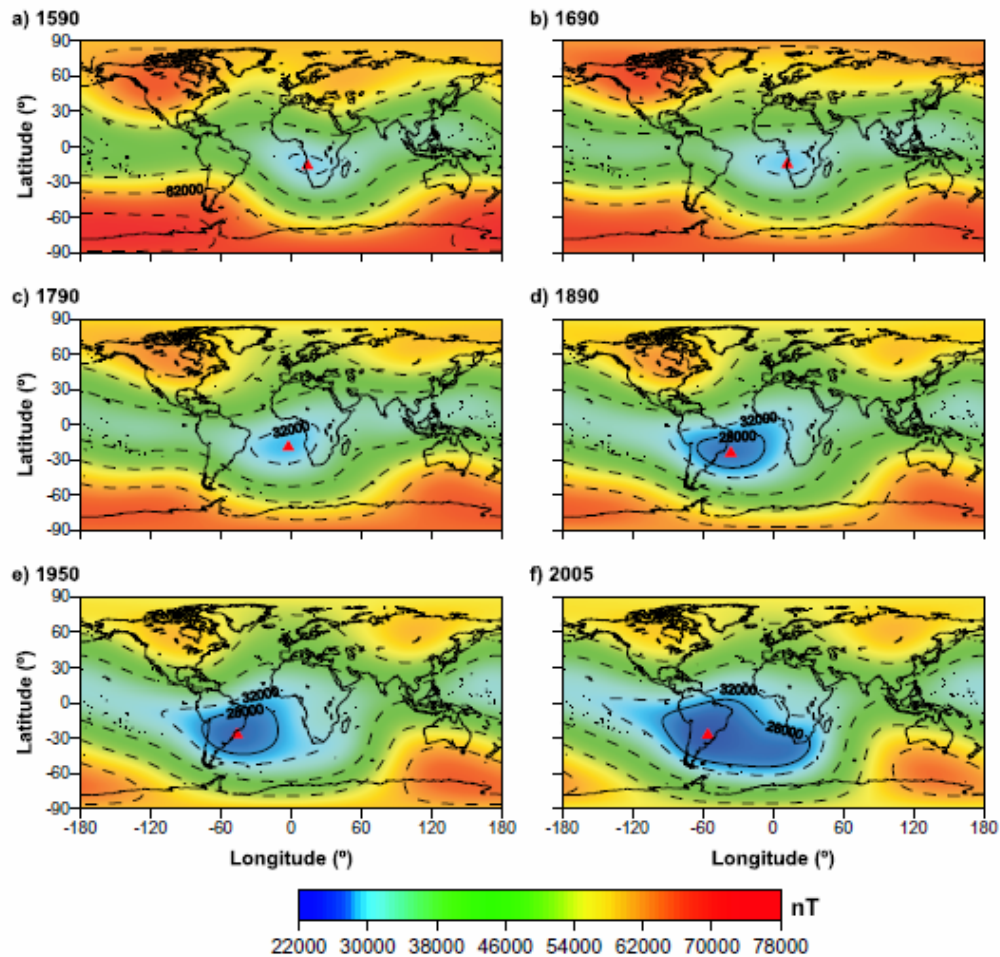


Figura 1: Exemplos da intensidade total do campo geomagnético obtidos com os modelos GUFM1 e IGRF. O triângulo em vermelho indica o centro da SAMA, e o contorno de 28.000 nT mostra a área de influência da SAMA (compilado de Hartmann e Pacca, 2009)

References

- Bloxham, J., Gubbins, D., 1985. The secular variation of the Earth's magnetic field. *Nature*, 317, 777-781.
- Bloxham, J., Gubbins, D., Jackson, A., 1989. Geomagnetic Secular Variation. *Phil. Trans. Royal Soc. London A*, 329, 415-502.
- Bloxham, J., Jackson A., 1989. Simultaneous Stochastic Inversion for Geomagnetic Main Field and Secular Variation 2. 1820-1980. *J. Geophys. Res.*, 94, 15753-15769.
- Bloxham, J., Jackson A., 1992. Time-dependent mapping of the magnetic field at the core-mantle boundary. *J. Geophys. Res.*, 97, 19537-19563.
- Donadini, F., Korte, M., Constable, C.G., 2009. Geomagnetic field for 0 – 3ka: 1. New data sets for global modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, 6, Q06007.
- Finlay, C.C., 2008. Historical variation of the geomagnetic axial dipole. *Phys. Earth Planet. Int.*, 170, 1-14.



- Fraser-Smith, A. C. Centered and Eccentric Geomagnetic Dipoles and Their Poles, 1960-1985, *Reviews of Geophysics*, 25, 1-16, 1987.
- Genevey, A., Gallet, Y., Rosen, J., Le Goff, M., 2009. Evidence for rapid geomagnetic field intensity variations in Western Europe over the past 800 years from new French archeomagnetic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 284, 132-143.
- Gubbins, D., Jones, A.L., Finlay, C.C., 2006. Fall in Earth's Magnetic Field is Erratic. *Science*, 312, 900-902.
- Hartmann, G.A., Pacca, I.G., 2009. Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 81, 243-255.
- Heirtzler, J. R. The future of the South Atlantic Anomaly and implications for radiation damage in space, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64, 1701-1708, 2002.
- Heynderickx, D. Comparison between methods to compensate for the secular motion of the South Atlantic Anomaly, *Radiation Measurements*, 26: 369-373, 1996.
- Hulot, G., Khokhlov, A., Le Mouél, J.L., 1997. Uniqueness of mainly dipolar magnetic fields recovered from direction data. *Geophys. J. Int.*, 129, 347-354.
- Hulot, G., Finlay, C.C., Constable, C.G., Olsen, N., Manda, M., 2010. The magnetic field of the planet Earth. *Space Sci. Rev.*, 152, 159-222.
- Jackson, A., Jonkers, A.R.T., Walker, M., 2000. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 358, 957-990.
- Korhonen, K., Donadini, F., Riisager, P., Pesonen, L.J., 2008. GEOMAGIA50: An archeointensity database with PHP and MySQL. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04029.
- Korte, M., Donadini, F., Constable, C.G., 2009. Geomagnetic field for 0 – 3ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, 6, Q06008.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 1998. *The magnetic field of the Earth: Paleomagnetism, the core, and the deep mantle*, Vol. 63 (International Geophysics Series.), Elsevier, Academic Press, Amsterdam.
- Olson, P., Amit, H., 2006. Changes in Earth's dipole, *Naturwissenschaften*, 93, 519-542.
- Olson, P., 2002. The disappearing dipole. *Nature*, 416, 591-594.
- Pinto Jr., O.; Mendes, O.; Pinto, I. R. C. A.; Gonzáles, W. D.; Holzworth, R. H. e HU, H. Atmospheric X-rays in the Southern Hemisphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, vol. 59, n°12, 1381-1390, 1997.