

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
LABORATÓRIO DE GEOLOGIA MARINHA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

HUGO LEONARDO DE ANDRADE ROCHA

O PROBLEMA DA MAGNETIZAÇÃO REMANENTE NA REDUÇÃO AO PÓLO:
Um Novo Método para a Determinação da Direção de Magnetização

NITERÓI
2009

HUGO LEONARDO DE ANDRADE ROCHA

O PROBLEMA DA MAGNETIZAÇÃO REMANENTE NA REDUÇÃO AO PÓLO: Um Novo Método para a Determinação da Direção de Magnetização.

Monografia apresentada ao Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito para obtenção do Título de Bacharel. Área de Concentração: Métodos Potenciais.

Orientador: Prof. Dr. MARCO POLO PEREIRA BUNONORA

Niterói
2009

HUGO LEONARDO DE ANDRADE ROCHA

O PROBLEMA DA MAGNETIZAÇÃO REMANENTE NA REDUÇÃO AO PÓLO:
Um Novo Método para a Determinação da Direção de Magnetização

Monografia apresentada ao Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense como requisito para obtenção do Título de Bacharel em Geofísica. Área de Concentração: Métodos Potenciais

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Marco Pólo Pereira Buonora – Orientador
Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Alexandre Motta Borges
Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Adalberto da Silva
Universidade Federal Fluminense

Telma Aisengart Santos
Geosoft Latinoamérica Ltda.

ÍNDICE

RESUMO	6
ABSTRACT	7
INTRODUÇÃO E METODOLOGIA	8
HISTÓRICO DOS MÉTODOS POTENCIAIS NA PROSPECÇÃO GEOFÍSICA	11
CONCEITOS TEÓRICOS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	14
A Teoria do Potencial	14
Funções Harmônicas e a Equação de Laplace	14
Caracterização Qualitativa do Campo Geomagnético	15
Partes da Origem Interna e Externa do Campo	15
Os Elementos do Campo Geomagnético	16
O Campo Geomagnético Internacional de Referência – <i>The International Geomagnetic Reference Field (IGRF)</i>	17
A Magnetização Remanente	18
Introdução à Filtragem	19
Derivadas Direcionais	19
Gradientes Horizontais e Análises de Fronteira	20
Amplitude do Sinal Analítico	21
A Amplitude do Sinal Analítico e a Direção de Magnetização	23
Redução ao Pólo	23
APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	25
Os Problemas na Filtragem da Redução ao Pólo em Baixas Latitudes	25
Diferentes algoritmos para a Redução ao Pólo para Baixas Latitudes	27
A Redução ao Pólo na Presença de Magnetização Remanente	28

APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS DOS DADOS SINTÉTICOS	31
APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS DE DADOS REAIS	33
Arco Magmático de Mara Rosa (Estado de Goiás)	33
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	37

RESUMO

Este trabalho tem a finalidade de implementar uma metodologia que considere a magnetização remanente na filtragem da redução ao pólo, a fim de se obter melhores resultados de seu uso. É sabido que este filtro possui uma inconsistência numérica para levantamentos geofísicos realizados em baixas latitudes e também quando não se tem conhecimento prévio da magnetização total dos corpos investigados. Por isso, não é recomendável utilizar este filtro em interpretações quantitativas, mas somente em interpretações magnéticas qualitativas, para inclinações magnéticas abaixo de $\pm 30^\circ$. Contudo, existem diversos artifícios que buscam minimizar este problema, e um dos algoritmos mais conhecidos é o da pseudo-inclinação. Neste trabalho, dados sintéticos relativos a uma fonte prismática em três dimensões são processados usando-se derivadas verticais e amplitude do sinal analítico em *grids* reduzidos ao pólo, para diversos valores de inclinação e declinação do campo magnético total e da magnetização total, e uma correlação cruzada entre esses dados é feita. O valor de máxima correlação – para deslocamento zero - corresponde ao valor real da direção de magnetização total. Espera-se que esta metodologia torne mais eficiente a interpretação qualitativa de anomalias magnéticas, além da possibilidade de ser incorporada também em dados reais, com situações geológicas mais complexas.

Palavras-chave: Redução ao Pólo, Amplitude do Sinal Analítico, Derivada Vertical, Magnetização Remanente, Correlação.

ABSTRACT

The objective of this work is the implementation of a methodology which considers the remnant magnetization in reduction-to-the-pole filtering, in order to obtain better results of its application. We know that this filter has a numerical inconsistency for geophysical surveys performed in low latitudes and when we do not have previous knowledge of the total magnetization of the target bodies. Due to this, it's recommended the use of this filter for magnetic inclination lower than $\pm 30^\circ$ only to qualitative interpretation, but not to quantitative measures. However, there are many ways to minimize this problem, and one of the most used algorithms is the pseudo-inclination. In this work, synthetic data related to a tri-dimensional prismatic source are processed by using the vertical derivatives and magnitude of analytic signal over the reduced-to-the-pole grids, and then a crosscorrelation between these data is done. The maximum zero lag correlation value matches to the true value of the total magnetization direction. We expect that this methodology be more efficient to the qualitative interpretation of magnetic anomalies, also the chance of your incorporation in real data, in geological contexts more complex.

Keywords: Reduction-to-the-Pole, Magnitude of Analytic Signal, Vertical Derivatives, Remnant Magnetization, Correlation.

INTRODUÇÃO E METODOLOGIA

Este trabalho tem o objetivo de ilustrar os efeitos da magnetização remanente na filtragem de redução ao pólo, em especial nos levantamentos realizados em baixas latitudes, onde é sabido que este tipo de filtro apresenta alguns problemas de consistência numérica que podem levar à geração de distorções quanto à forma e localização de anomalias magnéticas.

Segundo Dannemiller e Li (2006, p.1), a presença de uma magnetização remanente forte pode alterar significativamente a direção da magnetização total e afetar a interpretação de dados magnéticos. Por isso, é importante saber a direção da magnetização total e a contribuição da direção da magnetização remanente para o valor da magnetização total.

Este trabalho também avalia a eficiência dos diversos tipos de filtragens utilizadas para a detecção de anomalias magnéticas, incluindo a derivada vertical e a amplitude do sinal analítico. Esses dois filtros facilitam a aplicação da redução ao pólo, sendo de grande importância em situações geológicas mais complexas, onde não se dispõe de dados sintéticos.

A análise é embasada no artigo “*A new method for determination of magnetization direction*”, de Neal Dannemiller e Yaoguo Li (Dannemiller e Li, 2006), no qual os autores usam uma modelagem de uma fonte prismática em duas dimensões, correlacionando os valores da amplitude do sinal analítico (que nos fornece o gradiente total do campo magnético) e o valor do gradiente vertical - fornecido pelo filtro da derivada vertical - para várias direções de magnetização total. Esses gradientes são calculados nos casos em que os vetores da magnetização remanente e induzida possuem as mesmas atitudes após a anomalia ter sido reduzida ao pólo. A verdadeira direção de magnetização total, ou seja, a direção obtida pela soma da direção da magnetização total com a direção da magnetização remanente é aquela na qual a correlação é máxima.

Roest e Pilkington (1993) correlacionaram a amplitude do gradiente total do campo magnético total com o valor do gradiente horizontal da pseudogravidade produzida por fontes em duas dimensões, calculadas com uma variedade de direções de magnetização total. Este método apresenta dificuldades quando se lida com corpos inclinados. Tal dificuldade se deve ao fato de que o decaimento das duas quantidades citadas têm diferentes razões em relação à profundidade da fonte. O gradiente total (amplitude do sinal analítico) da anomalia reduzida ao pólo de um corpo de duas dimensões decai a uma razão de $\frac{1}{r^3}$, onde r é a distância do ponto de observação até a fonte. Por outro lado, o gradiente horizontal da anomalia de pseudo-gravidade decai a uma razão de $\frac{1}{r^2}$. As razões de decaimento para corpos de três dimensões são de $\frac{1}{r^4}$ e $\frac{1}{r^3}$, respectivamente. Logo, o método tem dificuldades tanto para fontes de duas dimensões quanto para fontes de três dimensões quando se trabalha com corpos inclinados, e a correlação cruzada se altera não só com a direção da magnetização total, mas também de acordo com a profundidade do corpo causador da anomalia (Dannemiller e Li, 2005, p.1-2). Seguindo a base do raciocínio deste trabalho pioneiro, o presente trabalho buscou

uma metodologia que se aplicasse também a corpos inclinados, tanto para fontes de duas dimensões quanto para fontes de três dimensões.

O método proposto no presente trabalho é baseado na correlação entre a amplitude do sinal analítico e a derivada vertical de anomalias reduzidas ao pólo. A grande vantagem é que estas duas quantidades decaem segundo uma mesma razão para a profundidade da fonte causadora da anomalia. No caso de fontes de três dimensões, a razão de decaimento é $\frac{1}{r^4}$ (Dannemiller e Li, 2005, p.3). Em outras palavras, a amplitude do sinal analítico e a derivada vertical de anomalias reduzidas ao pólo alcançam simultaneamente a simetria máxima quando uma direção correta da magnetização total é utilizada nos cálculos, fazendo com que a correlação seja maximizada.

Os dados sintéticos são gerados por uma rotina no *software* MATLAB, referente a um modelo de um prisma em três dimensões, de parâmetros geométricos e localizações conhecidas. A partir desse modelo, é gerada uma planilha de dados referente a uma área quadrada de um *grid*, a qual contempla os dados referentes à localização em duas dimensões do prisma, bem como o campo magnético total para cada ponto do *grid*.

A figura a seguir ilustra o modelo elaborado na rotina do MATLAB citada anteriormente:

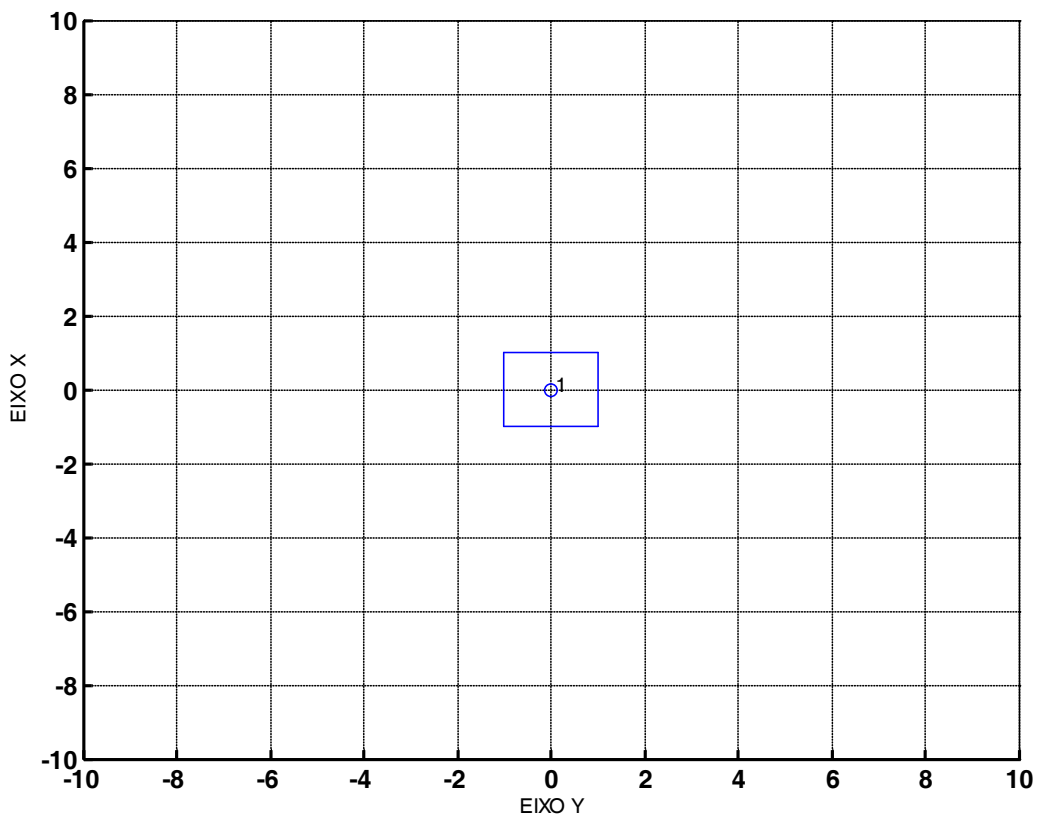


Figura 1: Representação gráfica em duas dimensões do modelo utilizado na geração dos dados sintéticos. Rotina gerada no MATLAB pelo Professor Dr. Marco Pólo Pereira Buonora.

A partir dessa tabela, a qual é importada para o *software Oasis montaj*, usamos o método de interpolação de curvatura mínima para gerar uma malha regular de dados e proceder com os processos de filtragem, iniciando com a Redução ao Pólo, seguindo-se os filtros da derivada vertical e da amplitude do sinal analítico.

Tal filtro foi concebido com a finalidade de simplificar a detecção de anomalias magnéticas, uma vez que transforma uma anomalia magnética dipolar tradicional em uma anomalia magnética monopolar, tal como seria observada nos pólos magnéticos da Terra. Esta técnica facilita a identificação de alvos que geram anomalias magnéticas. Em outras palavras, o filtro de Redução ao Pólo transforma anomalias de campo total medidas para o campo magnético de uma maneira tal que se obtenha no dado filtrado uma magnetização total com a mesma magnitude do dado original, só que orientada na direção vertical, tal como nos pólos magnéticos (Dannemiller e Li, 2005, p.2).

Os filtros de derivada têm por objetivo delimitar corpos causadores de anomalias e isolá-lo de outras possíveis fontes magnéticas. Esta técnica facilita a identificação de alvos que geram anomalias magnéticas, bem como simplifica o tratamento numérico das mesmas. Quando tratamos da derivada na direção vertical, estamos medindo o gradiente vertical, ou seja, uma medida da variação do campo na direção vertical. A derivada vertical é comumente aplicada a dados de campo magnético total para enfatizar as fontes geológicas mais rasas nos dados, enfatizando os componentes de altas frequências do espectro.

A amplitude do sinal analítico, por sua vez, é uma medida das derivadas do campo magnético nas três direções. É útil para separar diferentes tipos de anomalias e também para se ter uma noção preliminar da geometria dos corpos causadores de anomalias. Uma das vantagens de seu uso é o fato de esse filtro não ser sensível à direção do campo magnético.

Portanto, a etapa da geração do modelo é feita no MATLAB. Já as etapas de tratamento dos dados gerados a partir do modelo, incluindo a importação da base de dados, análise de dados, interpolação, mapeamento e imageamento de dados, processamento de dados e a análise comparativa posterior entre *grids* filtrados, são todas elas efetuadas pelo *software Oasis montaj*, da empresa **Geosoft**.

Após a aquisição dos *grids* no **Oasis montaj**, os dados são exportados novamente para o MATLAB a fim de se efetuar a correlação cruzada entre os valores do *grid* da amplitude do sinal analítico e da derivada vertical das anomalias reduzidas ao pólo. O valor de magnetização total para o qual a correlação é máxima nos fornece o filtro reduzido ao pólo (Dannemiller e Li, 2005, p.1), sem prejuízo dos efeitos da magnetização remanente.

HISTÓRICO DOS MÉTODOS POTENCIAIS NA PROSPECÇÃO GEOFÍSICA

A gravimetria e a magnetometria são chamados de métodos geofísicos potenciais, pois são baseados nas propriedades dos campos gravimétrico e magnético da Terra, respectivamente, campos esses que possuem potenciais escalares, podendo ser representados por funções espaciais e que obedecem à Teoria do Potencial e, conseqüentemente, à Equação diferencial de segunda ordem de Laplace.

No caso específico deste texto, estaremos tratando dos aspectos de magnetização remanente e do filtro de redução ao pólo. Portanto, daremos ênfase ao método magnetométrico, fazendo uma revisão histórica da evolução deste método, desde o início das descobertas das propriedades magnéticas e do seu primeiro tratamento matemático mais acurado, até a sua evolução mais recente, a qual culminou, por exemplo, no aperfeiçoamento dos algoritmos dos diversos tipos de filtros usados no tratamento de dados magnéticos, estando dentro do contexto e do propósito deste trabalho.

Portanto, esta revisão histórica ilustra a crucial importância dos métodos potenciais na exploração de hidrocarbonetos e minérios e nos estudos científicos em geral, bem como nas demais áreas afins.

Assim como outras propriedades físicas da Terra, o magnetismo tem sido alvo de intensos estudos por parte dos cientistas desde os tempos mais remotos. A percepção de que certos tipos de rochas se alinhariam preferencialmente em determinadas direções foi descoberta na China, no século I (Blakely, 1995, p.xiii). Este foi o primeiro reconhecimento de que a Terra é associada com uma propriedade que afeta os objetos magnéticos, pavimentando, deste modo, o caminho para o advento da bússola magnética na China e observações de declinação. Essas rochas são as magnetitas, e tais rochas funcionariam como ímãs naturais, fato hoje comprovado (Blakely, 1995, p.xiii). A atração mútua entre as magnetitas data do século VI antes de Cristo, na época de Thales, um filósofo da Grécia Antiga (NEEDHAM¹, 1962 apud BLAKELY, 1995, p.xiii).

Tendo sido inventada pelos chineses, a bússola só chegou à Europa no século XII. Petrus Peregrinus, um estudante italiano, foi um dos primeiros a efetuar experimentos em pedaços de magnetita e descreveu-os em 1269, introduzindo o conceito de polaridade magnética, meridianos magnéticos e a idéia básica de que pólos de igual sinal se repelem e que pólos de sinais opostos se atraem (Blakely, 1995, p.xiv).

Os primeiros experimentos de declinação magnética foram efetuados por Georg Hartmann, na cidade de Nuremberg, no interior da Alemanha, em torno de 1510. Em 1544, o mesmo pesquisador descreveu pela primeira vez a inclinação magnética. Entretanto, tais estudos seguiam sem uma publicação até que o hidrógrafo inglês Robert Norman tivesse publicado os seus próprios experimentos de inclinação magnética realizados em 1576 (Blakely, 1995, p.xiv).

Em 1600, o físico William Gilbert, da rainha Elizabeth I, publicou a obra de referência *De Magnete*, culminando de séculos de experimentos e estudos tanto chineses quanto europeus a respeito do campo geomagnético. Notando que o campo magnético da Terra tinha a forma tal como a produzida por um pedaço de esfera de magnetita, Gilbert proclamou que “*magnus magnes ipse est globus terrestris*” (A Terra é toda ela magnética), e deste modo o magnetismo havia se tornado a primeira propriedade física, tal como outras propriedades, que eram atribuídas à Terra como um todo (MERRIL e MCELHINNY², 1983 apud BLAKELY, 1995, p.xiv).

Já em 1838, o matemático alemão Carl Friederich Gauss tratou pela primeira vez as anomalias do campo geomagnético com o formalismo matemático a partir da aplicação da teoria dos esféricos harmônicos em medidas sistemáticas de magnetismo no tempo (Blakely, 1995, p.xiv).

O desenvolvimento dos magnetômetros foi crucial para o avanço na aplicação dos métodos magnéticos em situações geológicas. Tais aplicações tiveram início em 1630, quando a bússola foi utilizada na prospecção de minério de ferro na Suécia (HANNA³, 1990 apud BLAKELY, 1995, p.xiv), fazendo, deste modo, a interpretação de anomalias do campo magnético uma das mais antigas técnicas de exploração geofísica (Blakely, 1995, p.xiv).

Max Thomas Edelmann usou um balão como dispositivo para efetuar as primeiras medidas magnéticas na primeira década do século XX (HEILAND⁴, 1963 apud BLAKELY, 1995, p.xiv).

Reconheceu-se de imediato que medidas aéreas de magnetismo terrestre poderiam proporcionar uma maior cobertura em relação às medidas terrestres devido à capacidade de as aeronaves de cobrir de modo mais rápido e uniforme áreas mais inóspitas. Entretanto, instrumentos de medição magnéticos acoplados às aeronaves sentiam o efeito das acelerações associadas ao movimento da plataforma às quais eram acoplados (Blakely, 1995, p.xiv).

Foi a partir da necessidade militar, já durante a Segunda Guerra Mundial, que o desenvolvimento dos magnetômetros se intensificou, especialmente aqueles destinados a levantamentos magnéticos aéreos de rotina. Em 1941, Victor Vacquier, Gary Muffly e R.D. Wychoff, empregados da *Gulf Research and Development Company*, sob contrato com o governo dos Estados Unidos, modificaram a tecnologia “flux-gate” de 10 anos atrás, combinada com um equipamento de estabilização adequado, desenvolvendo, deste modo, um magnetômetro para detecção de submarinos a partir de aeronaves (Blakely, 1995, p. xiv-xv).

Em 1944, James R. Balsley e Homer Jensen, do Serviço Geológico dos Estados Unidos, usaram um magnetômetro parecido com aquele desenvolvido em 1941 em uma investigação geofísica moderna perto de Boyertown, no Estado de Pensilvânia, nos Estados Unidos (JENSEN⁵, 1961 apud BLAKELY, 1995, p.xv).

O segundo maior avanço no desenvolvimento dos magnetômetros foi o desenvolvimento de um magnetômetro de precessão de prótons, por Varian Associates, em 1955. Este instrumento relativamente simples mede a magnitude do

campo total sem a necessidade da elaboração de equipamentos de orientação ou estabilização. Conseqüentemente, o magnetômetro de precessão de prótons é relativamente barato e fácil de operar e revolucionou as medidas em terra e em bordo (Blakely, 1995, p.xv). Vários outros estilos de magnetômetros se seguiram com grande resolução (Reford⁶, 1985 apud BLAKELY, 1995, p.xv), mas com certeza o magnetômetro de precessão de prótons permanece um dos principais tipos de magnetômetros investigações de campo, assim como os magnetômetros de bombeamento ótico (Blakel, 1995, p.xv).

Medidas magnéticas em bordo foram bem encaminhadas pelos anos 50. Na metade dos anos 60, medidas oceânicas e superficiais de intensidade magnética no Nordeste do Pacífico (RAFF e MASON⁷, 1961 apud BLAKELY, 1995, pg. xv) descobriram curiosas anomalias alinhadas aproximadamente Norte-Sul. Fred Vine e Drumond Matthews (VINE e MATHEUS⁸, 1963 apud BLAKELY, 1995, pg. xv) e, independentemente, Lawrence Morley e André Larochelle (MORLEY e LAROCHELLE⁹, 1964 apud BLAKELY, 1995, pg. xv) reconheceram que esses alinhamentos refletem uma gravação da reversão do campo geomagnético por processos de espalhamento do assoalho oceânico e, deste modo, desembocaram na teoria da tectônica de placas (Blakely, 1995, pg. xv).

Atualmente, é possível, a partir de um simples *laptop*, usar um *software* de processamento de dados para fazer um bom modelo de tudo aquilo que é necessário em termos de processamento e tratamento de dados, a partir de mapas de contorno, para a construção de modelos 2D simples, para a manipulação de complexos modelos de inversão 3D, com a integração ao ambiente GIS (Pat Millegan, 2005, pg.1).

Em 2005, Pat Millegan realizou, juntamente com outros profissionais da área de Geofísica, modelagens 2D amarrando e puxando vértices de polígonos, obtendo uma atualização em tempo real do campo calculado, com o modelo elaborado sobreposto a linhas sísmicas registradas, permitindo uma importante integração entre dados de campos potenciais e dados sísmicos (Pat Millegan, 2005, pg.1).

A modelagem 3D também teve grandes avanços e êxitos, permitindo a inversão de dados de gradientes de campos potenciais e a inversão conjunta de dados de tipos diversos, tais como dados de gravidade, dados de gradiente gravimétrico e de gradiente magnético. Ainda segundo Pat Millegan, “é um sonho fazer algo que permita aos intérpretes moldar a superfície com perfeição, ainda com o cálculo em tempo real” (Pat Millegan, 2005, pg.1).

CONCEITOS TEÓRICOS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Buscou-se dividir a teoria em duas partes, para um entendimento mais fácil e lógico dos conceitos discutidos posteriormente neste trabalho: a primeira parte refere-se à Teoria do Potencial, onde se faz uma apresentação da Equação de Laplace, que rege toda a Teoria do Potencial na qual os métodos potenciais geofísicos (magnetometria e gravimetria) são baseados.

A partir das discussões acima mencionadas, podemos realizar uma descrição qualitativa do campo magnético da Terra, descrevendo os seus principais elementos, como a inclinação e a declinação, enfatizando as suas origens, o modelo usado para descrevê-lo, a descrição da sua variação em diversas escalas de tempo, fatores outros que alteram a sua intensidade e direção, além de outros conceitos importantes que acabam por culminar na discussão acerca do mecanismo da magnetização remanente.

Na segunda parte, apresenta-se ainda uma breve descrição qualitativa dos filtros utilizados neste trabalho, os quais são: redução ao pólo, derivada vertical e amplitude do sinal analítico.

A Teoria do Potencial

Como a gravimetria e a magnetometria são ditos métodos potenciais, é de fundamental importância a compreensão dos conceitos que regem a chamada Teoria do Potencial.

Esta Teoria é intimamente ligada à Equação de Laplace, possivelmente a mais importante equação diferencial de segunda ordem das Ciências da Terra. Tal teoria descreve não apenas a atração gravitacional e campos magnéticos, mas também uma larga classe de fenômenos, incluindo campos magnetoestáticos e eletrostáticos, campos gerados por correntes elétricas uniformes, dentre outros.

Funções Harmônicas e a Equação de Laplace

Um campo conservativo \vec{F} tem um potencial escalar Φ dado por $\vec{F} = \vec{\nabla}\phi$ (Equação 1) (ou $\vec{F} = -\vec{\nabla}\phi$ (Equação 2), dependendo dos sinais das convenções), onde $\vec{\nabla} = \vec{i}\frac{\partial}{\partial x} + \vec{j}\frac{\partial}{\partial y} + \vec{k}\frac{\partial}{\partial z}$ (Equação 3). Além disso, se $\vec{F} = \vec{\nabla}\phi$, então \vec{F} é conservativo e é dito ser um campo potencial.

A seguir, nós discutimos outra propriedade dos campos potenciais: o potencial Φ do campo \vec{F} , sob certas condições, satisfaz a uma importante equação diferencial de segunda ordem, chamada de Equação de Laplace:

$$\nabla^2\phi = 0 \text{ (Equação 4)}$$

para pontos não ocupados por fontes de \vec{F} (Blakely, 1995, pg.8).

Definimos uma função harmônica como qualquer função que: (1) satisfaz à Equação de Laplace; (2) tem derivadas contínuas e com valores únicos; (3) tem derivadas de segunda ordem (Blakely, 1995, pg.8).

Caracterização Qualitativa do Campo Geomagnético

Enquanto o campo gravimétrico da Terra é invariante num longo período de tempo, à exceção para mudanças durante grandes redistribuições de massas (por exemplo, marés, movimentação de magma, geleiras, erosão, construção de montanhas, etc.), o campo geomagnético varia tanto na sua direção quanto na sua intensidade em escalas de tempo variando de milissegundos a milhares de anos (Blakely, 1995, pg.154).

Isto pode ser visto como uma complexidade adicional que torna as medidas de reduções magnéticas mais difíceis do que a de dados gravimétricos. Mas, na prática, o cálculo de anomalias magnéticas é relativamente direto (Blakely, 1995, pg. 154).

Geralmente, a intenção de levantamentos geocientíficos de exploração é caracterizar o campo magnético global de modo a isolar o campo magnético causado por fontes geológicas (Blakely, 1995, pg. 154).

Partes da Origem Interna e Externa do Campo

Carl Friederich Gauss, em 1838, foi o primeiro a descrever o campo geomagnético com base em análises de esféricos harmônicos, e ele chegou à conclusão de que o campo observado da superfície da Terra é originado inteiramente do interior da Terra. Nós sabemos hoje, com o advento de satélites, sondagens espaciais, além de dados muito mais vastos, que uma pequena parte do campo geomagnético se origina de fora da Terra (Blakely, 1995, pg. 155).

Magnetômetros podem medir as 3 (três) componentes ortogonais da indução magnética. Gauss fez a primeira análise quantitativa de esféricos harmônicos do campo geomagnético em 1838. Ele determinou os coeficientes harmônicos de medidas das 3 (três) componentes ortogonais da indução magnética, B_x , B_y e B_z de um total de apenas 84 pontos. (Blakely, 1995, pg. 160).

O campo magnético originado no interior da Terra é aproximadamente dipolar, considerando a Terra isolada no espaço. A Terra, entretanto, é continuamente atingida pelo vento solar, uma corrente de plasma carregada (hidrogênio, prótons e elétrons) emitida pelo Sol. A região de interação entre o vento solar e o campo magnético interno é chamada de magnetosfera, uma região de considerável complexidade. É esta complexa interação entre o campo magnético interno da Terra e o vento solar, juntamente com a rotação da Terra, forças de maré e efeitos termais, que produz o campo magnético externo. A ionosfera, que envolve a Terra a altitudes entre aproximadamente 50 e 1500 km, é uma parte importante desta interação; a rotação da Terra e os efeitos de maré geram correntes elétricas na ionosfera, as quais podem produzir magnitudes acima de 1000 nT na superfície da Terra (Blakely, 1995, pg.160).

Os Elementos do Campo Geomagnético

Quantidades vetoriais em estudos geomagnéticos devem ser descritas no tocante de um referencial fixo com respeito a pontos de observação na superfície da Terra. Um vetor pode ser descrito em termos das 3 componentes ortogonais no sistema de coordenadas cartesianas, usualmente orientado tal que x cresça na direção Norte, y cresça na direção Leste e z cresça para baixo (Blakely, 1995, pg. 161).

Para campos geomagnéticos, estas 3 componentes são ainda escritas na literatura como X,Y e Z,respectivamente, e expressas em unidades de nT. Convencionamos $B_x=X$, $B_y=Y$ e $B_z=Z$ (Blakely, 1995, pg. 161). A intensidade da componente horizontal é dada por:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (\text{Equação 5})$$

Alternativamente, o vetor pode ser descrito pela sua intensidade total (Blakely, 1995, pg. 161):

$$T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (\text{Equação 6})$$

Duas medidas angulares são importantes: a inclinação e a declinação. A inclinação é o ângulo no plano vertical entre o vetor e o plano horizontal (Blakely, 1995, pg. 161), isto é:

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (\text{Equação 7})$$

Por convenção, a inclinação é positiva quando o vetor é inclinado abaixo do plano horizontal e é negativa quando acima do plano horizontal. O plano vertical contendo o vetor é chamado de meridiano magnético, e a declinação é definida como o azimute do meridiano magnético, positivo para Leste e negativo para Oeste, isto é (Blakely, 1995, pg. 161):

$$D = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (\text{Equação 8})$$

A figura a seguir traz uma esquematização dos vetores que descrevem o campo geomagnético:

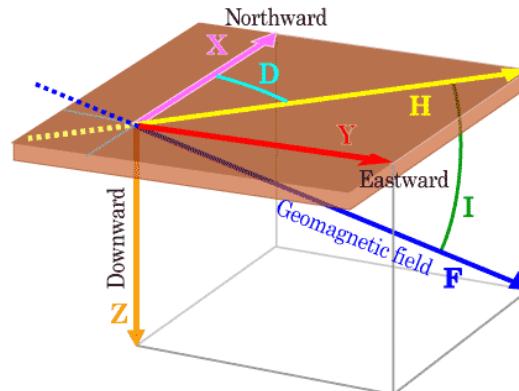


Figura 2: Representação gráfica dos elementos do campo geomagnético, onde X, Y e Z são as 3 direções do campo, F é a magnitude total do campo, H é a magnitude da componente horizontal do campo, I é a inclinação do campo e D é a sua declinação.

Mapas de contorno que descrevem estes vários elementos do campo geomagnético são chamados de mapas isomagnéticos. Mapas isodinâmicos indicam contornos de campo de igual intensidade, tais como intensidade total, intensidade vertical ou intensidade horizontal. Mapas de iguais inclinações ou mapas de iguais declinações também são utilizados (Blakely, 1995, pg. 161).

O Campo Geomagnético Internacional de Referência – *The International Geomagnetic Reference Field (IGRF)*

Tal como o elipsóide de referência e a gravidade teórica, a representação matemática de partes do campo geomagnético é determinada por acordos internacionais. Esta descrição matemática é chamada de Campo Geomagnético Internacional de Referência (*The International Geomagnetic Reference Field*, em inglês) (Blakely, 1995, pg. 163).

O campo geomagnético muda com o tempo; entretanto, o IGRF se trata de uma expressão matemática. Como acordos internacionais não são facilmente firmados em curtos intervalos de tempo, novos modelos de IGRF são adaptados para intervalos de cada 5 anos, com a intenção de representar o campo geomagnético nesse intervalo de tempo, chamado de época (Blakely, 1995, pg. 163).

A figura a seguir ilustra um mapa de contornos de igual valor para a intensidade do campo magnético, seguindo um modelo de IGRF:

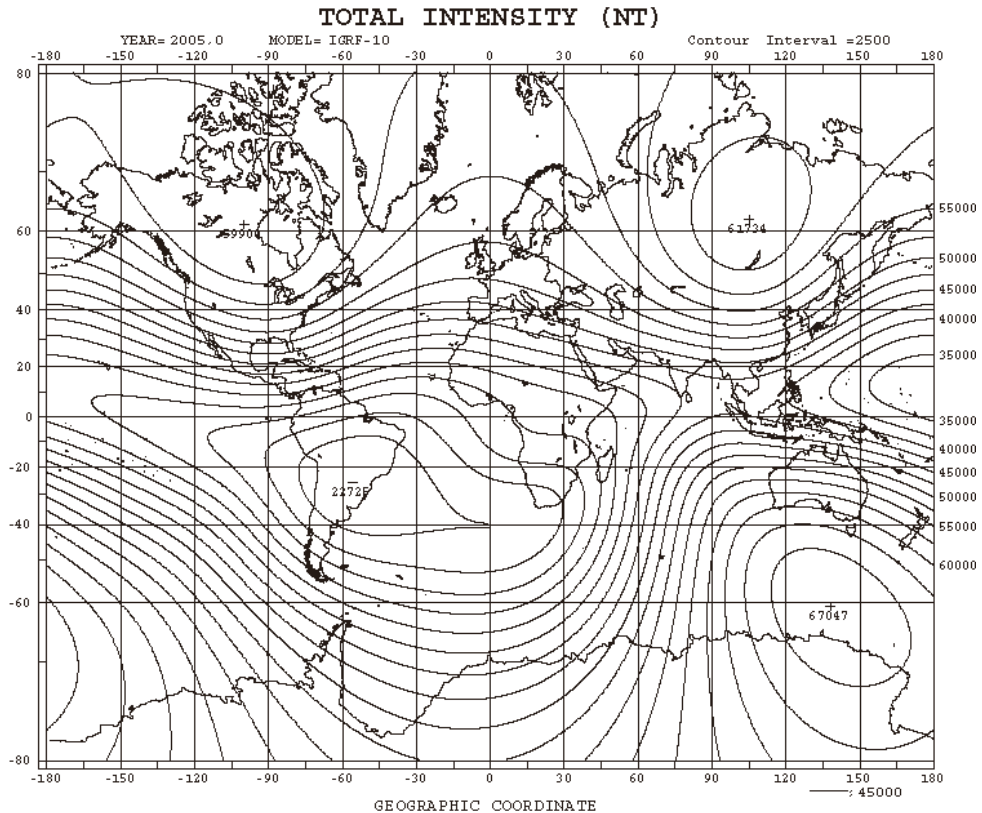


Figura 3: Mapa isodiâmico referente ao modelo de IGRF para o ano de 2005. Fonte: <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>.

Infelizmente, as mudanças no campo geomagnético não são inteiramente previsíveis, e diferenças entre o IGRF predito e o campo geomagnético verdadeiro crescem no decorrer de cada época. Estas diferenças são tratadas, em curto prazo, pelo estabelecimento de novos modelos de IGRF a cada 5 anos. Em longo prazo, é possível melhorar antigos modelos de IGRF, com o benefício de dados acumulados (Blakely, 1995, pg. 163).

A Magnetização Remanente

As observações do campo magnético terrestre resumem-se a apenas alguns séculos, considerando-se aí aquelas mais rudimentares em que, por questões práticas de navegação, media-se a declinação em rotas marítimas e portos visitados. Este é um intervalo de tempo muito curto em comparação à história da Terra (Teixeira, Toledo, Fairchild e Taioli, 2003, pg.79).

Questões concernentes à variação do campo magnético terrestre ao longo do tempo geológico e ao caráter do magnetismo da Terra (se é contínuo ou somente transitório) puderam ser respondidas quando se verificou (em meados do século XX) que a história magnética da Terra não se perde completamente, mas fica registrada como um magnetismo fóssil das rochas. Alguns minerais que contêm ferro, ao serem submetidos a um campo magnético, comportam-se como ímãs permanentes; isto é, esses minerais retêm uma magnetização que é chamada de remanente, mesmo depois de cessada a ação do campo magnético. Substâncias desse tipo são chamadas de ferromagnéticas. Os principais minerais magnéticos presentes nas rochas são os óxidos de ferro, como, por exemplo, a magnetita. Embora estejam

presentes em pequena proporção (cerca de 1%), esses minerais são, em geral, os responsáveis pelas propriedades magnéticas das rochas (Teixeira, Toledo, Fairchild e Taioli, 2003, pg.79).

A intensidade da magnetização das rochas é, em geral, fraca, mas, através de instrumentos sensíveis, é possível determinar a direção da magnetização remanente e tentar reconstruir o passado magnético da Terra (Teixeira, Toledo, Fairchild e Taioli, 2003, pg.79).

Introdução à Filtragem

Filtragem é um conceito amplo que serve para descrever o efeito desejado por uma operação em ambos os domínios (tempo e frequência), onde ela pode ser representada por uma convolução ou por uma multiplicação.

A filtragem está entre os métodos que visam facilitar interpretações geológicas pela transformação de dados. Estas transformações, em geral, não definem diretamente a distribuição de fontes causadoras de anomalias, mas elas freqüentemente proporcionam subsídios que ajudam a construir um entendimento geral da natureza das fontes.

Derivadas Direcionais

A segunda derivada vertical é considerada uma das primeiras técnicas de interpretação de dados de campos potenciais (EVJEN¹⁰, 1936; HENDERSON¹¹ e ZIETZ¹², 1949 apud Blakely, 1995, pg. 325) porque ela ajuda a resolver e acentuar as fontes rasas. Para ilustrar isto, considere dois monopolos observados a partir do ponto P, um a uma profundidade rasa d_1 e outro a uma profundidade maior d_2 . O campo de cada monopolo é inversamente proporcional ao quadrado da distância para P. Deste modo, à medida que P se move em direção aos monopolos, o campo devido ao monopolo raso irá aumentar mais rapidamente do que o campo do monopolo profundo. É lógico que a segunda derivada vertical terá o mesmo efeito. Similarmente, a segunda derivada vertical acentua e ajuda a resolver problemas nas bordas de fontes gravimétricas e magnéticas. A filtragem da segunda derivada vertical claramente amplifica componentes de número de onda maior (Blakely, 1995, pg. 325).

A figura a seguir ilustra um *grid* da derivada vertical aplicada a dados sintéticos referentes a cinco fontes magnéticas:

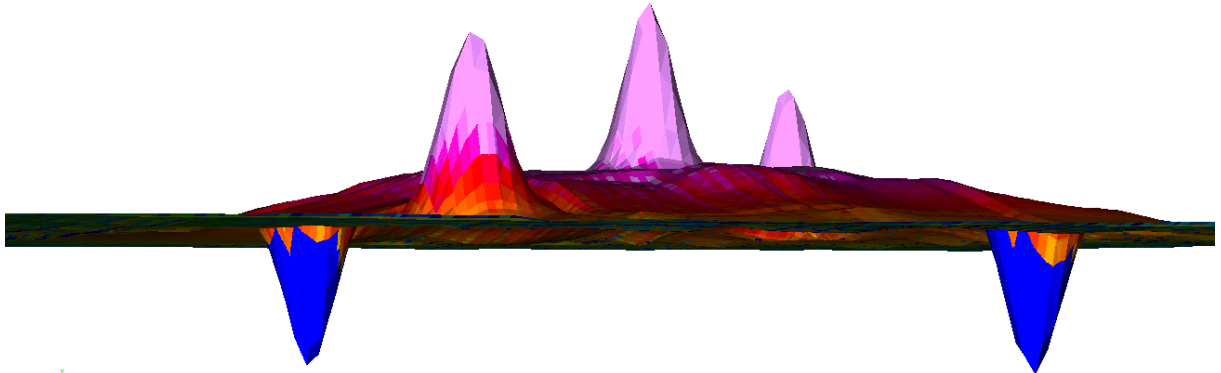


Figura 4: Dados sintéticos gerados pelo Professor Dr. Marco Pólo Pereira Buonora. Ilustração gerada no **Oasis montaj**. Aplicação da derivada vertical de primeira ordem. Pode-se observar as 5 fontes magnéticas bem caracterizadas pelos picos positivos e negativos no *grid*.

A segunda derivada vertical é uma consequência direta da Equação de Laplace. Derivadas verticais de qualquer ordem são obtidas a partir de um campo potencial. Usando a convenção de que z cresce para baixo e que $\Delta z > 0$, a derivada vertical de primeira ordem é dada por (Blakely, 1995, pg.326):

$$\frac{\partial}{\partial z} \phi(x, y, z) = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{\phi(x, y, z) - \phi(x, y, z - \Delta z)}{\Delta z} \quad (\text{Equação 9})$$

e a sua Transformada de Fourier, representada por uma função F , é dada por:

$$F \left[\frac{\partial \phi}{\partial z} \right] = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{F[\phi] - F[\phi]e^{-k|\Delta z|}}{\Delta z} = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{1 - e^{-k|\Delta z|}}{\Delta z} F[\phi] = |k| F[\phi] \quad (\text{Equação 10})$$

Podemos mostrar que um gradiente vertical de ordem n é igual à Transformada de Fourier do potencial vezes $|k|^n$, ou, em geral (Blakely, 1995, pg. 326):

$$F \left[\frac{\partial^n \phi}{\partial z^n} \right] = |k|^n F[\phi] \quad (\text{Equação 11})$$

Gradientes Horizontais e Análises de Fronteira

A magnitude do gradiente horizontal de uma anomalia gravimétrica ou magnética pode ser simplesmente chamada de gradiente horizontal e é facilmente calculada pelo uso das relações de diferenças finitas. O gradiente horizontal tende a ser máximo sobre as bordas das fontes de anomalias. Quando aplicado a fontes de duas dimensões, o gradiente horizontal tende a se localizar nas direções mais bruscas na variação da magnetização ou na densidade (Blakely, 1995, pg. 347).

Amplitude do Sinal Analítico

A amplitude do Sinal Analítico é formada através de uma combinação dos gradientes horizontais e verticais de uma anomalia magnética. A amplitude do sinal analítico tem uma forma sobre corpos causadores de anomalias que depende das localizações dos corpos, mas não das direções de magnetização. A aplicação da amplitude do sinal analítico para interpretação magnética foi desenvolvida primeiramente por Nabighian, para o caso de duas dimensões, primariamente como uma ferramenta para estimar profundidades e posições de fontes. Mais recentemente, o método foi expandido para problemas em três dimensões como uma técnica de mapeamento de profundidades de fontes e também como uma forma de aprender sobre a natureza da magnetização causadora de anomalias de fontes magnéticas (NAGIBHIAN¹³,1972,1974 apud Blakely, 1995, pg. 351; ROEST²⁸,1992; NABIGHIAN^{15,16},1974,1984;ROEST¹⁴,1992; VERHOEF¹⁴,1992; PILKINGTON¹⁴,1992 apud Blakely, 1995, pg. 351; ARKANI-HAMED¹⁵,1992; VERHOEF¹⁵,1992; ROEST¹⁶,1993; PILKINGTON¹⁶,1993 apud Blakely, 1995, pg. 351).

Seja $F(x,y,z)$ uma anomalia magnética. Então, a amplitude do sinal analítico desta anomalia é:

$$A(x, y, z) = \sqrt{\left| \frac{\partial F(x, y, z)}{\partial x} \right|^2 + \left| \frac{\partial F(x, y, z)}{\partial y} \right|^2 + \left| \frac{\partial F(x, y, z)}{\partial z} \right|^2} \quad (\text{Equação 12})$$

A amplitude do Sinal Analítico é útil também na localização das bordas de corpos de fontes magnéticas, particularmente quando da remanência e/ou interpretações complicadas em baixas latitudes magnéticas.

As duas figuras seguintes ilustram uma anomalia dipolar e a amplitude do sinal analítico aplicada sobre esta anomalia:

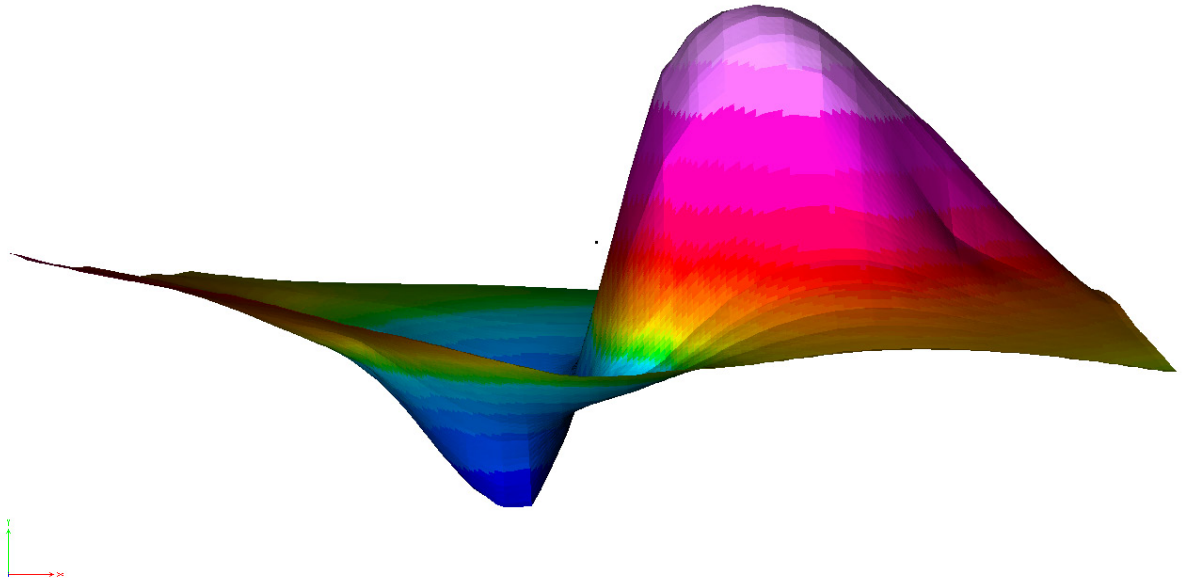


Figura 5: Anomalia dipolar de campo total obtida em levantamento no Observatório Magnético de Vassouras, no trabalho de campo de Métodos Potenciais realizado em Fevereiro 2009. Imagem gerada no **Oasis montaj**.

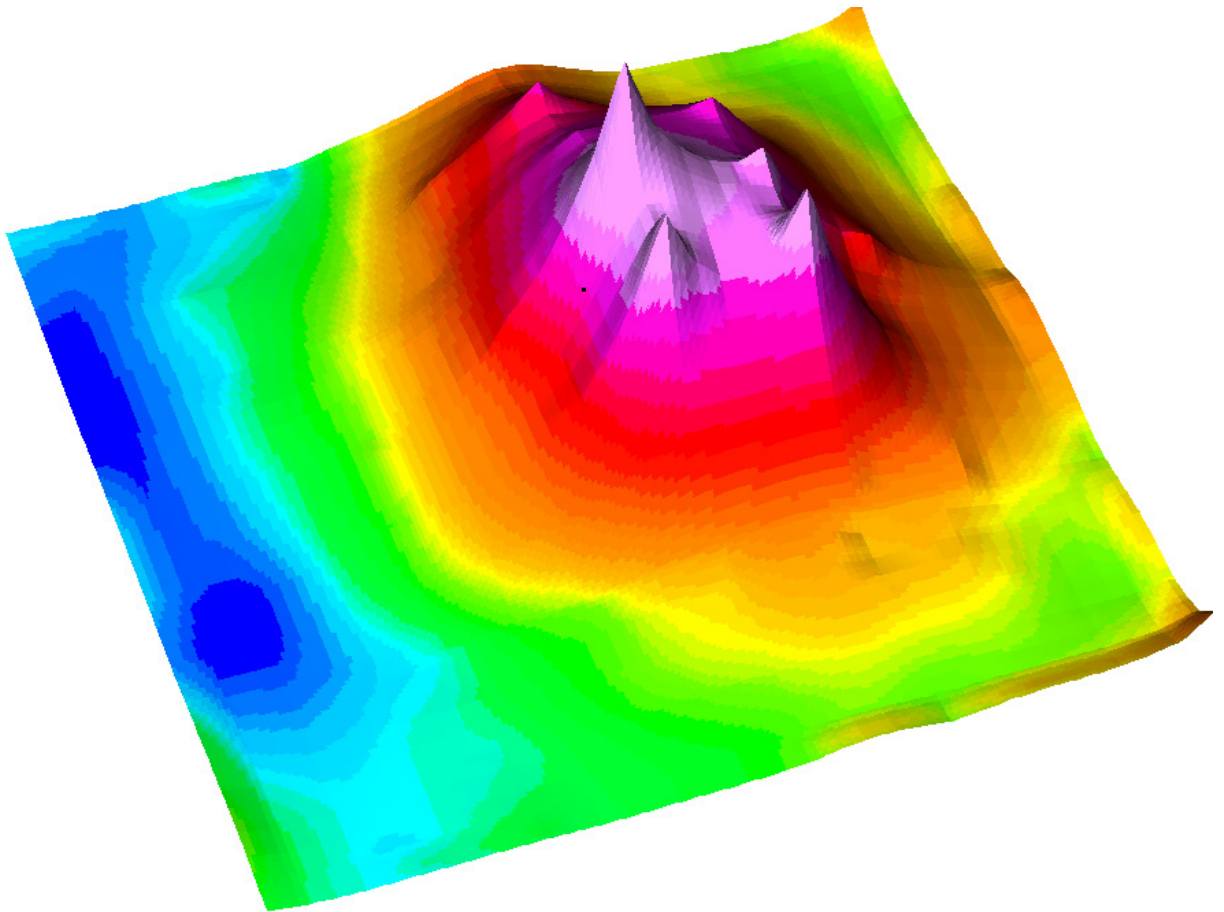


Figura 6: Exemplo de um *grid* em três dimensões da Amplitude do Sinal Analítico. Dados em três dimensões. *Grid* gerado no **Oasis montaj**.

A Amplitude do Sinal Analítico e a Direção de Magnetização

A magnitude do sinal analítico é independente da direção de magnetização para o caso de duas dimensões, e isto pode similarmente ser mostrado para o caso de três dimensões. O caso de duas dimensões pode ser usado para investigar a natureza da magnetização de corpos causadores de anomalias magnéticas. Roest e Pilkington descreveram um método que envolve a computação tanto de anomalias de campo total medidas quanto do gradiente horizontal da anomalia de pseudogravidade. O cálculo da pseudogravidade exige implicitamente um pressuposto sobre a direção de magnetização. Se esta direção é selecionada apropriadamente, o gradiente horizontal da anomalia de pseudogravidade terá uma forma similar à do campo total. Deste modo, a magnetização apropriada pode ser estimada pelo ajuste repetido da direção de magnetização, cálculo do gradiente horizontal da anomalia de pseudogravidade e a comparação com o campo total. Roest et al. quantificou esta comparação usando os métodos de correlação cruzada e assim aplicou o método para investigar anomalias magnéticas marinhas (ROEST¹⁹,1992; ARKANI-HAMED¹⁹,1992; VERHOEF¹⁹,1992; ROEST¹⁸,1993; PILKINGTON¹⁸,1993 apud Blakely, 1995, pg. 356).

Redução ao Pólo

Tradicionalmente, a redução ao pólo tem sido realizada na filtragem tanto no domínio do espaço quanto no domínio do número de onda. A redução ao pólo reposiciona anomalias magnéticas sobre as suas fontes e torna a interpretação qualitativa mais simples. É fortemente recomendado, contudo, o não-uso da redução ao pólo em baixas inclinações magnéticas para interpretações quantitativas, incluindo modelagens 2D e 3D e estimativas rápidas de profundidades magnéticas (Li, 2008, pg. 11).

O uso de um mapa de redução ao pólo consiste em fazer com que a anomalia magnética seja independente da direção do corpo litológico, já que esta é uma característica que os corpos apresentam quando estão situados em pólos magnéticos. Para que possa ser realizado este procedimento da transferência da anomalia, é necessário obter alguns dados físicos como a inclinação e a declinação magnética do campo total. Tais parâmetros físicos podem ser obtidos a partir de um modelo de IGRF, por exemplo.

A seguir, temos uma figura exemplificando uma anomalia reduzida ao pólo:

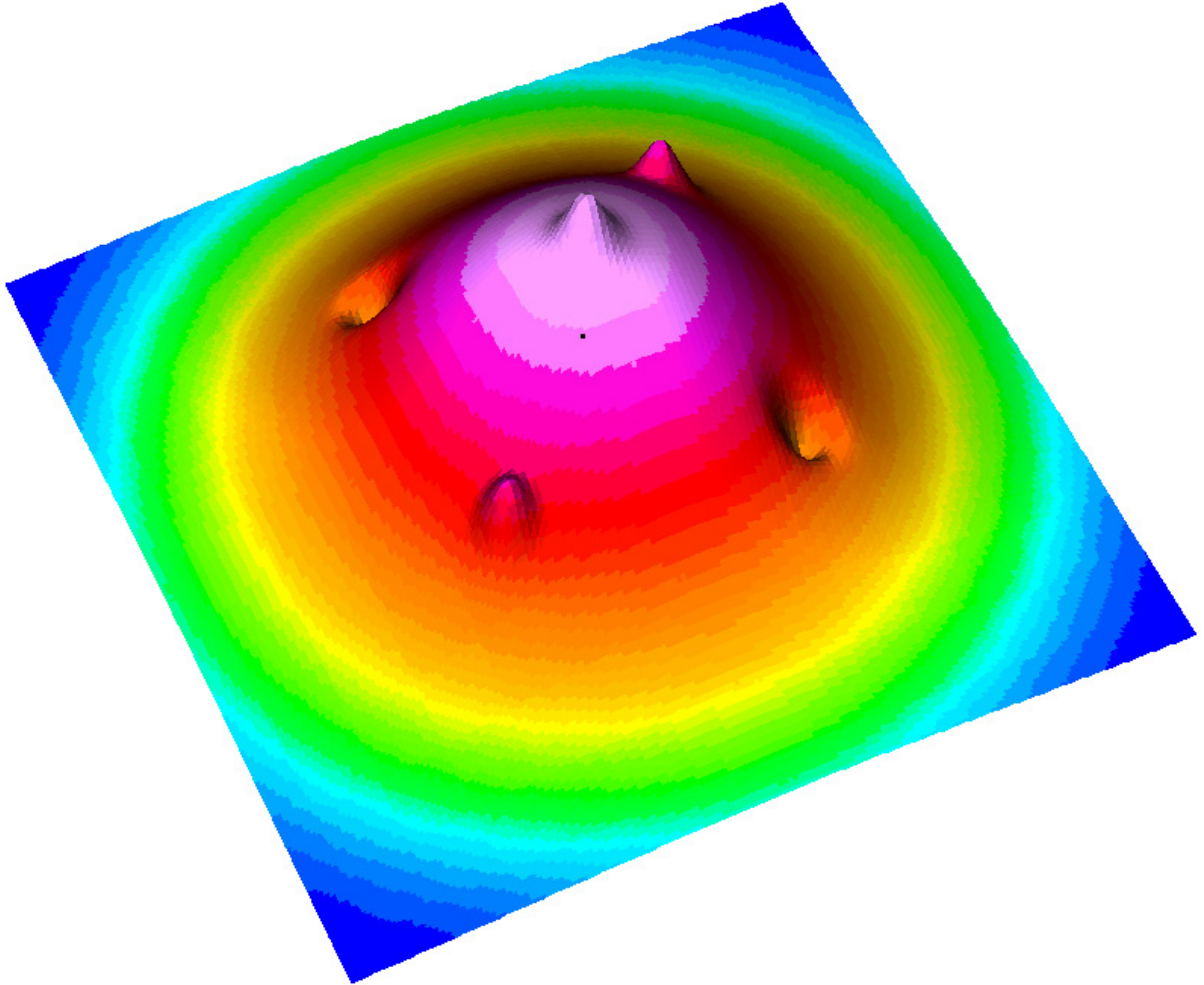


Figura 7: Exemplo de uma anomalia (monopolar) reduzida ao pólo em três dimensões. Dado sintético gerado pelo Professor Dr. Marco Pólo Pereira Bunora. *Grid* do **Oasis montaj**.

Há uma regra geral para o uso de dados gravimétricos e magnéticos para a interpretação qualitativa e modelagem: o menor número possível de filtros e transformações deve ser aplicado. A redução ao pólo é uma transformação designada para melhorar a nossa habilidade para a interpretação de dados (Li, 2008, pg. 8). Geralmente, a redução ao pólo é recomendada para interpretação qualitativa e não para interpretação quantitativa, mesmo quando não há magnetização remanente e quando as medições são feitas em altas latitudes (Li, 2008, pg. 8).

Anomalias gravimétricas positivas tendem a se localizar sobre as concentrações de massa, o que não é necessariamente verdade para anomalias magnéticas quando a magnetização e o campo ambiente não estão ambos direcionados verticalmente (Blakely, 1995, pg. 330). Quando o campo magnético e a magnetização não estão ambos na vertical, a anomalia magnética pode ser deslocada lateralmente, além de ser distorcida na sua forma e mesmo provocar uma mudança no seu sinal (Li, 2008, pg. 1).

Em termos gerais, se a magnetização e o campo ambiental não estão verticalizados, uma distribuição simétrica de magnetização (tal como uma esfera magnetizada uniformemente) produzirá uma anomalia “desviada” em vez de uma anomalia magnética simétrica (Blakely, 1995, pg. 330).

Os algoritmos e programas de modelagem 2D e 3D modernos não têm (e não devem ter) problemas com direções de magnetização, e podem trabalhar diretamente com as anomalias de campo total observadas. Técnicas avançadas para estimativas de profundidade, tais como a deconvolução de Euler ou a deconvolução de Werner são independentes da direção da magnetização e da direção de observação (Li, 2008, pg. 8).

APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

Os Problemas na Filtragem da Redução ao Pólo em Baixas Latitudes

Comparada à gravidade, as anomalias magnéticas têm uma complexidade adicional. Ela depende da direção de magnetização e da direção na qual o campo é medido (Li, 2008, pg. 1).

A seguir temos uma figura que ilustra a relação entre os vetores que caracterizam a direção da anomalia do campo geomagnético e a direção da magnetização total:

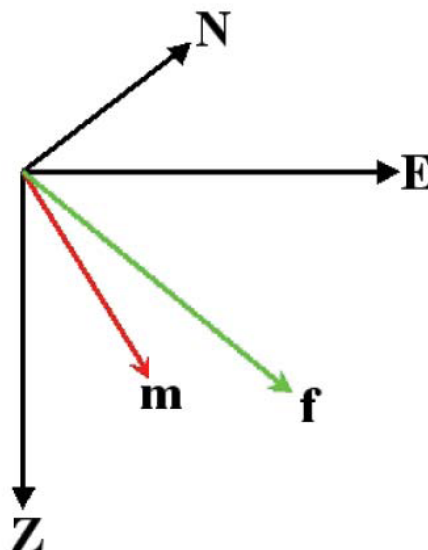


Figura 8: A direção \mathbf{m} de magnetização e a direção \mathbf{f} da anomalia do campo total. N e E são o Norte e o Leste geográficos, respectivamente. O objetivo é converter \mathbf{m} e \mathbf{f} para a direção vertical.

Contudo, a redução ao pólo em baixas latitudes, rotineiramente computada no domínio do número de onda, é notoriamente instável (Li, 2008, pg. 1).

Quando não há magnetização remanente, ou a direção de magnetização remanente está na direção do campo magnético principal, as direções da

magnetização e do campo se tornam consistentes, e o operador da redução ao pólo no domínio do número de onda no sistema de coordenadas polar pode ser escrito como (Li,2008, pg. 1):

$$R(r, \theta) = R(\theta) = \frac{1}{[\text{sen}(I) + i \cos(I) \cos(D - \theta)]^2}; i = \sqrt{-1} \quad (\text{Equação 13})$$

onde I e D são a inclinação e a declinação do campo magnético total, respectivamente. Podemos situar esta expressão como sendo a equação primária da redução ao pólo.

De acordo com a equação acima, a redução ao pólo se torna única somente quando $I=0^\circ$ e $D - \theta = 90^\circ$. Na prática, a redução ao pólo se torna instável quando a inclinação magnética absoluta é pequena (a qual faz com o que a parte real do denominador na equação acima fique próxima a zero) e $D - \theta = \pm 90^\circ$, a qual torna a parte imaginária do denominador da equação acima próxima a zero. A última condição significa que os números de onda decrescem dentro um segmento alinhado em forma de cunha ao longo da direção da declinação (Li, 2008, pg. 1).

Uma boa questão é saber o quão pequena é uma latitude magnética (ou a inclinação magnética) para que a instabilidade numérica da equação da redução ao pólo se torne evidente. Esta questão é muito dependente dos ruídos presentes nos dados. Os ruídos, que existem nos dados reais de campo, aumentam a amplitude e a potência, particularmente ao longo e perto da direção da declinação magnética no domínio do número de onda, e introduz artefatos lineares ao longo da direção da declinação no domínio do espaço. Tais artefatos podem obscurecer completamente a anomalia real quando o ruído é muito intenso (Li, 2008, pg. 1-3).

Na prática, baixas latitudes freqüentemente significam inclinações absolutas menores do que 30° . Em outras palavras, as rotinas de computação da redução ao pólo para levantamentos conduzidos em regiões geologicamente mais complexas podem se tornar problemáticas (Li, 2008, pg. 3).

Desde que os algoritmos do domínio do número de onda para a redução ao pólo para baixas latitudes tenham inconvenientes e produzam artefatos, algumas soluções alternativas podem ser sugeridas. A redução ao Equador magnético é uma delas (Li, 2008, pg. 10).

Informações geológicas e geofísicas disponíveis ajudam na seleção de um resultado razoável para a redução ao pólo. Por exemplo, lineamentos ao longo da direção da declinação magnética são interpretados usualmente como artefatos (Li, 2008, pg. 11).

Diferentes algoritmos para a Redução ao Pólo para Baixas Latitudes

Podemos citar quatro algoritmos propostos para a redução ao pólo para baixas latitudes: o método da pseudo-inclinação de Grant e Dodds; a filtragem azimutal do Serviço Geológico dos Estados Unidos (Phillips,1997); a filtragem

Weiner de Hansen e Pawlowski (1989) e a técnica do balanço de energia de Keating e Zerbo (1996) (Li, 2008, pg. 1). Neste trabalho, entretanto, usaremos somente o método da pseudo-inclinação, pois é o método utilizado no processamento da filtragem de redução ao pólo do *software Oasis montaj*.

O método original da pseudo-inclinação modifica a equação primária da redução ao pólo para todas as direções no domínio do número de onda com o seguinte operador (Li, 2008, pg. 1):

$$R(\theta) = \frac{[\text{sen}(I) - i \cos(I) \cos(D - \theta)]^2}{[\text{sen}^2(I') + \cos^2(I') \cos^2(D - \theta)] [\text{sen}^2(I) + \cos^2(I) \cos^2(D - \theta)]} \quad (\text{Equação 14})$$

Onde I' é uma pseudo-inclinação fornecida pelo usuário, a qual é maior do que a inclinação atual e tal que o seu valor absoluto esteja freqüentemente entre 20° e 30° (Li, 2008, pg. 1).

A pseudo-inclinação suprime a amplitude e a potência dentro e próximo da direção de declinação. O ângulo utilizado na pseudo-inclinação precisa ser maior para ruídos mais proeminentes (Li, 2008, pg. 4).

A figura a seguir destaca a faixa de latitudes magnéticas para as quais a filtragem da redução ao pólo se torna instável:

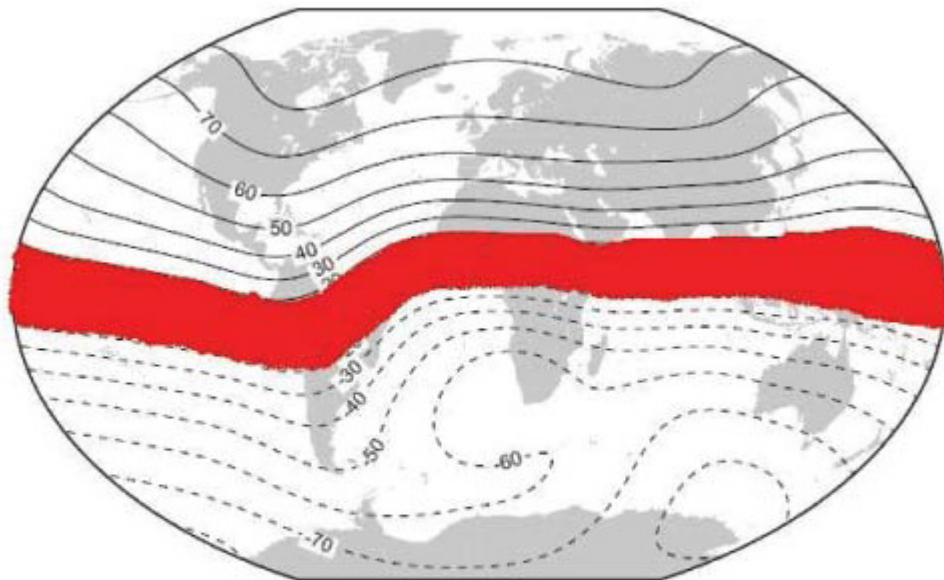


Figura 9: Mapa esquemático representando, em vermelho, a faixa de latitudes para as quais a redução ao pólo apresenta problemas de inconsistência numérica.

A Redução ao Pólo na Presença de Magnetização Remanente

A magnetização total em um corpo de fonte magnética é a soma vetorial da magnetização induzida com a magnetização remanente. Na maioria dos casos, a magnetização induzida se alinha com a direção do campo ambiental. A magnetização induzida é assumida como sendo a única, ou a dominante, componente da magnetização total; portanto, é uma direção a qual necessita ser conhecida. Adicionalmente, o efeito da magnetização remanente na presença de materiais fortemente magnéticos poderá alterar a direção da magnetização total. Neste caso, o pressuposto de que a magnetização total é alinhada com o campo induzido não é mais válido, e pode levar a interpretações errôneas de dados magnéticos (Dannemiller e Li, 2006, pg. 1).

A transformação da redução ao pólo só pode ser efetuada corretamente quando a direção da magnetização total é conhecida. A operação pode ainda ser efetuada numericamente mesmo se uma direção incorreta de magnetização é utilizada, mas a quantidade resultante não é o campo total reduzido ao pólo, mas será, em geral, mais assimétrico do que o campo magnético total real reduzido ao pólo. O problema de encontrar a correta direção de magnetização é, então, um dos principais na determinação da redução ao pólo quando o campo é menos assimétrico (Dannemiller e Li, 2006, pg. 2).

A seguir, temos uma série de figuras que ilustram o problema da magnetização remanente da aplicação da redução ao pólo:

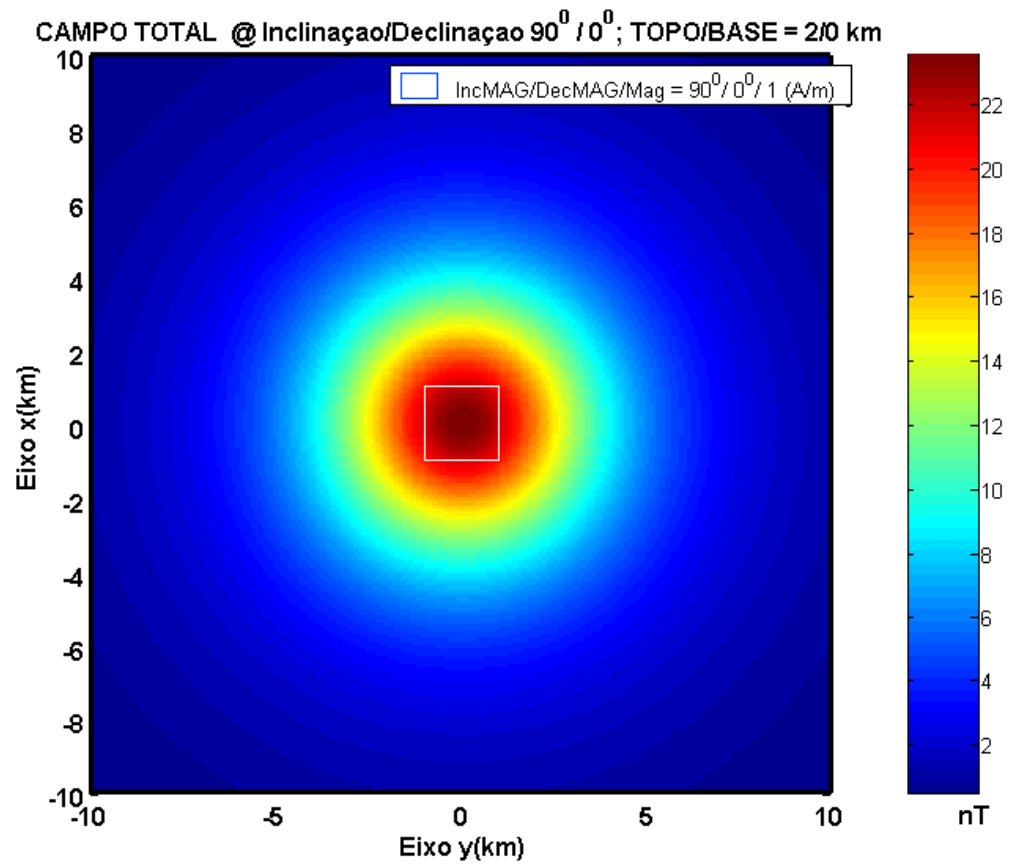


Figura 10: Anomalia gerada em uma rotina do MATLAB do Professor Dr. Marco Pólo Pereira Buonora. Neste caso, os valores da inclinação do campo total e da magnetização total são iguais a 90° . As declinações do campo total e da magnetização total foram consideradas nulas. A anomalia é perfeitamente monopolar e o prisma situa-se no centro da mesma.

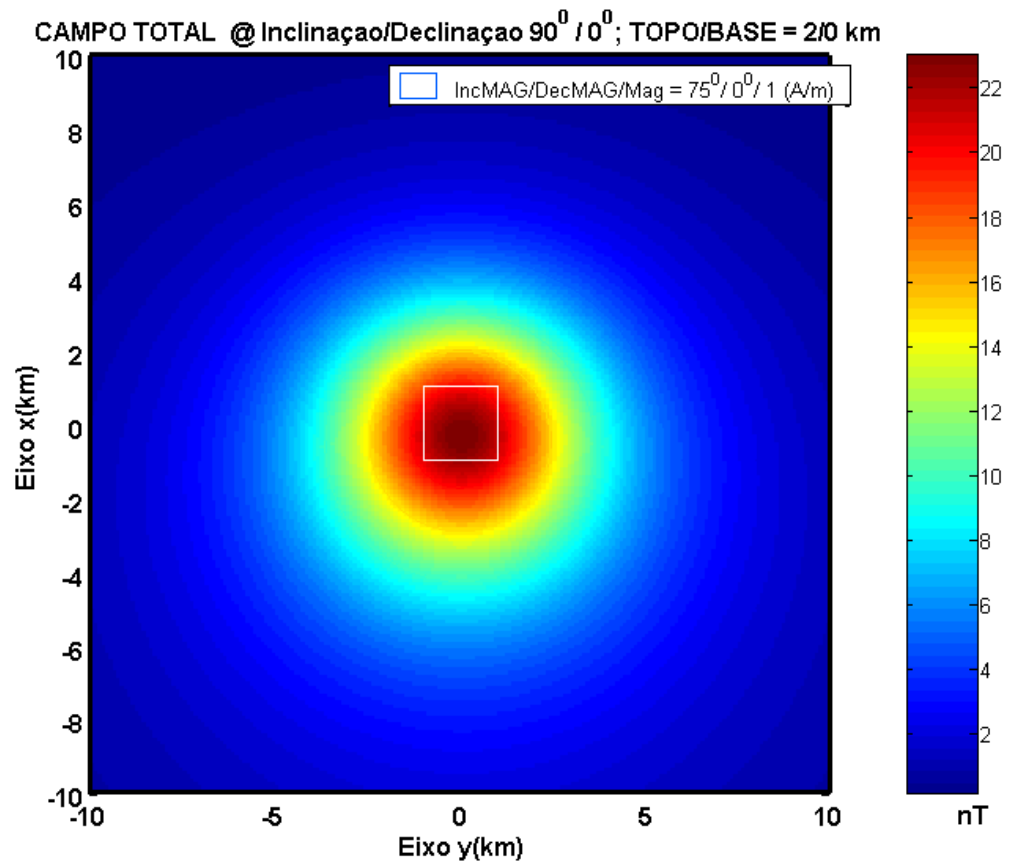


Figura 11: O efeito da magnetização remanente na forma da anomalia e no posicionamento da fonte prismática sobre o centro da mesma. Os valores da inclinação do campo (90°) e da magnetização total (75°) são distintos. Quanto maior esta diferença, mais problemática a caracterização da anomalia e a aplicação da redução ao pólo. As declinações foram consideradas nulas. Rotina no MATLAB gerada pelo Professor Dr. Marco Pólo Pereira Buonora.

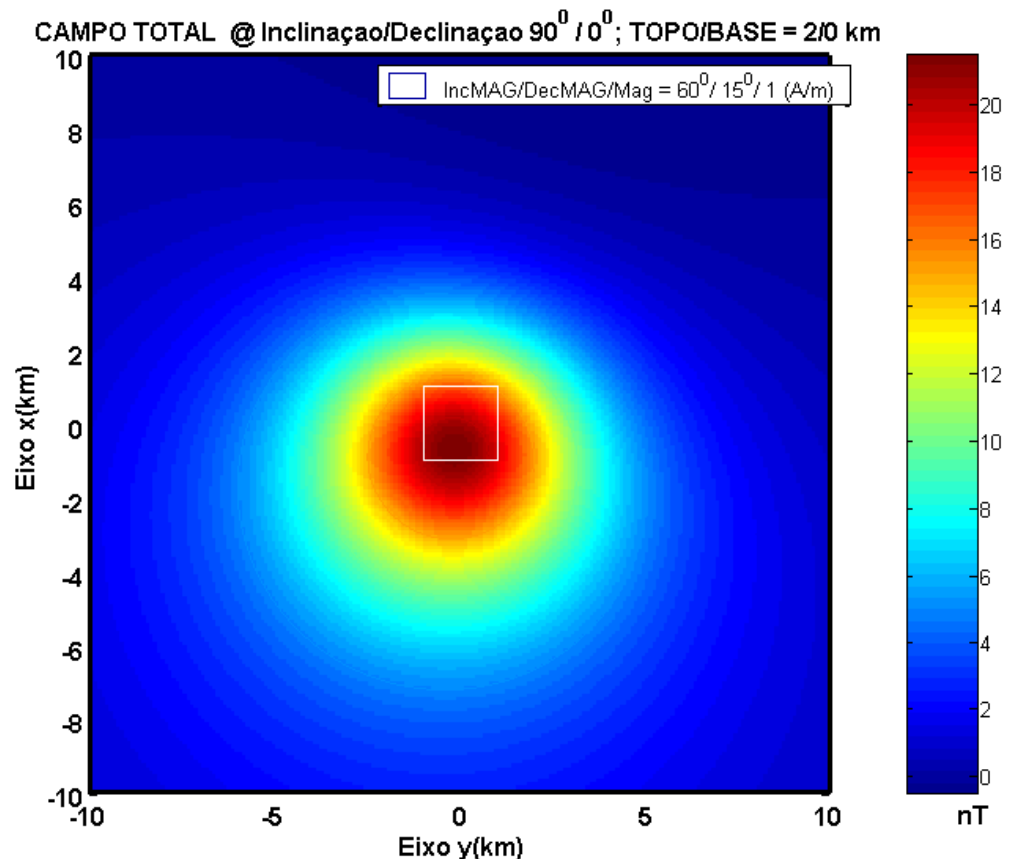


Figura 12: O efeito da magnetização remanente é ainda mais evidenciado pela maior diferença entre os valores de inclinação do campo total (90°) e da magnetização total (60°). A anomalia aparece na diagonal, pois foi considerado um valor de 15° na declinação da magnetização total, diferente do valor de 0° da declinação do campo total. Nota-se que o centro da fonte prismática não se localiza no centro da anomalia monopolar. Para diferenças muito acentuadas entre a inclinação da magnetização total e do campo total, a anomalia perde o seu caráter monopolar. Rotina no MATLAB gerada pelo Professor Dr. Marco Pólo Pereira Buonora.

APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS DOS DADOS SINTÉTICOS

A seguir temos uma tabela com a correlação para deslocamento nulo (*zero lag*) entre a derivada vertical e amplitude do sinal analítico aplicadas à anomalia reduzida ao pólo, relativas aos dados sintéticos do modelo do prisma vertical de base infinita. A coluna horizontal é relativa aos valores da inclinação do campo e a coluna vertical tem os valores da inclinação da magnetização total:

	0	15	30	45	60	75	90
0	0.806	0.446	0.515	0.369	0.151	0.002	0.285
15	0.806	0.570	0.820	0.776	0.649	0.346	0.769
30	0.806	0.633	0.868	0.893	0.868	0.778	0.838
45	0.806	0.735	0.828	0.860	0.895	0.875	0.903
60	0.806	0.759	0.736	0.834	0.905	0.925	0.944
75	0.806	0.683	0.700	0.805	0.891	0.933	0.963
90	0.806	0.616	0.670	0.779	0.874	0.932	0.968

Tabela 1: Correlação entre a inclinação do campo magnético e a inclinação da magnetização total para os dados sintéticos.

A correlação entre os valores das derivadas verticais e da amplitude do sinal analítico aplicados sobre a anomalia reduzida ao pólo, para diferentes valores de inclinação e de declinação magnética, é fornecida pela expressão abaixo:

$$C(I_M, D_M) = \frac{\sum (dv - \bar{dv})(sa - \bar{sa})}{\sqrt{\sum (dv - \bar{dv})^2 \sum (sa - \bar{sa})^2}} \quad (\text{Equação 15}), \text{ onde } dv \text{ é o valor da}$$

derivada vertical aplicada sobre a redução ao pólo, \bar{dv} é o valor médio de dv , sa é a amplitude do sinal analítico aplicada sobre a redução ao pólo, e \bar{sa} é a média de sa .

Temos ainda um gráfico de linhas de contorno para a tabela acima:

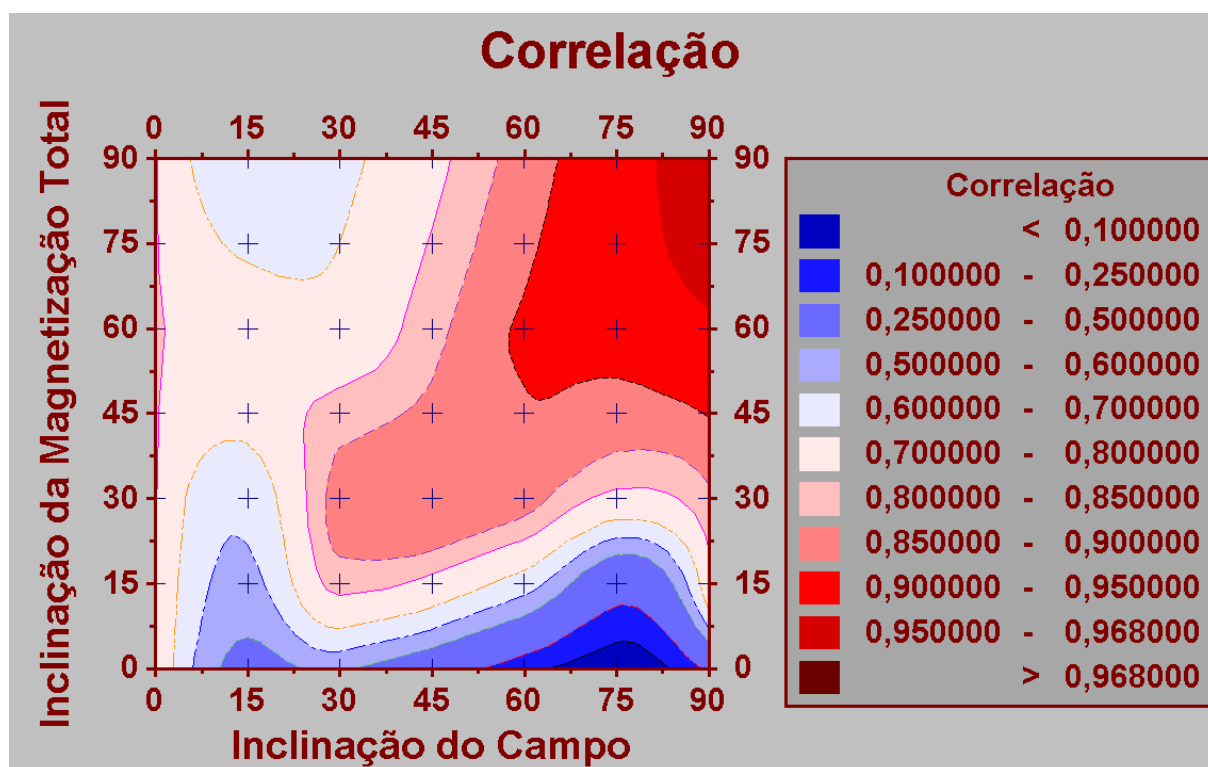


Figura 13: Gráfico ilustrando os valores das correlações entre a derivada vertical e a amplitude do sinal analítico aplicadas em anomalias reduzidas ao pólo para diversos valores de inclinação do campo e de inclinação da magnetização total.

Uma análise dos resultados da tabela da correlação e do gráfico nos leva ao fato de que os valores máximos de correlação ocorrem quando as inclinações da magnetização total e do campo são iguais. O maior valor de correlação foi 0.968, para o caso da inclinação do campo de 90° e para a inclinação da magnetização total de 90°. Quando a diferença entre os valores da inclinação do campo e da inclinação da magnetização total aumenta, a correlação diminui. Como a magnetização remanente é mais forte quando a diferença entre a inclinação do campo e a inclinação da magnetização total é maior, podemos afirmar que, quanto mais forte é a magnetização remanente, pior se torna a correlação entre a derivada vertical e amplitude do sinal analítico aplicadas sobre a anomalia reduzida ao pólo.

Isto reforça o fato de que a magnetização remanente dificulta a interpretação fidedigna de anomalias reduzidas ao pólo, principalmente em baixas latitudes, no

que concerne à forma e localização das mesmas. Portanto, o conhecimento da direção da magnetização total é muito importante para a correta interpretação de anomalias sobre as quais o filtro da redução ao pólo foi aplicado. Entretanto, podemos estabelecer uma nova relação entre a magnetização remanente e a correlação de dados de derivada vertical e da amplitude do sinal analítico sobre anomalias reduzidas ao pólo: a correlação diminui à medida que a magnetização remanente é mais forte, e vice-versa. Evidentemente, a metodologia empregada não é capaz de fornecer um valor numérico da magnetização remanente, mas pode fornecer uma noção qualitativa da influência da magnetização remanente sobre anomalias magnéticas.

Uma questão importante é que o valor máximo esperado (teórico) de correlação (1) não foi obtido, nem mesmo nos dados sintéticos, no caso onde poderia se supor que esse valor fosse encontrado: para uma inclinação do campo de 90° e para a direção de magnetização total também de 90° . A razão é simples: todas as operações de filtragem (redução ao pólo, derivada vertical e amplitude do sinal analítico) são numéricas, o que ocasiona a ocorrência de ruídos numéricos, que se propagam à medida que mais operações são efetuadas.

APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS DE DADOS REAIS

Arco Magmático de Mara Rosa (Estado de Goiás)

Neste caso, duas anomalias foram selecionadas e foram computadas a derivada vertical e a amplitude do sinal analítico para as anomalias reduzidas ao pólo, para vários valores de inclinação e de declinação do campo geomagnético. O valor para o qual a correlação cruzada de deslocamento zero entre os valores citados anteriormente é máxima nos fornece o melhor valor de inclinação e de declinação do campo geomagnético a ser aplicado na filtragem da redução ao pólo, sem prejuízo da magnetização remanente. Para os dados, temos acesso aos valores medidos (em campo) da inclinação e da declinação do campo geomagnético da região (-19.39° , -20.14°). Todas as operações foram efetuadas no *software Oasis montaj*. Comparamos estes resultados com aquele obtido para os cálculos com os valores de inclinação e declinação do campo geomagnético da área. Posteriormente, fazemos uma comparação dos mapas reduzidos ao pólo das anomalias para os valores conhecidos de inclinação e declinação do campo e para os valores de inclinação e declinação para os quais obtivemos a correlação máxima de deslocamento zero.

A área do levantamento está localizada na parte norte do Estado de Goiás, na região Centro-Oeste brasileira. O levantamento aerogeofísico constou do recobrimento de 36.569,731 km de perfis aeromagnetométricos de alta resolução, com linhas de vôo e controle espaçadas de 0,5 km e 5,0 km, respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W, envolvendo uma área de 15.890 km². A altura de vôo foi fixada em 100 m sobre o terreno ^(A).

Abaixo, temos o mapa da área inteira de levantamentos:

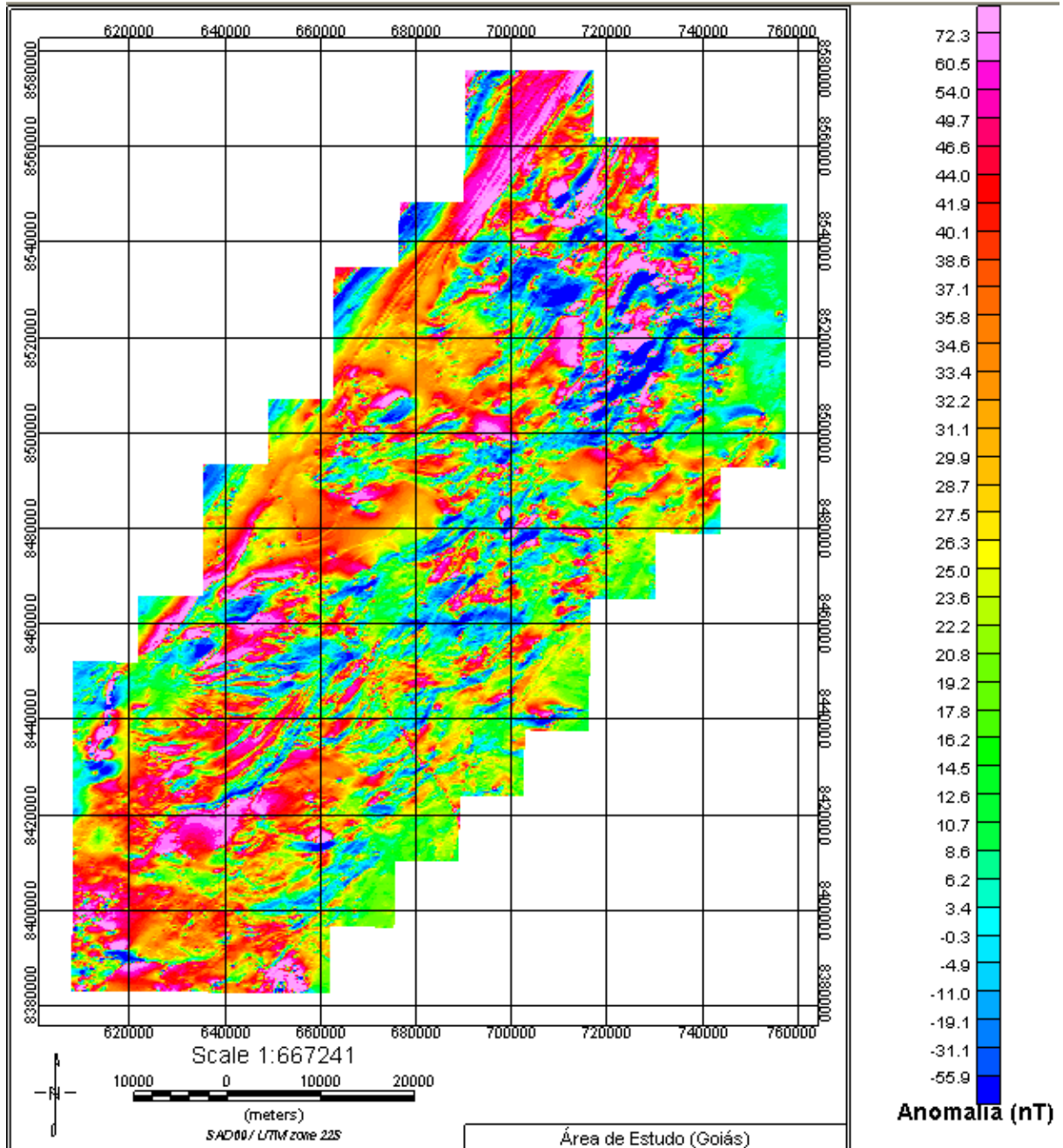


Figura 14: Mapa do campo magnético anômalo com indicação da área a ser estudada (anomalia destacada no retângulo escuro).

Apresenta-se a seguir o mapa da anomalia indicada a ser estudada:

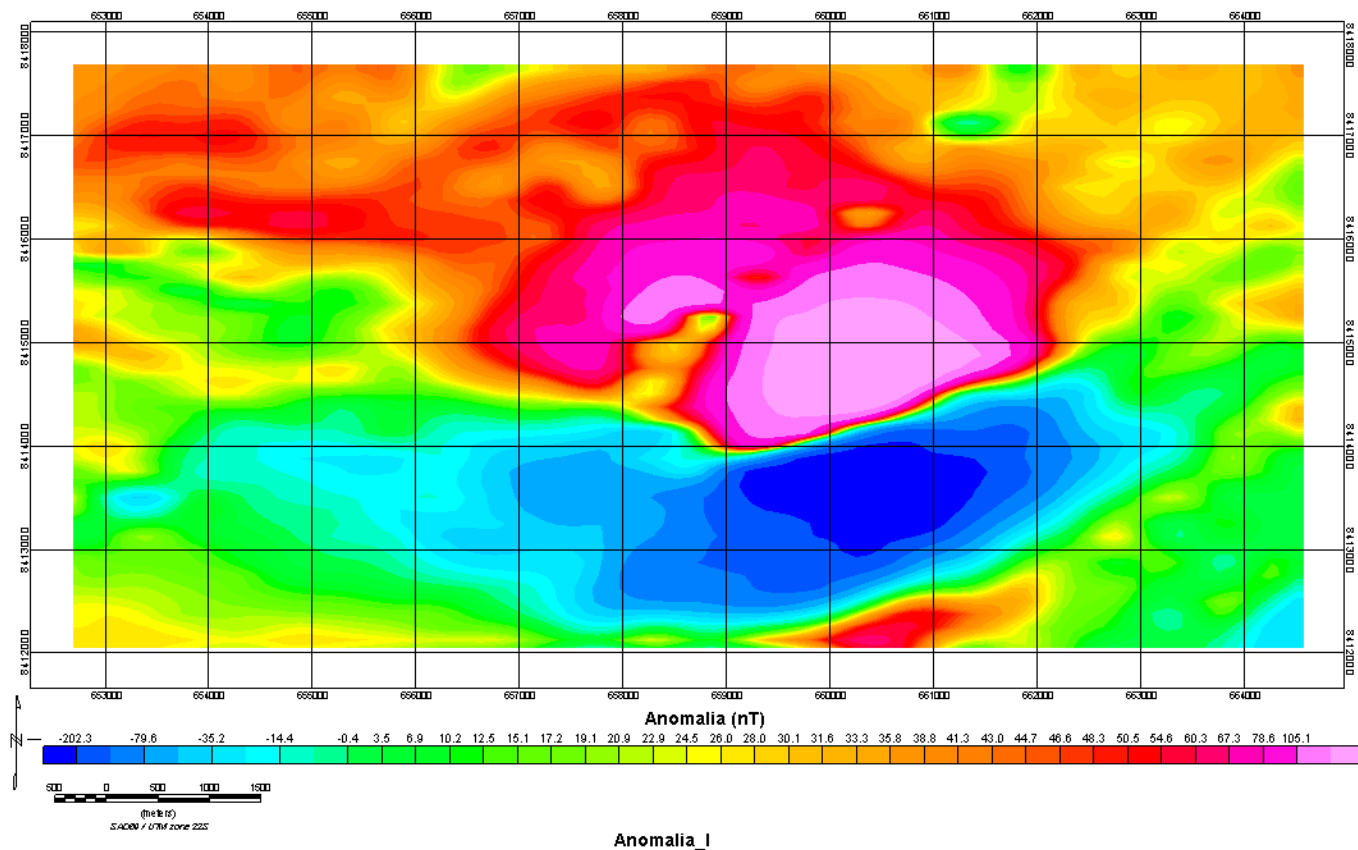


Figura 15: Anomalia extraída do mapa da área de estudo, em Goiás, em duas e três dimensões.

Para esta anomalia, o valor máximo da correlação para o deslocamento zero foi de 0.86, para uma inclinação do campo de -30° e uma declinação de 0° . O valor da correlação com deslocamento zero para os valores de inclinação e declinação medidos no campo (-19.39° para a inclinação e -20.14° para a declinação) foi de 0.544. A tabela a seguir ilustra os demais valores de correlação obtidos para os valores de inclinação e de declinação testados:

Inclinação/Declinação	0	30	60	90
0	0.30	0.86	0.57	0.17
30	0.29	0.80	0.52	0.17
60	0.26	0.58	0.27	0.17
90	0.01	0.02	0.11	0.17

Tabela 2: Valores de correlação para a anomalia extraída do mapa regional de Goiás.

A seguir, apresentamos os mapas da anomalia reduzida ao pólo para o par de inclinação/ declinação $(-30^{\circ}, 0^{\circ})$ e para o par de inclinação/ declinação $(-19.39^{\circ}, -20.14^{\circ})$, respectivamente, além das suas representações em três dimensões:

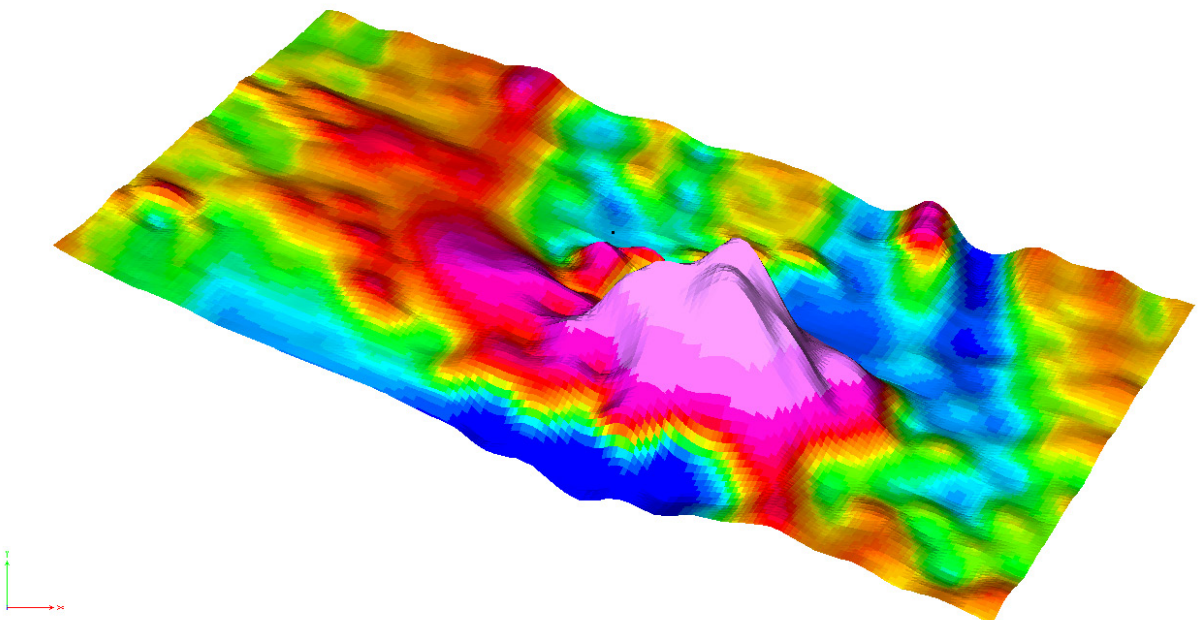
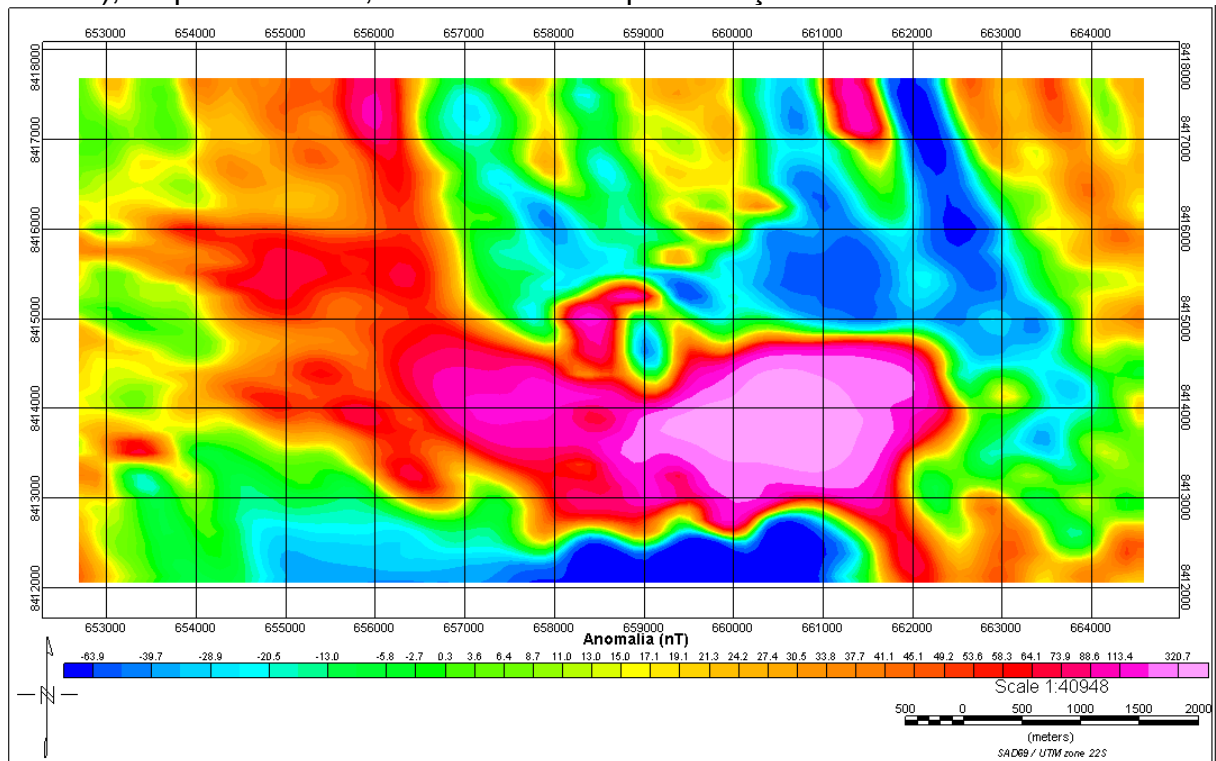


Figura 16: Mapas da anomalia reduzida ao pólo para os valores de inclinação/ declinação de $(-19.39^{\circ}, -20.14^{\circ})$ em duas e três dimensões. (acima) e para os valores de inclinação/ declinação de $(-30^{\circ}, 0^{\circ})$ (abaixo).

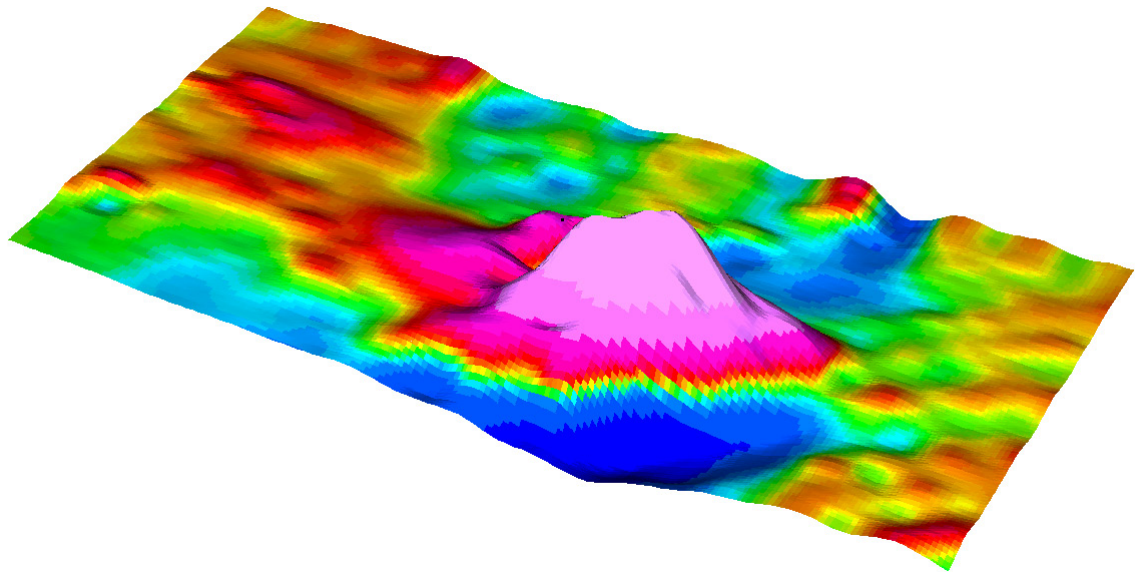
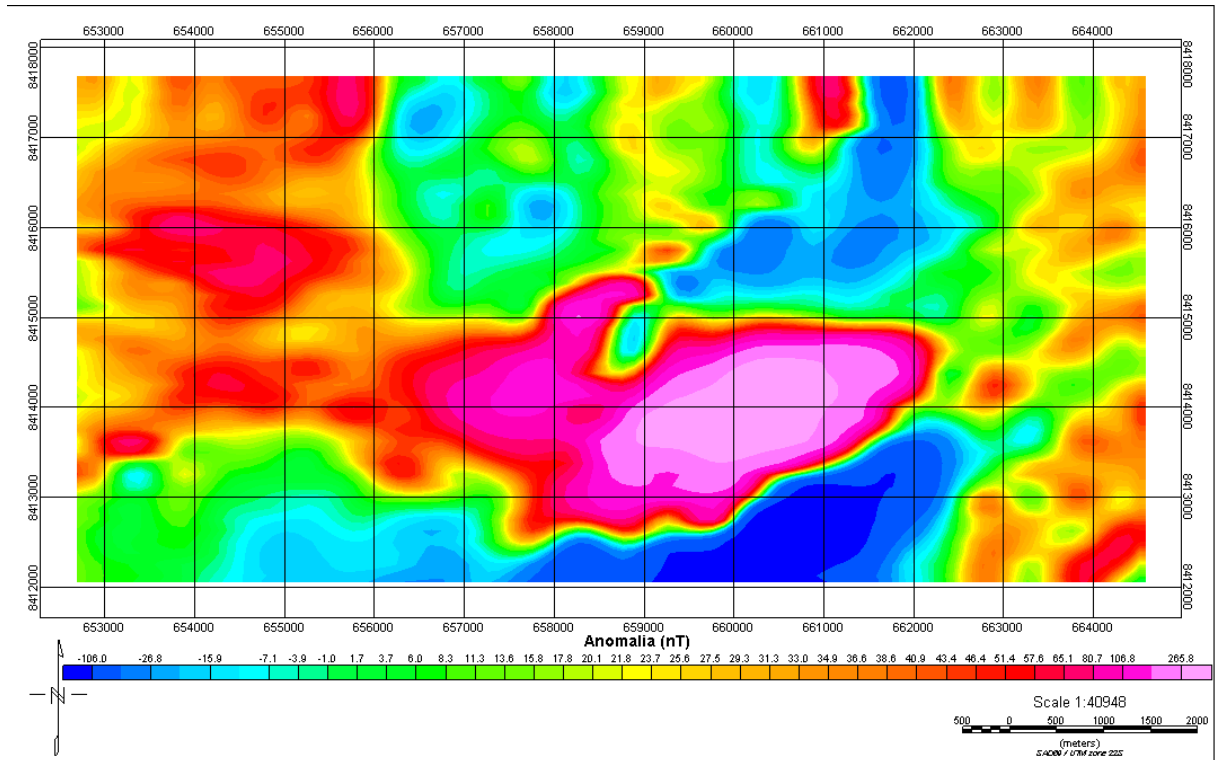


Figura 17: Mapas em duas e três dimensões da anomalia reduzida ao pólo para os valores de inclinação/ declinação de $(-30^\circ, 0^\circ)$.

Temos ainda os mapas da amplitude do sinal analítico sobre a anomalia reduzida ao pólo para os pares de inclinação/ declinação de $(-30^\circ, 0^\circ)$ e $(-19.39^\circ, -20.14^\circ)$:

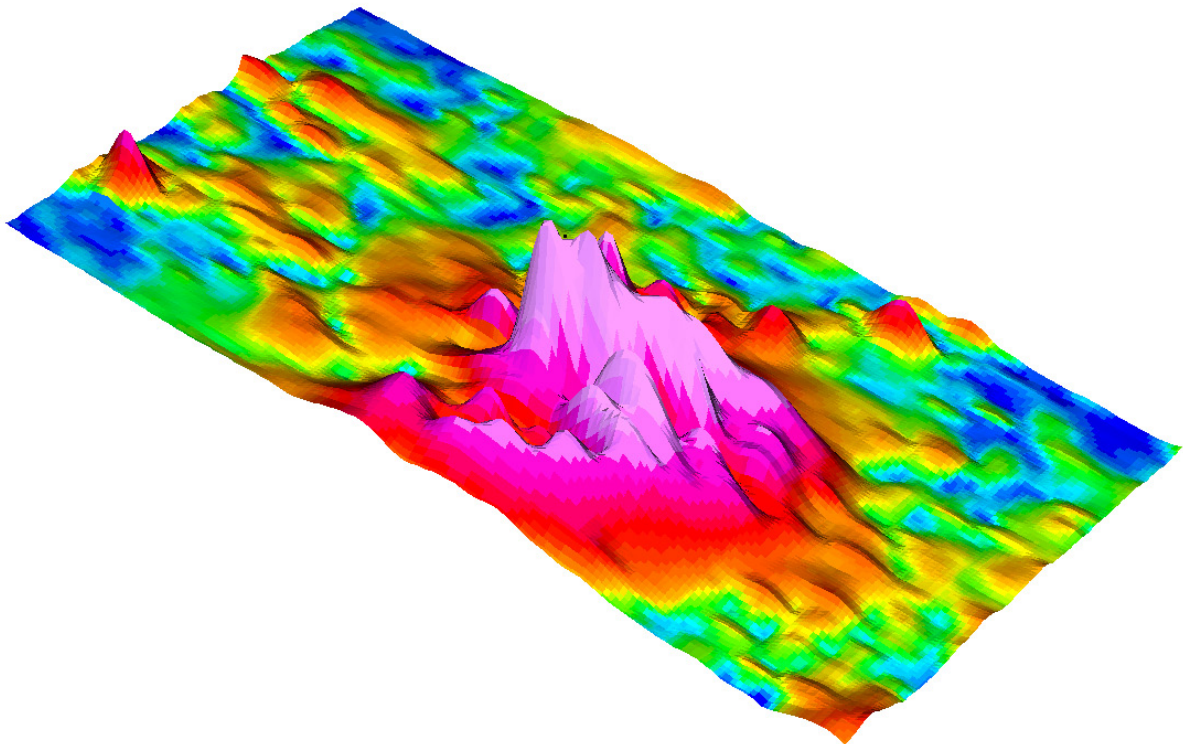
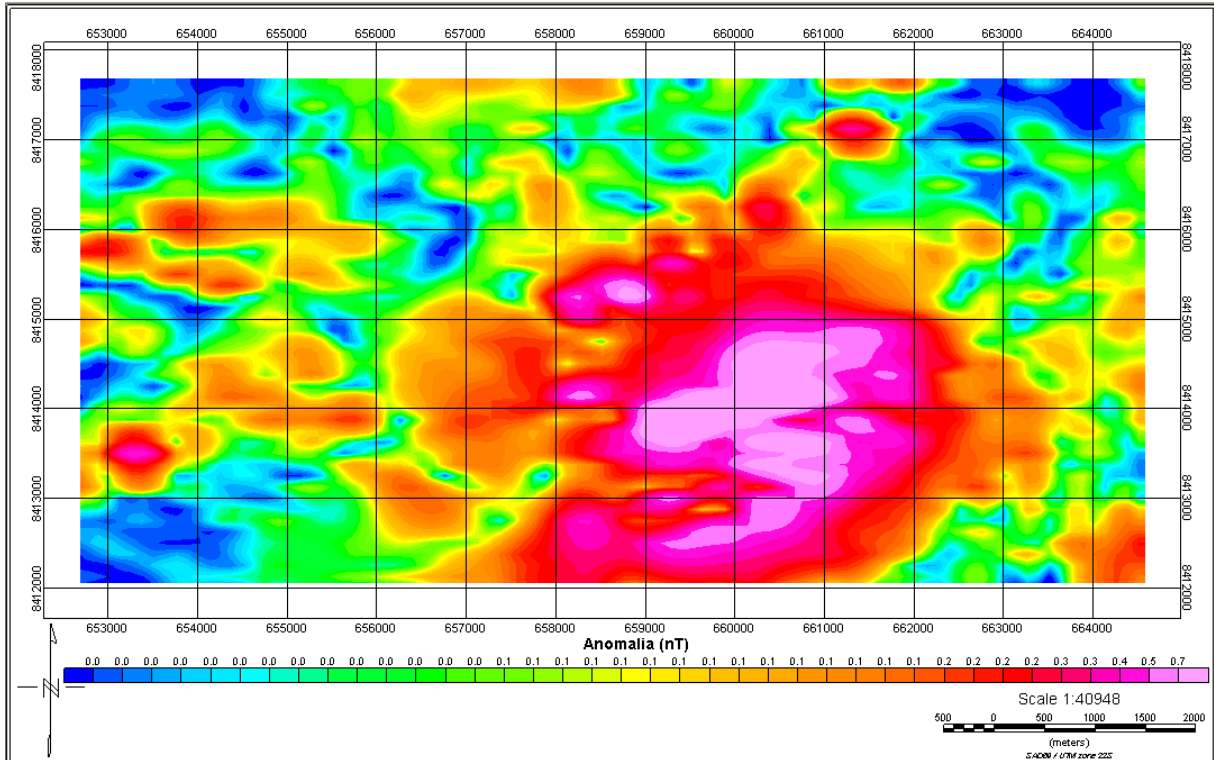


Figura 18: Mapas em duas e três dimensões da amplitude do sinal analítico aplicada sobre a anomalia reduzida ao pólo para os valores de inclinação/ declinação de $(-19.39^\circ, -20.14^\circ)$. para os valores de inclinação/ declinação de $(-30^\circ, 0^\circ)$ (abaixo).

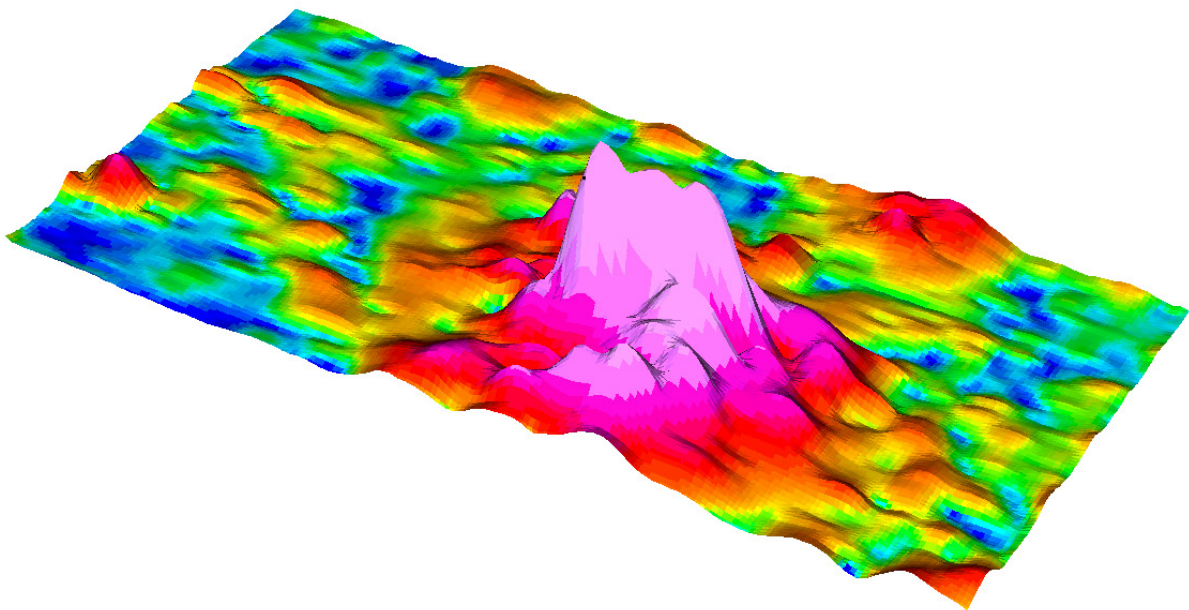
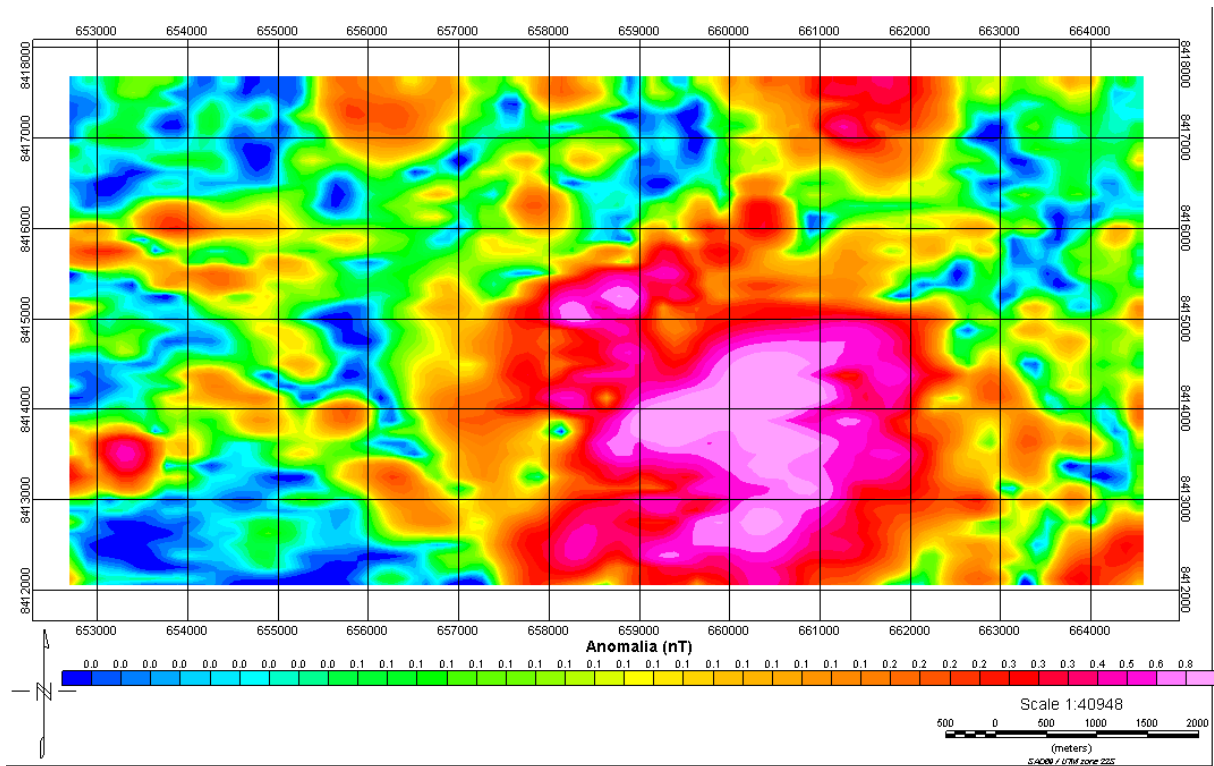


Figura 19: Mapas em duas e três dimensões da amplitude do sinal analítico aplicada sobre a anomalia reduzida ao pólo para os valores de inclinação/ declinação de $(-30^\circ, 0^\circ)$.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Livros

BLAKELY, Richard J. *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. 1 ed. Nova Iorque: Cambridge University Press, Cambridge, 1995. 441p.

BRIGHAM, E. Oran. *Fast Fourier Transform And Its Applications*. Prentice-Hall, Inc., 1988. 448 p.

TEIXEIRA, Wilson; DE TOLEDO, M. Cristina Motta; FAIRCHILD, Thomas Rich; TAIOLI, Fabio. *Decifrando a Terra*. 2 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. 568 p.

Artigos de periódicos

DANNEMILLER, Neal; LI, Yaoguo. *A new method for determination of magnetization direction*. *Geophysics*, 71, L69, 2006.

LI, Xiong. *Magnetic reduction-to-the-pole at low latitudes: Observations and considerations*. *The Leading Edge*, 27, 990, 2008.

MILLEGAN, Pat. *Broader Spectrum, fewer folks – gravity and magnetics*. *SEG@75*, v.24, S36-S41, 2005.

SILVA, J. B. C. . *Reduction To The Pole As An Inverse Problem And Its Application To Low Latitude Anomalies*. *Geophysics*, ESTADOS UNIDOS, v. 51, n. 2, p. 369-382, 1986.

^(A) Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás (1ª etapa), ARCO MAGMÁTICO DE MARA ROSA: RELATÓRIO FINAL DO LEVANTAMENTO E PROCESSAMENTO DOS DADOS MAGNETOMÉTRICOS E GAMAESPECTOMÉTRICOS; Volume I (Texto técnico); LASA Engenharia e Prospecções; CONVÊNIO SGM/TM /MME / SIC / SGM / FUNMINERAL (2004).

Citações

¹ NEEDHAM, J., *Science and Civilization in China*, Vol. 4, Physics and Physical Technology, Part 1, Physics, Cambridge University Press, Cambridge, 1962.

² MERRILL, R. T.; MCELHINNY, M. W. *The Earth's Magnetic Field, Its History, Origin and Planetary Perspective*. Academic Press, Londres, 1983.

³ HANNA, W. F. "Some historical notes on early magnetic surveying in the U.S. Geological Survey". *Geologic Application of Modern Aeromagnetic Surveys*, W. F. Hanna (ed.), p. 63-73, U.S Geological Survey Bulletin 1924, Denver, CO, 1990.

⁴ HEILAND, C. A., "Geophysical mapping from the air; its possibilities and advantages". *Engineering and Mining Journal* **136**, 1963. pg. 609-10.

⁵ JENSEN, H., "The airborne magnetometer", *Scientific American* **204**, 1961, p. 151-62.

- ⁶ REFORD, M.S. "*Magnetic method*". *Geophysics* **45**, 1985. pg. 1640-58.
- ⁷ RAFF, A. D.; MASON, R. G. "*Magnetic survey off the west coast of North America, 40°N latitude to 52°N latitude*". *Geological Society of America Bulletin* **72**, 1961. pg. 1267-70.
- ⁸ VINE, F. J.; MATHEUS, D. H. "*Magnetic anomalies over ocean ridges*". *Nature* **199**, 1963. pg. 947-9.
- ⁹ 186 MORLEY, L. W.; LAROCHELLE, A. "*Paleomagnetism as a means of dating geological events*". *Geochronology in Canada*. F. F. Osborne (ed.), pg.39-51, Royal Society of Canada Special Publication Number 8, University of Toronto Press. Toronto, 1964.
- ¹⁰ EVJEN, H. M. "*The place of the vertical gradient in gravitational interpretations*". *Geophysics* **1**, 1936. pg. 127-36.
- ¹¹ HENDERSON, R. G.; ZIETZ I. "*The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields*". *Geophysics* **14**, 1949. pg. 508-16.
- ¹² NABIGHIAN, M. N. "*The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: its properties and use for automated anomaly interpretation*". *Geophysics* **37**, 1972. pg. 507-17.
- ¹³ NABIGHIAN, M. N. "*Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section*". *Geophysics* **39**, 1974. pg. 85-92.
- ¹⁴ NABIGHIAN, M. N. "*Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations*". *Geophysics* **49**, 1984. pg. 780-6.
- ¹⁵ ROEST, W. R.; VERHOEF, J.; PILKINGTON, M. "*Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal*". *Geophysics* **57**, 1992. pg. 116-25.
- ¹⁶ ROEST, W. R.; ARKANI-HAMED, J.; VERHOEF, J. "*The seafloor spreading rate dependence of the anomalies skewness of marine magnetic anomalies*". *Geophysical Journal International* **109**, 1992. pg. 653-69.
- ¹⁷ ROEST, W. R.; PILKINGTON, M. "*Identifying remanent magnetization effects in magnetic data*". *Geophysics* **58**, 1993. pg. 653-9.
- ¹⁸ ROEST, W. R.; PILKINGTON, M. "*Identifying remanent magnetization effects in magnetic data*". *Geophysics* **58**, 1993. pg. 653-9.
- ¹⁹ ROEST, W. R.; ARKANI-HAMED, J.; VERHOEF, J. "*The seafloor spreading rate dependence of the anomalies skewness of marine magnetic anomalies*". *Geophysical Journal International* **109**, 1992. pg. 653-69.

