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

Desenvolvimento de metodologia para aplicar técnicas do paleomagnetismo em anomalias magnetométricas em crosta continental: aplicação a anomalias brasileiras.

Renato Cordani

Orientador: Wladimir Shukowsky

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica, do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, para a obtenção do título de Doutor em Ciências.

São Paulo - Brasil
Março - 2008

RESUMO

O presente trabalho apresenta uma nova metodologia multidisciplinar que é capaz de estimar a idade de uma rocha-fonte a partir de sua anomalia magnética apenas, usando dados magnetométricos aéreos ou terrestres. Parte-se de anomalias magnéticas preferencialmente isoladas, e cuja componente remanescente seja provável em função do formato da anomalia. A partir dela calculamos a direção total da magnetização e estudamos as possíveis razões entre as componentes induzidas e remanescentes. Posteriormente, determinamos o segmento de reta que congrega todas as paleopólos virtuais possíveis, e finalmente relacionamos esse segmento de reta à curva de Deriva Polar Aparente da placa tectônica na qual a anomalia está hospedada.

Aplicamos diversos testes de consistência na metodologia criada, usando exemplos sintéticos e reais, nas placas Sulamericana e Australiana.

Finalmente, aplicamos a metodologia em cinco (5) conhecidas anomalias do território brasileiro, produzidas por complexos alcalinos de idade Mesozóica. As idades aparentes obtidas através da metodologia criada em três das anomalias cujas idades radiométricas são bem conhecidas – Tapira, Araxá e Juquiá – são similares às idades publicadas. As idades aparentes obtidas através das outras duas anomalias cuja idade radiométrica é desconhecida – Registro e Pariqueraçu – foram coerentes relativamente ao contexto geológico.

Espera-se que a aplicação da metodologia ora criada possa contribuir para o conhecimento geológico das rochas fontes de anomalias magnéticas da Crosta Continental, especialmente nos casos em que as rochas sejam desconhecidas, cobertas por sedimentos ou não adequadamente amostradas.

ABSTRACT

The present work is a new multi-disciplinary methodology that estimates the age of a source rock from its magnetic anomaly only, taken directly from the airborne or ground magnetic data. The idea is to use those anomalies in which a strong remanent magnetic component is likely to occur, calculate from the magnetic anomaly the total magnetization and study the possible ratios between induced and remanence. Next, the line segment linking all virtual paleogeographic poles of this anomaly will be built, and finally this segment will be related with the position, on a paleogeographic projection, of the appropriate age fragment of the APWP curve.

We ran several applications to test the efficiency of the methodology, both using synthetic and real examples. Tests were performed in two different tectonic plates, South American and Australian.

Finally, we applied this procedure on five (5) well known magnetic anomalies of the South American plate, produced by alkaline complexes of Mesozoic age. The apparent ages obtained from the methodology application on three of the anomalies, where the radiometric age of the source rock is known – Tapira, Araxá and Juquiá – were reasonably close to the published ages. The apparent ages of the other two, obtained from anomalies in which the age of the source rock is not known – Registro and Pariqueraçu magnetic anomalies – were coherent relative to the geologic context.

We expect that the application of the the developed methodology as a reconnaissance geochronological tool may contribute to geological knowledge over continental areas, especially when the source rocks of the magnetic anomalies are unknown or buried below superficial sediments.

ÍNDICE:

1) INTRODUÇÃO	15
2) REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	21
2.1 <i>Seamounts</i>	21
2.2 Cálculo de magnetização a partir de anomalias	23
2.3 Interpretação e inversão de anomalias magnéticas	25
2.4 Curvas de deriva polar aparente	26
3) DESENVOLVIMENTO DA METODOLOGIA	29
4) TESTES DE CONSISTÊNCIA DA METODOLOGIA	38
4.1 Critério MaxiMin: estimativa da acurácia	38
4.1.1 Simulação numérica com direção de magnetização constante	40
4.1.2 Simulação numérica com direção de magnetização variável	46
4.2 Testes em anomalias reais do Continente australiano	54
4.2.1 Área Wangaratta Granito nº 198	56
4.2.2 Área Wangaratta Granito nº 208	57
4.2.3 Área Wangaratta anomalia Wabonga	58
4.2.4 Tonalito	59
4.2.5 MLIC	60
4.2.6 Resumo dos Testes com rochas reais na Austrália	61
4.3 Testes Sintéticos	64

<u>5) APLICAÇÃO EM ANOMALIAS NO TERRITÓRIO BRASILEIRO</u>	<u>74</u>
5.1 Anomalia de Tapira	76
5.2 Anomalia de Juquiá	81
5.3 Anomalia de Pariqueraçu	87
5.4 Anomalia de Registro	92
5.5 Anomalia de Araxá	96
5.6 Resumo da aplicação da metodologia nas anomalias brasileiras	100
<u>6) CONCLUSÕES</u>	<u>103</u>
6.1 Visão de futuro e sugestões	104
<u>7) REFERÊNCIAS</u>	<u>106</u>

LISTAGEM DAS FIGURAS:

CAPÍTULO 1:

FIGURA 1.1: *Distribuição da intensidade do campo magnético terrestre (IGRF 1990) segundo Blakely (1996).*

FIGURA 1.2: *Distribuição das inclinações do campo magnético terrestre (IGRF 1990) segundo Blakely (1996).*

FIGURA 1.3: *Distribuição das declinações do campo magnético terrestre (IGRF 1990) segundo Blakely (1996).*

FIGURA 1.4: *perfis do campo magnético induzido pela rocha representada em verde nos três países (int, i, d).*

CAPÍTULO 2:

FIGURA 2.1: *transcrevo a legenda da figura acima no Kubota e Uchiyama (2005). Resultados da inversão. (a) magnetizações, (b): componentes horizontais, (c): inclinações. K.F.Z: zona de fratura de Kashima. Zonas hachureadas em azul: áreas com magnetização reversa.*

FIGURA 2.2 - *Comparação entre três curvas de deriva polar aparente da América do Sul.*

CAPÍTULO 3:

FIGURA 3.1: *Campo magnético induzido em diferentes latitudes magnéticas.*

FIGURA 3.2 – *Valores do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Registro plotado no diagrama de paleopólos.*

FIGURA 3.3 – *Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual da anomalia de Registro, para diferentes valores de Q.*

CAPÍTULO 4:

FIGURA 4.1 - Geometria dos modelos para simulação numérica, formados por nove blocos cúbicos com 100 metros de lado. Foram consideradas três orientações espaciais distintas, identificadas como geometria (I) (II) e (III), correspondentes respectivamente ao eixo de maior alongamento, eixo de alongamento intermediário e eixo de menor alongamento dirigidos segundo a vertical. O topo dos modelos está 500 metros abaixo do plano de observação.

FIGURA 4.2 - Exemplo 1. Geometria (I) com direção de magnetização constante. Losango: direção do campo de referência. Círculos: direção de magnetização. Em azul, magnetização do modelo. Em vermelho, magnetização estimada pelo critério MaxiMin. Direções representadas em projeção azimutal de igual área, segundo a convenção usual: inclinações positivas são representadas por símbolos cheios; inclinações negativas representadas por símbolos vazados.

FIGURA 4.3 - Exemplo 2. Geometria I com direção de magnetização constante. Losango: direção do campo de referência. Círculos: direção de magnetização. Em azul, magnetização do modelo. Em vermelho, magnetização estimada pelo critério MaxiMin. Projeção azimutal de igual área. Símbolos cheios: inclinações positivas Símbolos vazados: inclinações negativas.

FIGURA 4.4 - Exemplo 3. Geometria I com direção de magnetização constante. Losango: direção do campo de referência. Círculos: direção de magnetização. Em azul, magnetização do modelo. Em vermelho, magnetização estimada pelo critério MaxiMin. Projeção azimutal de igual área. Símbolos cheios: inclinações positivas Símbolos vazados: inclinações negativas.

FIGURA 4.5 – (A) Rotações para posicionamento das direções de magnetização do modelo no pólo. (B) Erro das estimativas MaxiMin (distâncias ao pólo).

FIGURA 4.6 - Resultado de 200 simulações referentes ao modelo com geometria (I) e com direção de magnetização constante. (A) direções do campo de referência escolhidas aleatoriamente. (B) direções de magnetização do modelo escolhidas aleatoriamente (em azul) e estimadas pelo critério MaxiMin (em vermelho).

FIGURA 4.7 – Erro das estimativas de direção de magnetização segundo o critério MaxiMin para o conjunto de 200 simulações aplicadas ao modelo com geometria (I) e com direção de magnetização constante, mostradas na Figura 4.1. O círculo de confiança de 95% é uma medida da acurácia das estimativas.

FIGURA 4.8 – Erro das estimativas de direção de magnetização segundo o critério MaxiMin e o correspondente círculo de confiança de 95% para o conjunto de 200 simulações aplicadas ao modelo com geometria (II) e com direção de magnetização constante.

FIGURA 4.9 – Erro das estimativas de direção de magnetização segundo o critério MaxiMin e o correspondente círculo de confiança de 95% para o conjunto de 200 simulações aplicadas ao modelo com geometria (III) e com direção de magnetização constante.

FIGURA 4.10 – Erro das estimativas de direção de magnetização segundo o critério MaxiMin e o correspondente círculo de confiança de 95% para o conjunto de 600 simulações aplicadas aos modelos com geometria (I), (II) e (III) e com direção de magnetização constante.

FIGURA 4.11 – Arranjo de magnetização com direção variável, aplicado a simulações numéricas segundo as geometrias (I), (II), (III) mostradas na Figura 4.1. A intensidade da magnetização é constante para todos os blocos, sendo as direções de magnetização dispostas regularmente como geratrizes de um cone com ângulo de abertura do vértice igual a 20 graus. A magnetização integrada (momento magnético total) do modelo é dirigida segundo o eixo do cone.

FIGURA 4.12 - Exemplo 1. Geometria (I) com direção de magnetização variável. Losango: direção do campo de referência. Quadrados: direções de magnetização dos blocos cúbicos do modelo. Círculos: direção da magnetização integrada do modelo (em azul) e estimada pelo critério MaxiMin (em vermelho). Projeção azimutal de igual área. Símbolos cheios: inclinações positivas Símbolos vazados: inclinações negativas.

FIGURA 4.13 - Exemplo 2. Geometria (II) com direção de magnetização variável. Losango: direção do campo de referência. Quadrados: direções de magnetização dos blocos cúbicos do

modelo. Círculos: direção da magnetização integrada do modelo (em azul) e estimada pelo critério MaxiMin (em vermelho). Projeção azimutal de igual área. Símbolos cheios: inclinações positivas. Símbolos vazados: inclinações negativas.

FIGURA 4.14 - *Exemplo 3. Geometria (III) com direção de magnetização variável. Losango: direção do campo de referência. Quadrados: direções de magnetização dos blocos cúbicos do modelo. Círculos: direção da magnetização integrada do modelo (em azul) e estimada pelo critério MaxiMin (em vermelho). Projeção azimutal de igual área. Símbolos cheios: inclinações positivas. Símbolos vazados: inclinações negativas.*

FIGURA 4.15 - *Resultado de 200 simulações referentes ao modelo com geometria (I) e com direção de magnetização variável. (A) direções do campo de referência escolhidas aleatoriamente. (B) direções da magnetização integrada do modelo escolhidas aleatoriamente (em azul) e estimadas pelo critério MaxiMin (em vermelho).*

FIGURA 4.16 – *Erro das estimativas de direção de magnetização integrada segundo o critério MaxiMin para o conjunto de 200 simulações aplicadas ao modelo com geometria (I) e com direção de magnetização variável. O círculo de confiança de 95% é uma medida da acurácia das estimativas.*

FIGURA 4.17 – *Erro das estimativas de direção de magnetização integrada segundo o critério MaxiMin para o conjunto de 200 simulações aplicadas ao modelo com geometria (II) e com direção de magnetização variável.*

FIGURA 4.18 – *Erro das estimativas de direção de magnetização integrada segundo o critério MaxiMin para o conjunto de 200 simulações aplicadas ao modelo com geometria (III) e com direção de magnetização variável.*

FIGURA 4.19 – *Erro das estimativas de direção de magnetização segundo o critério MaxiMin e o correspondente círculo de confiança de 95% para o conjunto de 600 simulações aplicadas aos modelos com geometria (I), (II) e (III) e com direção de magnetização variável.*

FIGURA 4.20 – *Localização das anomalias magnéticas no continente australiano utilizadas nesse estudo. A rocha-fonte de cada anomalia real foi datada por geocronologia, com valores de idade publicados.*

FIGURA 4.21 – *Anomalia magnética (trend de ordem 2 removido) do granito nº 198.*

FIGURA 4.22 – *Anomalia magnética (trend de ordem 2 removido) do granito nº 208.*

FIGURA 4.23 – *Anomalia magnética (trend de ordem 2 removido) da intrusão denominada Wabonga.*

FIGURA 4.24 – *Anomalia magnética (trend de ordem 2 removido) do Tonalito.*

FIGURA 4.25 – *Anomalia magnética (trend de ordem 2 removido) do MLIC.*

FIGURA 4.26 – *Curva de deriva polar aparente (APWP) para a Austrália e posição do pólo magnético virtual das anomalias utilizadas, para diferentes valores de Q . Ao lado do nome das anomalias está a idade das rochas obtidas através de geocronologia.*

FIGURA 4.27: *Localização geográfica das quatro posições utilizadas para os testes sintéticos no continente australiano.*

FIGURA 4.28: *Parâmetros espaciais do corpo sintético.*

FIGURA 4.29: *formato em planta e perspectiva do corpo sintético que utilizamos para gerar as anomalias.*

FIGURA 4.30: *resultados da aplicação da metodologia nas oito anomalias sintéticas australianas.*

Posição 1 = laranja; Posição 2 = azul; Posição 3 = verde; Posição 4 = preto.

FIGURA 4.31: *zoom nos resultados da aplicação da metodologia nas simulações 420Ma.*

Posição 1 = laranja; Posição 2 = azul; Posição 3 = verde; Posição 4 = preto.

FIGURA 4.32: *zoom nos resultados da aplicação da metodologia nas simulações 760Ma.*

Posição 1 = laranja; Posição 2 = azul; Posição 3 = verde; Posição 4 = preto.

CAPÍTULO 5:

FIGURA 5.1 – *Localização das anomalias magnéticas no Brasil utilizadas nesse estudo.*

FIGURA 5.2 – *Mapa geológico do complexo ultrabásico carbonatítico de Tapira (Melo 1997)*

FIGURA 5.3: *Mapa magnético do convênio Geofísico Brasil – Alemanha (1971)*

FIGURA 5.5 – *Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual da anomalia de Tapira, para diferentes valores de Q .*

FIGURA 5.6 – *Localização da anomalia de Juquiá no mapa magnético do Sul do Estado de São Paulo.*

FIGURA 5.7: *Janelas do aerolevanteamento na região da anomalia de Juquiá. À esquerda, campo magnético reduzido do IGRF e à direita, o campo magnético total reduzido do IGRF com trend de ordem 2 removido.*

FIGURA 5.8 – *Mapa geológico esquemático do complexo alcalino de Juquiá (modificado de Born 1971 e Beccaluva et al.1992).*

FIGURA 5.9 – *Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual da anomalia de Juquiá, para diferentes valores de Q .*

FIGURA 5.10 – *anomalia de Juquiá – zoom.*

FIGURA 5.11 – *Localização da anomalia de Pariqueraçu no mapa magnético do Sul do Estado de São Paulo.*

FIGURA 5.12: *Janelas do aerolevanteamento na região da anomalia de Pariqueraçu. À esquerda, campo magnético reduzido do IGRF e à direita, o campo magnético total reduzido do IGRF com trend de ordem 2 removido.*

FIGURA 5.13 – *Mapa geológico esquemático do complexo alcalino de Pariqueraçu (segundo Coutinho et al. (2004)).*

FIGURA 5.14 – *Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual da anomalia de Pariqueraçu, para diferentes valores de Q .*

FIGURA 5.15 – *anomalia de Pariqueraçu – zoom.*

FIGURA 5.16 – *Localização da anomalia de Registro no mapa magnético do Sul do Estado de São Paulo.*

FIGURA 5.17: *Janelas do aerolevantamento na região da anomalia de Registro. À esquerda, campo magnético reduzido do IGRF e à direita, o campo magnético total reduzido do IGRF com trend de ordem 2 removido.*

FIGURA 5.18 – *Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual da anomalia de Registro, para diferentes valores de Q .*

FIGURA 5.19 – *Localização da anomalia de Araxá no mapa magnético do Convênio Brasil - Alemanha.*

FIGURA 5.20 – *Janelas do aerolevantamento na região da anomalia de Araxá. À esquerda, campo magnético reduzido do IGRF e à direita, o campo magnético total reduzido do IGRF com trend de ordem 2 removido.*

FIGURA 5.21 – *Mapa geológico do complexo alcalino-carbonatítico de Araxá (Silva 1986).*

FIGURA 5.22 – *Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual da anomalia de Araxá, para diferentes valores de Q .*

FIGURA 5.23 – *Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual das anomalias utilizadas, para diferentes valores de Q .*

LISTAGEM DAS TABELAS:

CAPÍTULO 1:

TABELA 1.1: *comparação entre intensidade e direção dos campos magnéticos do Brasil, Canadá e Austrália.*

CAPÍTULO 2:

TABELA 2.1: *pólos paleomagnéticos médios do APWM de Ernesto (2006).*

CAPÍTULO 3:

TABELA 3.1 – *Coordenadas do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Registro, para diferentes valores da razão de Koenigsberger Q .*

CAPÍTULO 4:

TABELA 4.1 – *Exemplos de simulação numérica. Geometria (I) com direção de magnetização constante. Todos os valores angulares em graus e fração decimal.*

TABELA 4.2 – *Erro da estimativa das direções de magnetização pelo critério MaxiMin para os exemplos apresentados na Tabela 4.1. Todos os valores angulares em graus e fração decimal.*

TABELA 4.3 – *Círculo de confiança de 95% do erro de estimativas de direção de magnetização para os geometrias (I), (II) e (III) e direção de magnetização constante. Valores angulares em graus e fração decimal.*

TABELA 4.4 – *Exemplos de simulação numérica. Geometria (I) com direção de magnetização variável. Todos os valores angulares em graus e fração decimal.*

TABELA 4.5 – *Círculo de confiança de 95% do erro de estimativas de direção da magnetização integrada para as geometrias (I), (II) e (III), conforme a Figura 3.3.1, e direção de magnetização variável. Valores angulares em graus e fração decimal.*

TABELA 4.6 – *Localização e direção do campo atual para as anomalias da Austrália utilizadas.*

TABELA 4.7 – *Direção da magnetização estimadas para as anomalias da Austrália utilizadas. (a) Inicial. (b) Final, em correspondência ao valor de Q escolhido.*

TABELA 4.8 – *Coordenadas do pólo magnético virtual estimadas para as anomalias da Austrália utilizadas. (a) Inicial. (b) Final, em correspondência ao valor de Q escolhido.*

TABELA 4.9 – *informações iniciais dos dois corpos sintéticos.*

TABELA 4.10 – *resultados das aplicações da metodologia nas anomalias sintéticas.*

TABELA 4.11 – *legenda de cores para as retas resultantes da aplicação da metodologia nos modelos sintéticos.*

CAPÍTULO 5:

TABELA 5.1 – Localização e direção do campo atual para as anomalias do Brasil.

TABELA 5.2 – Coordenadas do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Tapira, para diferentes valores da razão de Koenigsberger Q .

TABELA 5.3 – Coordenadas do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Juquiá, para diferentes valores da razão de Koenigsberger Q .

TABELA 5.4 – Coordenadas do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Pariqueraçu, para diferentes valores da razão de Koenigsberger Q .

TABELA 5.5 – Coordenadas do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Registro, para diferentes valores da razão de Koenigsberger Q .

TABELA 5.6 – *Coordenadas do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Araxá, para diferentes valores da razão de Koenigsberger Q .*

TABELA 5.7 – *Direções das magnetizações estimadas para as anomalias do Brasil. (a) Inicial. (b) Final, em correspondência ao valor de Q escolhido.*

TABELA 5.8 – *Coordenadas do pólo magnético virtual estimadas para as anomalias da Brasil. (a) Inicial. (b) Final, em correspondência ao valor de Q escolhido. Idade aparente das intrusões, segundo o Q escolhido, e idade radiométrica das intrusões cuja fonte foi interceptada.*

1) INTRODUÇÃO:

O presente trabalho visa criar uma metodologia que permita partir de uma anomalia magnética, isolar a componente remanescente e aplicar os resultados a estudos paleomagnéticos e geocronológicos. Essa metodologia aplica as propriedades do paleomagnetismo sem no entanto fazer medidas de laboratório, trabalhando apenas com a anomalia magnética detectada por aerolevantamentos ou através de magnetometria terrestre.

A idéia de estudar anomalias magnéticas aplicando-as a estudos paleomagnéticos remonta ao estudo realizado desde a década de 70 nos *Seamounts*, nome dado aos montes vulcânicos submarinos. O estudo paleomagnético tradicional dos *Seamounts* é dificultado pelo alto custo de obtenção de amostras da rocha, mas por outro lado a facilidade de se obter a geometria das fontes através da batimetria fez com que estudos a partir das suas anomalias magnéticas prosperassem.

Em áreas continentais ocorre a situação inversa: a facilidade e baixo custo de obtenção de amostras favorecem a aplicação das técnicas clássicas do paleomagnetismo, o que explica o fato de que investigações paleomagnéticas com base em análise de anomalias magnéticas não tenham prosperado. No entanto, o desenvolvimento de uma metodologia que permitisse chegar a conclusões equivalentes às do paleomagnetismo, a partir da análise de anomalias magnéticas de corpos intrusivos em áreas continentais, poderia contribuir para a melhor determinação de curvas de deriva polar aparente, para a estimativa da idade de intrusões e para a interpretação e o modelamento de anomalias magnéticas.

A metodologia é, conforme dito acima, baseada no isolamento da componente remanescente da anomalia magnética. Esse estudo da componente remanescente é particularmente importante no território brasileiro, no qual o campo induzido é mais fraco (ver figuras 1 a 4). Praticamente toda a literatura de magnetometria aplicada foi escrita no Canadá ou Austrália. Esses dois países são os que notadamente têm maior uso de magnetometria aplicada à mineração e *know how* em aerolevantamentos magnéticos. Coincidência ou não, esses dois países têm no tempo presente um campo magnético bastante peculiar: ambos estão no topo da escala de intensidade do campo (*field strength*) e adicionalmente são comparativamente os países mais próximos dos pólos magnéticos (Canadá do pólo Norte e Austrália do pólo Sul).

As figuras a seguir mostram a distribuição da intensidade, declinação e inclinação do campo magnético no planeta Terra:

FIGURA 1.1: *Distribuição da intensidade do campo magnético terrestre (IGRF 1990) segundo Blakely (1996).*

FIGURA 1.2: *Distribuição das inclinações do campo magnético terrestre (IGRF 1990) segundo Blakely (1996).*

FIGURA 1.3: Distribuição das declinações do campo magnético terrestre (IGRF 1990) segundo Blakely (1996).

A tabela abaixo mostra valores médios assumidos para comparação generalista entre os campos magnéticos do Brasil, Canadá e Austrália:

País	Indução magnética	Inclinação	Declinação
BRASIL	~ 23.000 nT	~ 0 a -30 ~	~ 0 a -20
CANADÁ	~ 60.000 nT	70 a 80	-40° a +40° ~ 0
AUSTRÁLIA	~ 60.000 nT	~ -60	~ 0° a +15

Tabela 1.1: comparação entre intensidade e direção dos campos magnéticos do Brasil, Canadá e Austrália.

A primeira grande diferença entre o campo magnético brasileiro e os outros é quanto à sua intensidade. Se considerarmos apenas o campo devido à magnetização induzida, temos:

M =

Onde χ é a susceptibilidade da rocha (escalar),

H é o vetor intensidade magnética da Terra naquele ponto.

M é o vetor magnetização por unidade de volume.

Como o campo devido à magnetização induzida é linear em relação à magnetização **M**, uma mesma rocha de susceptibilidade χ vai gerar no Canadá ou Austrália uma anomalia com amplitude duas a três vezes maior do que no Brasil. Exemplificando, digamos que uma determinada chaminé vulcânica com uma dada susceptibilidade χ , 30m de profundidade do topo, 50m de diâmetro e com

magnetização remanescente desprezível, gera no Brasil uma anomalia de 60nT. No Canadá, exatamente o mesmo pipe gerará uma anomalia de ~ 160 nT. Constata-se assim que os campos induzidos no Brasil são muito mais fracos do que no Canadá e Austrália (em verdade são os mais fracos do Mundo).

Além de mais fracos, há uma dificuldade adicional: ao contrário do Canadá e Austrália, que estão situados próximo aos pólos magnéticos, onde a inclinação magnética é em torno de 70° , o Brasil situa-se próximo ao Equador magnético, onde a inclinação magnética é baixa. Próximo aos pólos magnéticos, as anomalias geradas por um contraste positivo de susceptibilidade geram um “alto” no campo magnético, enquanto que próximo ao Equador magnético as anomalias são fundamentalmente “baixos” no campo. Entre o Equador e o Pólo as anomalias são dipolares, e a porção “alto” do dipolo é tão maior quanto mais próxima do pólo.

A figura a seguir mostra o perfil da anomalia gerada por uma mesma chaminé no Brasil, no Canadá e na Austrália (considerando a magnetização remanescente desprezível):

FIGURA 1.4: perfis do campo magnético induzido pela rocha representada em verde nos três países (int, i, d).

Na observação das figuras da página anterior, fica evidente que o campo magnético induzido no Brasil é muito mais fraco e com forma mais “dipolar” que nos outros dois países. No Canadá e Austrália, o centro do corpo é mais ou menos coincidente com o pico da anomalia positiva, de forma análoga à gravimetria e ao senso comum. Já na anomalia brasileira, o centro do corpo está entre o “baixo” e o “alto” da anomalia, dificultando mais ainda a interpretação.

Desta forma, uma metodologia que seja capaz de não apenas contornar o “problema” da magnetização remanescente mas, ao contrário, aproveitá-la para obter maiores informações para auxiliar a interpretação é de suma importância na interpretação de anomalias em geral, mas sobretudo no território brasileiro. As principais contribuições do trabalho são no isolamento da

componente remanescente de uma anomalia e na determinação da idade aproximada da intrusão da rocha-fonte.

A presente tese relata a metodologia criada, aplica-a em dados reais e sintéticos e confronta os resultados obtidos (idades das intrusões) com idades radiométricas obtidas em estudos geocronológicos.

2) REVISÃO BIBLIOGRÁFICA:

O presente trabalho é multidisciplinar. A revisão bibliográfica a seguir será segmentada entre quatro das múltiplas áreas de estudo da tese: *Seamounts*, cálculo de magnetização a partir de anomalias magnéticas, interpretação de anomalias magnéticas e curvas de deriva polar aparente.

2.1 SEAMOUNTS.

Conforme dito na introdução, a semente da idéia do presente trabalho é o trabalho que é desenvolvido desde a década de 70 nas anomalias magnéticas dos *Seamounts*, que tem fornecido subsídios valiosos para o paleomagnetismo das placas oceânicas, podendo-se citar as publicações representativas: Emilia & Massey (1974), Hilderbrand & Parker (1987), Gee et al. (1989), Sager & Koppers (2000), Lee et al. (2003), Kubota & Uchiyama (2005). A ênfase que se tem dado ao magnetismo de *Seamounts* deve-se principalmente à dificuldade e ao alto custo de obtenção de amostras em regiões oceânicas para a aplicação das técnicas clássicas do paleomagnetismo.

Seamounts são montanhas submarinas magnéticas de origem vulcânica e cujo pico não emerge. A determinação da magnetização total dos *Seamounts* é mais trivial do que de corpos continentais pois neles tem-se muito mais informações sobre a geometria do corpo. O conceito dos *Seamounts* é estimar as curvas de deriva polar aparentes através de cálculos obtidos a partir da assimetria das formas das anomalias magnéticas dessas montanhas.

A diferença entre o que se aplica no caso dos *Seamounts* e no presente trabalho não é apenas o fato de que os *Seamounts* são parte da crosta oceânica enquanto no presente trabalho usamos anomalias continentais. Outra diferença fundamental é que a metodologia dos *Seamounts* usa a geometria conhecida do corpo para fixar os parâmetros geométricos e, a partir do consequente número reduzido de parâmetros, estimar as direções do campo magnético. Na presente tese a geometria não é conhecida e, ressalvadas determinadas condições prévias, é irrelevante para a aplicação da metodologia. Desta forma, a metodologia criada tem por objetivo aplicar as técnicas do paleomagnetismo em anomalias cuja fonte não seja necessariamente conhecida, ao contrário dos *Seamounts*, cujos parâmetros geométricos da rocha-fonte magnética são bastante conhecidos. Com efeito, como veremos a partir do Capítulo 3, aplicamos a metodologia em algumas anomalias com

fonte conhecida (porém sem usar informações a respeito de geometria ou magnetismo), e a aplicamos também em outras anomalias cuja fonte seja absolutamente desconhecida.

Nos primeiros trabalhos citados acima, a magnetização induzida é negligenciada, sendo a magnetização total considerada como sendo a remanescente. Posteriormente, Gee, Staudigel e Tauxe (1989) mostram que a contribuição da magnetização induzida na magnetização total não deve ser negligenciada. Kubota e Uchiyama (2005) propõem um modelo magnético para obter informações sobre a magnetização total do seamount, usando o conceito de inversão magnética a partir da magnetometria vetorial (*vector magnetics*) em três direções ortogonais. Uma figura deste artigo Kubota e Uchiyama (2005) é apresentada a seguir.

FIGURA 2.1: transcrevo a legenda da figura acima no Kubota e Uchiyama (2005). Resultados da inversão. (a) magnetizações, (b): componentes horizontais, (c): inclinações. K.F.Z.: zona de fratura de Kashima. Zonas hachureadas em azul: áreas com magnetização reversa.

2.2 CÁLCULO DE MAGNETIZAÇÃO A PARTIR DE ANOMALIAS.

A metodologia proposta na presente tese prevê como passo inicial o cálculo da magnetização total, ou seja, o vetor resultante de todas as componentes induzidas e remanescentes de uma dada anomalia magnética. O desenvolvimento de metodologias cujo objetivo seja determinar a magnetização total da fonte a partir de anomalias é um problema geofísico tradicional e bastante antigo. Para a metodologia objeto desta tese, é indiferente qual a metodologia que será usada para o cálculo da magnetização total. Não obstante, fizemos uma revisão a respeito das metodologias que já foram desenvolvidas ao longo das últimas décadas.

Jung (1937) apresentou duas equações integrais para calcular os parâmetros de um corpo a partir da anomalia gravimétrica. Helbig (1962) também estudou o problema, e apresentou equações integrais baseadas em Jung (1937) para calcular os parâmetros magnéticos de um corpo, inclusive a magnetização total, baseado no conceito de “momento” magnético. Os algoritmos propostos por Helbig foram implementados no software de inversão Modelvision no ano de 2007.

Bott, Smith e Stacey (1966) usaram transformadas pseudogravimétricas para estimar várias direções possíveis para magnetização total, posteriormente escolhendo uma delas (o valor médio por exemplo). No ano seguinte, Bott (1967) ofereceu dois métodos para resolver o problema linear de determinação da direção de magnetização total em 2D. O primeiro método utiliza o conceito de camadas equivalentes enquanto que o segundo método propõe resolvendo a equação integral aproximando por um conjunto de equações lineares usando a teoria da inversão. O objetivo do trabalho era aplicar na interpretação de anomalias magnéticas oceânicas. Entretanto, embora cálculos 2D sejam adequados para feições comparativamente muito extensas em uma dimensão, como diques, para a aplicação do presente trabalho precisa-se de uma técnica que calcule a magnetização em 3D.

Zietz e Andreasen (1967) sugeriram uma metodologia para calcular a magnetização total usando a razão entre o máximo e mínimo da anomalia e a posição relativa entre elas. Bott (1969) considera que a anomalia magnética de um corpo 2D pode ser expressa compactadamente em termos das derivadas horizontais e verticais da anomalia gravimétrica correspondente e mais um ângulo β que incorpora ambas as direções de magnetização e a direção na qual a componente magnética é medida. Essa fórmula é bastante útil para computar uma família de curvas. A metodologia baseia-se em computar diferentes valores de β sem o conhecimento do formato do

corpo. O artigo cita que seria possível expandir o método para 3D, citando que (na época) os recursos computacionais eram escassos para tal. Ambas as metodologias são 2D, e portanto insuficientes.

Schnetzler e Taylor (1984) continuaram e corroboraram os trabalhos de Zietz e Andreasen (1967), porém ponderaram que o cálculo da direção de magnetização total pode ser subestimado caso a inclinação deste vetor seja menor do que 50° .

Um caminho possível para a determinação da magnetização total é usar outros métodos geofísicos para diminuir o número de parâmetros desconhecidos e lograr determinar a magnetização a partir dessa diminuição de parâmetros. Muniruzzaman e Banks (1989) seguiram o caminho de usar dados gravimétricos para, a partir de correlação espacial, determinar a direção de magnetização total. Esse é um caminho possível para os trabalhos complementares à metodologia proposta pela presente tese. O conceito possível seria determinar a geometria do corpo usando gravimetria, posteriormente fixar a geometria e calcular quais seriam os parâmetros magnéticos que justificariam o ajuste das curvas reais e modeladas. Porém para a aplicação desta técnica seria necessário que o banco de dados inicial contivesse dados magnéticos e gravimétricos, o que nem sempre é possível.

Uma outra maneira de fixar a geometria do corpo sem usar outros métodos geofísicos foi proposta por Tuma e Mendonça (2006). Trata-se de uma técnica de modelamento bi-dimensional por etapas, que determina a geometria do corpo através do Sinal Analítico e posteriormente usa essa geometria para, dentre outros, calcular a magnetização total da fonte. No momento a técnica ainda trabalha com 2D, porém essa será uma alternativa interessante para a aplicação da técnica do presente trabalho caso seja ampliada para 3D.

Medeiros e Silva (1995) propuseram uma metodologia que estima simultaneamente a magnetização total e a orientação espacial da fonte, baseado em aproximações da anomalia a partir de séries derivadas da expansão do potencial magnético em multipolos, e retendo o momento da fonte até a segunda ordem.

A técnica de magnetometria vetorial (*vector magnetics*) é usada por Mueller e Morris (1996, não publicado, transmitido por comunicação verbal). No trabalho eles investigam as vantagens do emprego dessa técnica em dados terrestres, marinhos e em perfilagem.

Fedi et al. (1994) criaram uma metodologia para o cálculo da magnetização total baseada na redução ao pólo. A inclinação e declinação total desconhecida (I_M , D_M) podem ser encontradas aplicando-se um operador de redução ao pólo para diferentes pares de inclinação e declinação (I_T e D_T), e observando a variação da anomalia como uma função de I_T e D_T . O valor escolhido para I_M , D_M é aquele que minimiza o “baixo” na anomalia reduzida ao pólo. Por ser uma metodologia baseada na redução ao pólo, carrega em si todas as limitações inerentes a ela. É particularmente importante a limitação de redução ao pólo em anomalias muito próximas do Equador magnético. Usamos a técnica de Fedi et. al (1994) para o cálculo da magnetização total na metodologia apresentada nesta tese, e veremos no decorrer do trabalho que essa dificuldade referente à proximidade com o Equador magnético não afetou os resultados.

2.3 INTERPRETAÇÃO E INVERSÃO DE ANOMALIAS MAGNÉTICAS.

Veremos que a metodologia apresentada na presente tese fornecerá parâmetros magnéticos que poderão ajudar na interpretação de anomalias magnéticas. A determinação dos parâmetros magnéticos na interpretação e modelamento de anomalias magnéticas é uma das grandes dificuldades no manejo deste método, pois se a direção da magnetização induzida é bastante conhecida, geralmente outras direções de magnetização remanescentes têm pesos bastante grandes na composição do vetor de magnetização final. É exatamente esse aspecto, qual seja, o número elevado de parâmetros desconhecidos, que torna a interpretação magnética mais difícil do que o outro método potencial, a gravimetria, cuja propriedade física, a densidade, não se divide em múltiplos outros vetores e, portanto, parâmetros.

Usar exclusivamente a magnetização induzida para modelamento de anomalias magnéticas pode causar grandes erros no modelo final na medida diretamente proporcional à quantidade de magnetização remanescente presente na rocha fonte. Por esse motivo, vários autores buscam introduzir o conceito de magnetização remanescente nos métodos de interpretação e modelamento magnético.

Um dos primeiros trabalhos a explicitar esse problema foi Arkani-Hamed e Celetti (1989), que apresentam os efeitos da magnetização remanescente térmica nas anomalias magnéticas produzidas por rochas intrusivas, ressaltando a importância desse parâmetro na interpretação de anomalias magnéticas. Já Hearst e Morris (1991), e Hearst e Morris (1995) mostraram a importância do uso da magnetização remanescente e não apenas a induzida na interpretação de

anomalias magnéticas. Clark (1999) faz um resumo geral sobre as implicações da petrologia magnética das intrusões ígneas na exploração e interpretação magnética.

Uma outra forma de tratar o problema da magnetização total e parcial das anomalias magnéticas é usar a magnetometria vetorial. Esse campo de trabalho é potencialmente promissor em virtude de que os sistemas de aerogeofísica de asa fixa carregam para efeitos de compensação dos efeitos magnéticos causados pela aeronave um fluxgate com medidas das três componentes além do magnetômetro de campo total. Esses dados vetoriais podem ser usados no modelamento das anomalias magnéticas. Ugalde et al. (2007) usam a técnica de magnetometria vetorial na interpretação de anomalia magnética do impacto do meteorito Bosumtwi em Gana.

Todos os trabalhos acima foram importantes no desenvolvimento do presente trabalho, mas nenhum deles utiliza a metodologia presentemente proposta.

2.4 CURVAS DE DERIVA POLAR APARENTE.

Petronotis et al. (1992) e Petronotis et al. (1994) determinam pólos paleomagnéticos a partir de distorções de anomalias magnéticas de uma placa tectônica simples.

Li e Powell (2001) apresentam o APWP da Austrália no último bilhão de anos.

Randall (1998) apresenta um APWP para a América do Sul, do período Jurássico até hoje usando dados da África e Brasil.

Rakotosolofo (2004) apresenta um APWP para o Gondwana.

Ernesto (2006) apresenta um APWP para América do Sul a partir do período Cretáceo. Os pólos paleomagnéticos médios do APWP de Ernesto estão na tabela a seguir:

Pólos Paleomagnéticos Médios				
Idade	N	Long. (°E)	Lat. (°S)	α_{95} (°)
Early Cretaceous (~130 Ma)	5	76.6	85.3	1.5
Early Cretaceous (~120Ma)	1	3.0	89.0	--
Early Cretaceous (~110 Ma)	1	315.0	88.0	---
Late Cretaceous (~80 Ma)	2	328.9	80.6	7.3
Late Cretaceous (~70 Ma)	3	343.7	78.5	8.1
Paleoceno (~50 Ma)	3	320.8	79.1	5.7
Oligoceno (~28 Ma)	1	269.5	80.8	---
Neogene (0-10 Ma)	5	337.8	88.1	2.8

Tabela 2.1: pólos paleomagnéticos médios do APWM de Ernesto (2006).

A figura a seguir mostra as curvas superpostas dos três APWPs sul-americanos relacionados acima.

FIGURA 2.2 - Comparação entre três curvas de deriva polar aparente da América do Sul.

A partir das referências acima, optamos por usar os seguintes trabalhos de forma majoritária:

Fedi et al. (1994) para o cálculo da magnetização total, em virtude da menor quantidade de limitações sobre a geometria da fonte e possibilidade e facilidade de implementação computacional.

Ernesto (2006) para APWP da América do Sul, por usar os anteriores e superá-los em termos de dados e incerteza nas idades e localizações de interesse das aplicações do presente trabalho.

Li e Powell (2001) para o APWP da Austrália.

3) DESENVOLVIMENTO DA METODOLOGIA:

O cerne da metodologia consiste em isolar a componente remanescente de uma anomalia magnética. Para isso, primeiramente calculamos a magnetização total da fonte magnética, através de qualquer método existente, e posteriormente retiramos a componente induzida, usando a seguinte fórmula:

$$\vec{J} = \vec{J}_i + \vec{J}_r \quad \text{equação [3.1]}$$

onde $\vec{J}$ é a magnetização total da rocha,
 $\vec{J}_i$ é a componente induzida e
 $\vec{J}_r$ é a componente remanescente.

Podemos usar diversas metodologias para calcular $\vec{J}$ a partir de uma anomalia. O método que escolhemos é o MaxiMin, proposto por Fedi et al. (1994), baseado em redução ao pólo. Uma rocha localizada no pólo magnético, e cuja magnetização total seja composta por indução apenas, produzirá uma anomalia praticamente representada por um “alto” magnético, com um relativamente pequeno “baixo”.

A figura abaixo mostra o campo magnético gerado por um mesmo corpo em diferentes latitudes magnéticas. É possível observar que no pólo a anomalia é praticamente um “alto” magnético.

FIGURA 3.1: *Campo magnético induzido em diferentes latitudes magnéticas.*

Para reduzir uma anomalia ao pólo é preciso que valores de inclinação e declinação do campo sejam introduzidos, e então a anomalia poderá ser elevada ao pólo. O algoritmo proposto por Fedi et al. (1994) testa iterativamente diversos valores de inclinação e declinação, escolhendo aquele que minimiza os “baixos” da anomalia reduzida ao pólo.

Conforme dito no Capítulo anterior, o fato de a metodologia proposta MaxiMin por Fedi et al. (1994) utilizar a redução ao pólo tem limitações. No entanto, a metodologia objeto desta tese independe da metodologia usada para calcular a magnetização total, de forma que caso esse aspecto revele-se problemático, o que não ocorreu nas aplicações efetuadas até o momento, pode-se tentar outras metodologias de cálculo da magnetização total. Veremos no item 4.1 simulações da metodologia proposta por Fedi et al. (1994), usando dezenas de casos sintéticos que comprovam a aplicabilidade da técnica na recuperação da magnetização inicial da fonte sintética.

De forma que o **primeiro passo da técnica proposta por essa tese é a determinação da magnetização total $\vec{J}$** . Uma vez determinada $\vec{J}$ usando a metodologia MaxiMin proposta por Fedi et al. (1994), ainda será necessário retirar a componente induzida, já que:

$$\vec{J} = \vec{J}_i + \vec{J}_r$$

Sabemos exatamente a direção do vetor $\vec{J}_i$, pois é dado pelo bem conhecido IGRF, porém não sabemos o tamanho desse vetor. É possível saber o tamanho deste vetor quando conhecemos Q, a constante de Koenigsberger. Portanto, para retirar a componente induzida, é necessário determinar o valor de Q, que determina a relação escalar entre J_i e J_r , segundo a seguinte equação:

$$Q = J_r / k * J_i$$

onde k é susceptibilidade magnética da rocha.

Desta forma, quando a componente induzida ($\vec{J}_i$) é predominante, Q é muito pequeno, e por outro lado, se a componente remanescente ($\vec{J}_r$) for predominante, os valores de Q são mais altos. Portanto, para resolver a equação 3.1 é necessário fornecer um valor de Q.

Entretanto, em geral não é possível determinar o valor de “Q”, ou seja, embora saibamos o valor estimado para a magnetização total, não sabemos quanto da anomalia total é causado por indução ($\vec{J}_i$) e quanto é causado por remanescência ($\vec{J}_r$). Um critério qualitativo possível para a escolha de Q seria comparar a anomalia real com uma anomalia sintética tipicamente induzida. Caso as anomalias reais e sintéticas fossem semelhantes, arbitraria-se um valor baixo de Q, e caso fossem diferentes, valores mais altos de Q. Outra forma de escolha do valor de Q seria procurar nas tabelas de propriedades físicas de rochas. Consideramos insatisfatórias as duas soluções, pois ambas introduziriam muita incerteza nos resultados finais.

A solução que propomos para esse impasse em arbitrar o valor de Q é não optar por apenas um valor escolhido de Q, mas considerar **todos** os valores de Q possíveis, desde o mínimo Q, até o máximo Q, ou seja, a presente metodologia usa todos os valores de Q possíveis, desde 0 até infinito.

O mínimo Q teoricamente poderia ser zero, ou seja, toda a anomalia seria devida à indução pura. Porém, uma vez que for calculada a magnetização total e a direção não seja exatamente o IGRF, há um valor mínimo de Q necessário para satisfazer a equação 3.1.

Já o valor máximo de Q é aquele no qual $\vec{J}_r$ converge para $\vec{J}$.

O segundo passo da metodologia é resolver a equação 3.1 e encontrar valores de $\bar{J}_r$ em função de valores de Q variando entre o mínimo e o máximo possíveis.

Posteriormente, calculamos o paleopólo correspondente a cada valor de $\bar{J}_r$ encontrado, determinando uma tabela com um paleopólo virtual correspondente a cada valor de Q, o terceiro passo da metodologia.

Como é possível verificar na figura 3.2 a seguir, a variação dos valores de Q quando lançados em diagrama de paleopólos, determinará um segmento de reta resultante para cada anomalia. O resultado deste último procedimento é uma tabela com valores de Q e o vetor remanescente referente a esse valor de Q, como no exemplo a seguir.

Q	Latitude	Longitude
Q mínimo 0.3	-43.3	-83.7
1	-84.1	-20.5
2	-83.5	33
3	-82.5	44.4
10	-80.7	55.1
20	-80.3	56.8

TABELA 3.1 – Coordenadas do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Registro, para diferentes valores da razão de Koenigsberger Q .

FIGURA 3.2 – Valores do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Registro plotado no diagrama de paleopólos.

Portanto determinamos até o momento um segmento de reta dos valores possíveis dos paleopólos referentes aos $\bar{J}r$ para uma dada anomalia magnética. O próximo passo é interpretar essa reta com base em conceitos do paleomagnetismo.

O paleomagnetismo tradicional é aplicado de maneira direta e baseia-se em isolar a componente NRM primária de uma determinada rocha para determinar o paleopólo da época da cristalização da rocha para diversas aplicações, como datar a rocha ou aplicações de paleogeografia.

A presente metodologia testará a hipótese de que a $\bar{J}r$ determinada pela anomalia é aproximadamente igual à NRM primária. Ou seja, as conclusões a que chegaremos só serão corretas caso essa assunção seja válida ou pelo menos as outras componentes remanescentes sejam comparativamente pequenas. Segundo Butler (1992), as seguintes componentes remanescentes são listadas:

- NRM primária – é a componente que desejamos que seja majoritária.
- Térmica
- Parcial
- Química
- Detrítica
- Viscosa
- Termoviscosa
- Isotermal

A componente viscosa não afetará ou afetará pouco nosso procedimento, pois sua direção tende a ser a mesma da componente induzida, e portanto a componente viscosa será adequadamente retirada superestimando o valor de Q. Portanto, se as demais componentes forem pequenas a assunção de que $\bar{J}r$ calculada segundo o procedimento acima é aproximadamente igual à NRM primária e portanto a metodologia poderá ter sucesso.

Uma forma de minimizar a contribuição de componentes diferentes da NRM é escolher rochas cuja fonte tenham menor probabilidade de terem sofrido alterações ao longo do período geológico, como por exemplo intrusões alcalinas jovens com evolução geológica simples. As anomalias exemplo desta tese têm essas características.

O quarto passo da metodologia é determinar no diagrama de paleopólos o ponto de cruzamento entre o segmento de reta obtido nos três primeiros passos e o APWP do continente no qual a anomalia está localizada. Esse ponto de cruzamento será uma estimativa da idade da rocha.

A figura a seguir mostra o segmento de reta obtido através da metodologia aplicada na anomalia de Registro e sua confrontação com o APWP de Ernesto (2006).

FIGURA 3.3 – Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual da anomalia de Registro, para diferentes valores de Q .

OBS: no capítulo 5 é feita a análise e interpretação da idade da rocha de Registro.

Ou seja, partindo da premissa de que os resultados $\bar{J}_r$ obtidos na resolução da equação 3.1 representam majoritariamente a NRM primária, o ponto de cruzamento entre o segmento de reta e o APWP poderá determinar a idade da rocha (ou idades prováveis para a rocha) partindo-se apenas da anomalia magnética, sem qualquer medida de laboratório e sem nem sequer conhecer a rocha-fonte da anomalia.

RESUMO DOS PASSOS DA METODOLOGIA PROPOSTA PELA PRESENTE TESE:

Passo 1 - adquirir os dados magnetométricos de uma anomalia isolada (com trends regionais removidos), e determinar através de um método (no caso, Fedi et al. (1994)), a magnetização total da anomalia ($\vec{J}$).

Passo 2 - resolver a equação vetorial $\vec{J} = \vec{J}_i + \vec{J}_r$ e encontrar valores de $\vec{J}_r$ em função de valores de Q variando entre o mínimo e o máximo possíveis.

Passo 3 - calcular o paleopólo correspondente a cada valor de $\vec{J}_r$ encontrado, determinando uma tabela com um paleopólo virtual correspondente a cada valor de Q.

Passo 4 - determinar no diagrama de paleopólos o ponto de cruzamento entre o segmento de reta obtido nos três primeiros passos e o APWP da placa tectônica na qual a anomalia está localizada.

Passo 5 - interpretar o resultado obtido em função de (quando disponíveis) informações geológicas, petrológicas, geotectônicas e etc, e determinar a idade aproximada da rocha fonte da anomalia magnética inicial, mesmo se a fonte da anomalia seja completamente desconhecida.

Insta ressaltar que os dados paleomagnéticos pontuais obtidos da maneira tradicional, ou seja, a partir de medidas diretas nas amostras de rochas, são invariavelmente muito erráticos. Amostram-se diferentes porções do complexo rochoso ser estudado e para cada amostra medem-se as direções e intensidades das magnetizações induzidas e remanescentes. Para que seja determinado o paleopólo do complexo rochoso é necessário que algum tipo de média seja computada entre os valores das amostras e essa média é usada para o cálculo do paleopólo virtual.

Várias são as possíveis causas dessa grande variabilidade, as principais sendo:

- A) Heterogeneidade espacial das rochas.
- B) Esfriamento ígneo variável no tempo, de fora para dentro das intrusões. Como os paleopólos variam, as diferentes porções das rochas cristalizam-se com direções diferentes.

No caso da aplicação da técnica descrita no presente capítulo, como visto, nenhuma rocha é amostrada, e tratamos da anomalia como um todo. Sendo assim, acreditamos que a anomalia magnética poderá dar uma média da totalidade da rocha, ao invés de uma média de alguns poucos pontos amostrados. Quando dizemos que a presente metodologia utiliza a média dos complexos rochosos, queremos dizer duas coisas:

- A) Média no sentido volumétrico, ou seja, o complexo rochoso como um todo gerou a anomalia, e a partir dessa anomalia que corresponde à totalidade da rocha é que aplicamos a metodologia.
- B) Média no tempo. Se a demora no resfriamento ígneo gerou direções de magnetização diferentes em função da variação temporal, a anomalia magnética computa a totalidade dessas direções e fornece apenas uma média para as direções de magnetização.

Faremos no Capítulo 4 diversos testes da metodologia , aplicando a técnica ora descrita em diversos casos, sintéticos e reais, na Austrália e no Brasil.

4) TESTES DE CONSISTÊNCIA DA METODOLOGIA

O presente capítulo trata de três (3) testes de consistência da metodologia. Mais especificamente:

- No item 4.1, testaremos a eficácia e acurácia do método MaxiMin em recuperar a magnetização total $\bar{J}$ de uma anomalia magnética.
- No item 4.2, testaremos a metodologia desenvolvida no Capítulo 3 em cinco (5) anomalias reais do território australiano.
- No item 4.3, criaremos dois corpos sintéticos com diferentes valores de Q e tentaremos recuperar a idade inicial, utilizando a metodologia desenvolvida.

4.1 – CRITÉRIO MAXIMIN: ESTIMATIVA DA ACURÁCIA.

O método que usamos para calcular $\bar{J}$ nas aplicações do presente trabalho é o método MaxiMin proposto por Fedi et al. (1994). No presente item faremos testes do método MaxiMin a fim de provar a sua eficácia e estimar a sua acurácia.

As estimativas da direção de magnetização através do critério MaxiMin são afetadas pelos seguintes fatores:

- (a) Em aplicações práticas, a anomalia magnética de intensidade total é conhecida apenas sobre uma região limitada do plano e não sobre todo o domínio infinito. Consequentemente, a transformada de Fourier da anomalia, calculada numericamente, é uma aproximação da transformada de Fourier que seria calculada sobre o domínio infinito.
- (b) Além de ser conhecida apenas sobre um domínio finito, a anomalia é também discretizada sobre uma malha regular. A imposição do critério MaxiMin sobre um domínio discretizado pode levar a resultados distintos daqueles que seriam obtidos sobre um domínio contínuo.
- (c) O critério MaxiMin é heurístico, com validade verificada apenas para a anomalia de dipolo. O potencial de corpos espacialmente limitados, além da componente dipolar, terá também em geral a contribuição de termos multipolares. As componentes multipolares terão uma maior

ou menor influência sobre a estimativa da direção de magnetização, dependendo da maior ou menor amplitude desses termos relativamente à componente dipolar.

Com a finalidade de quantificar a acurácia do critério MaxiMin, considerados os fatores acima expostos, recorreu-se a técnicas de simulação numérica. O procedimento foi o de verificar a capacidade do critério MaxiMin de recuperar a direção de magnetização a partir de mapas de anomalia de intensidade total calculados para modelos geométricos formados por corpos prismáticos paralelepipedais, com valores predeterminados para as direções do campo de referência e da magnetização.

Buscando efetuar os testes em condições extremas, definiu-se a geometria dos modelos para simulação numérica pela justaposição de blocos cúbicos formando uma estrutura fortemente assimétrica ao longo de três eixos mutuamente perpendiculares, considerando que a assimetria aumenta a contribuição de termos não dipolares, conforme enfatizado por Billings (2004).

O modelo básico é formado por seis cubos segundo o eixo de maior alongamento, três cubos segundo o eixo de alongamento intermediário e dois cubos segundo o eixo de menor alongamento, sendo que os testes de simulação numérica foram efetuados considerando-se três orientações espaciais distintas, conforme mostrado na Figura 4.1.

Figura 4.1 - Geometria dos modelos para simulação numérica, formados por nove blocos cúbicos com 100 metros de lado. Foram consideradas três orientações espaciais distintas, identificadas como geometria (I) (II) e (III), correspondentes respectivamente ao eixo de maior alongamento,

eixo de alongamento intermediário e eixo de menor alongamento dirigidos segundo a vertical. O topo dos modelos está 500 metros abaixo do plano de observação.

A anomalia de intensidade total foi calculada utilizando as fórmulas desenvolvidas por Bhattacharyya (1964), sendo que a simulação numérica foi realizada tanto com direção de magnetização constante quanto variável.

4.1.1 Simulação numérica com direção de magnetização constante

As Figuras 4.2, 4.3 e 4.4 e a Tabela 4.1 mostram três exemplos de simulação numérica com direção de magnetização constante, onde estão indicadas as direções adotadas para o campo de referência e para a magnetização, bem como a direção da magnetização estimada a partir da anomalia de intensidade total pelo critério MaxiMin.

Exemplo	Campo de referência		Magnetização		Estimativa MaxiMin da magnetização	
	Inclinação	Declinação	Inclinação	Declinação	Inclinação	Declinação
1	-76.430	-89.014	32.277	-138.285	33.214	-138.661
2	26.968	-100.998	59.565	-162.557	58.988	-164.672
3	-63.659	-44.809	-25.863	132.030	-22.470	132.569

TABELA 4.1 – Exemplos de simulação numérica. Geometria (I) com direção de magnetização constante. Todos os valores angulares em graus e fração decimal.

FIGURA 4.2 - Exemplo 1. Geometria (I) com direção de magnetização constante. Losango: direção do campo de referência. Círculos: direção de magnetização. Em azul, magnetização do

modelo. Em vermelho, magnetização estimada pelo critério MaxiMin. Direções representadas em projeção azimutal de igual área, segundo a convenção usual: inclinações positivas são representadas por símbolos cheios; inclinações negativas representadas por símbolos vazados.

FIGURA 4.3 - Exemplo 2. Geometria I com direção de magnetização constante. Losango: direção do campo de referência. Círculos: direção de magnetização. Em azul, magnetização do modelo. Em vermelho, magnetização estimada pelo critério MaxiMin. Projeção azimutal de igual área. Símbolos cheios: inclinações positivas. Símbolos vazados: inclinações negativas.

FIGURA 4.4 - Exemplo 3. Geometria I com direção de magnetização constante. Losango: direção do campo de referência. Círculos: direção de magnetização. Em azul, magnetização do modelo. Em vermelho, magnetização estimada pelo critério MaxiMin. Projeção azimutal de igual área. Símbolos cheios: inclinações positivas. Símbolos vazados: inclinações negativas.

Com a finalidade de reunir e comparar as diferentes simulações numéricas, inclusive para fins de estimativa de acurácia, aplica-se rotações adequadas de modo a posicionar as direções da magnetização do modelo no pólo (inclinação igual a 90 graus), conforme mostrado na Figura 4.5 (A). Feito isso, as correspondentes estimativas MaxiMin estarão distribuídas no entorno do pólo, sendo a distância ao pólo o erro da estimativa, conforme mostrado na Figura 4.5 (B) e na Tabela 4.2.

FIGURA 4.5 – (A) Rotações para posicionamento das direções de magnetização do modelo no pólo. (B) Erro das estimativas MaxiMin (distâncias ao pólo).

Exemplo	Magnetização do modelo posicionada no pólo		Estimativa MaxiMin da magnetização		Erro da estimativa
	Inclinação	Declinação	Inclinação	Declinação	
1	90.000	-138.285	89.011	60.264	0.989
2	90.000	-162.557	88.775	134.633	1.225
3	90.000	132.030	86.572	-56.328	3.428

TABELA 4.2 – Erro da estimativa das direções de magnetização pelo critério MaxiMin para os exemplos apresentados na Tabela 4.1. Todos os valores angulares em graus e fração decimal.

Seguindo o procedimento acima descrito, foram realizadas duzentas simulações numéricas aplicadas ao modelo de geometria (I), com direção de magnetização constante. Para cada simulação a direção do campo de referência e a direção da magnetização do modelo foram escolhidas

aleatoriamente, buscando obter ampla variação das direções entre si e também em relação à orientação do modelo prismático. As direções do campo de referência e as direções de magnetização escolhidas e estimadas são mostradas respectivamente na Figura 4.6 (A) e (B). Os erros das estimativas da direção de magnetização são mostrados na Figura 4.7. O círculo de confiança de 95% dos erros de estimativa para essas duzentas simulações com raio de 1.3 graus é uma medida da acurácia das estimativas da direção de magnetização pelo critério MaxiMin. Vale dizer que a estimativa da direção de magnetização pelo critério MaxiMin difere da verdadeira direção de magnetização de menos que 1.3 graus em 95% dos casos.

FIGURA 4.6 - Resultado de 200 simulações referentes ao modelo com geometria (I) e com direção de magnetização constante. (A) direções do campo de referência escolhidas aleatoriamente. (B) direções de magnetização do modelo escolhidas aleatoriamente (em azul) e estimadas pelo critério MaxiMin (em vermelho).

FIGURA 4.7 – Erro das estimativas de direção de magnetização segundo o critério MaxiMin para o conjunto de 200 simulações aplicadas ao modelo com geometria (I) e com direção de magnetização constante, mostradas na Figura 4.1. O círculo de confiança de 95% é uma medida da acurácia das estimativas.

Fazendo uso da mesma sistemática acima descrita, foram igualmente realizadas duzentas simulações numéricas aplicadas a cada um dos modelos de geometria (II) e (III), sendo os erros de estimativa das direções de magnetização mostradas respectivamente nas Figuras 4.8 e 4.9, juntamente com os respectivos círculos de confiança de 95%.

FIGURA 4.8 – Erro das estimativas de direção de magnetização segundo o critério MaxiMin e o correspondente círculo de confiança de 95% para o conjunto de 200 simulações aplicadas ao modelo com geometria (II) e com direção de magnetização constante.

FIGURA 4.9 – Erro das estimativas de direção de magnetização segundo o critério MaxiMin e o correspondente círculo de confiança de 95% para o conjunto de 200 simulações aplicadas ao modelo com geometria (III) e com direção de magnetização constante.

Combinando-se as simulações aplicadas a cada uma das três geometrias, tem-se um total de seiscentas simulações numéricas cujo erro de estimativa da direção de magnetização, sob variadas combinações das direções do campo de referência e da direção de magnetização do modelo, bem como de orientação espacial do modelo, é mostrado na Figura 4.10.

FIGURA 4.10 – Erro das estimativas de direção de magnetização segundo o critério MaxiMin e o correspondente círculo de confiança de 95% para o conjunto de 600 simulações aplicadas aos modelos com geometria (I), (II) e (III) e com direção de magnetização constante.

O resultado das simulações numéricas efetuadas com direção de magnetização constante é resumido na Tabela 4.3. Observa-se que a estimativa da direção de magnetização a partir da

anomalia de intensidade total tem menor acurácia para estruturas mais horizontalizadas, como é o caso das geometrias (II) e (III), sendo para esta última o raio do círculo de confiança de 95% igual a 4.7 graus.

Geometria	Número de simulações	Raio do círculo de confiança de 95% θ_{95}
(I)	200	1.3
(II)	200	3.3
(III)	200	4.7
(I), (II), (III)	600	3.4

TABELA 4.3 – *Círculo de confiança de 95% do erro de estimativas de direção de magnetização para os geometrias (I), (II) e (III) e direção de magnetização constante. Valores angulares em graus e fração decimal.*

4.1.2 Simulação numérica com direção de magnetização variável.

A simulação foi feita sobre os mesmos arranjos geométricos mostrados na Figura 4.1, sendo que a magnetização foi tomada constante em cada bloco cúbico do modelo, porém variando de bloco para bloco.

Manteve-se a intensidade da magnetização constante para todos os blocos, sendo as direções de magnetização dispostas regularmente como geratrizes de um cone com ângulo de abertura do vértice igual a 20 graus, conforme mostrado na Figura 4.11. Esse padrão de magnetização é consistente com processos de colocação de corpos intrusivos que se desenvolvem ao longo de um intervalo de tempo suficientemente longo para que diferentes partes do corpo adquiram magnetização remanescente térmica com direção variável devido à variação temporal do campo geomagnético.

Figura 4.11 – Arranjo de magnetização com direção variável, aplicado a simulações numéricas segundo as geometrias (I), (II), (III) mostradas na Figura 4.1. A intensidade da magnetização é constante para todos os blocos, sendo as direções de magnetização dispostas regularmente como geratrizes de um cone com ângulo de abertura do vértice igual a 20 graus. A magnetização integrada (momento magnético total) do modelo é dirigida segundo o eixo do cone.

As Figuras 4.12 a 4.14 e a Tabela 4.4 mostram três exemplos de simulação numérica com direção de magnetização variável, conforme acima descrito. Conforme se pode observar, o estimador MaxiMin recupera com boa aproximação a direção da magnetização integrada do modelo.

Exemplo	Campo de referência		Magnetização integrada		Estimativa MaxiMin da magnetização integrada	
	Inclinação	Declinação	Inclinação	Declinação	Inclinação	Declinação
1	12.347	17.444	57.422	-23.447	58.400	-25.901
2	-16.987	-105.961	42.985	45.348	42.215	42.090
3	38.099	-85.470	-73.942	98.922	-73.278	100.417

Tabela 4.4 – Exemplos de simulação numérica. Geometria (I) com direção de magnetização variável. Todos os valores angulares em graus e fração decimal.

FIGURA 4.12 - Exemplo 1. Geometria (I) com direção de magnetização variável. Losango: direção do campo de referência. Quadrados: direções de magnetização dos blocos cúbicos do modelo. Círculos: direção da magnetização integrada do modelo (em azul) e estimada pelo critério MaxiMin (em vermelho). Projeção azimutal de igual área. Símbolos cheios: inclinações positivas. Símbolos vazados: inclinações negativas.

FIGURA 4.13 - Exemplo 2. Geometria (II) com direção de magnetização variável. Losango: direção do campo de referência. Quadrados: direções de magnetização dos blocos cúbicos do modelo. Círculos: direção da magnetização integrada do modelo (em azul) e estimada pelo critério MaxiMin (em vermelho). Projeção azimutal de igual área. Símbolos cheios: inclinações positivas. Símbolos vazados: inclinações negativas.

FIGURA 4.14 - *Exemplo 3. Geometria (III) com direção de magnetização variável. Losango: direção do campo de referência. Quadrados: direções de magnetização dos blocos cúbicos do modelo. Círculos: direção da magnetização integrada do modelo (em azul) e estimada pelo critério MaxiMin (em vermelho). Projeção azimutal de igual área. Símbolos cheios: inclinações positivas. Símbolos vazados: inclinações negativas.*

Aqui também, como no caso anterior de magnetização com direção constante, procedeu-se à avaliação da acurácia através de repetidas simulações numéricas aplicadas aos modelos com os três tipos de geometria (Figura 4.1) e com diferentes escolhas aleatórias para a direção do campo de referência e para a direção de magnetização. A Figura 4.15 mostra o resultado de duzentas simulações numéricas aplicadas ao modelo de geometria (I). A direção de magnetização foi construída escolhendo-se aleatoriamente a direção da magnetização integrada e distribuindo-se em seu entorno a direção de magnetização dos blocos do modelo, segundo o arranjo da Figura 4.11.

Figura 4.15 - Resultado de 200 simulações referentes ao modelo com geometria (I) e com direção de magnetização variável. (A) direções do campo de referência escolhidas aleatoriamente. (B) direções da magnetização integrada do modelo escolhidas aleatoriamente (em azul) e estimadas pelo critério MaxiMin (em vermelho).

Os erros das estimativas de direção de magnetização integrada segundo o critério MaxiMin são mostrados na Figura 4.16 e foram obtidos aplicando-se uma rotação a cada uma das simulações de modo a posicionar no pólo (inclinação igual a 90 graus) a correspondente direção da magnetização integrada do modelo, conforme anteriormente discutido.

Figura 4.16 – Erro das estimativas de direção de magnetização integrada segundo o critério MaxiMin para o conjunto de 200 simulações aplicadas ao modelo com geometria (I) e com direção de magnetização variável. O círculo de confiança de 95% é uma medida da acurácia das estimativas.

Fazendo uso da sistemática acima descrita, foram igualmente realizadas duzentas simulações numéricas aplicadas a cada um dos modelos de geometria (II) e (III), sendo os erros de estimativa das direções da magnetização integrada mostradas respectivamente nas Figuras 4.17 e 4.18, juntamente com os respectivos círculos de confiança de 95%.

FIGURA 4.17 – Erro das estimativas de direção de magnetização integrada segundo o critério MaxiMin para o conjunto de 200 simulações aplicadas ao modelo com geometria (II) e com direção de magnetização variável.

FIGURA 4.18 – Erro das estimativas de direção de magnetização integrada segundo o critério MaxiMin para o conjunto de 200 simulações aplicadas ao modelo com geometria (III) e com direção de magnetização variável.

Combinando-se as simulações aplicadas a cada uma das três geometrias, tem-se um total de seiscentas simulações numéricas cujo erro de estimativa da direção da magnetização integrada, sob variadas combinações das direções do campo de referência e da direção de magnetização do modelo, bem como de orientação espacial do modelo é mostrado na Figura 4.19.

O resultado das simulações numéricas efetuadas com direção de magnetização variável é resumido na Tabela 4.5.

Figura 4.19 – Erro das estimativas de direção de magnetização segundo o critério MaxiMin e o correspondente círculo de confiança de 95% para o conjunto de 600 simulações aplicadas ao modelos com geometria (I), (II) e (III) e com direção de magnetização variável.

Geometria	Número de simulações	Raio do círculo de confiança de 95% θ_{95}
(I)	200	4.2
(II)	200	4.5
(III)	200	5.9
(I), (II), (III)	600	5.0

Tabela 4.5 – Círculo de confiança de 95% do erro de estimativas de direção da magnetização integrada para as geometrias (I), (II) e (III), conforme a Figura 3.3.1, e direção de magnetização variável. Valores angulares em graus e fração decimal.

Observa-se que a acurácia da estimativa da direção da magnetização integrada para modelos com direção de magnetização variável é ligeiramente menor que a acurácia da estimativa da direção de magnetização para modelos com direção de magnetização constante, e que assim como para o caso de magnetização com direção constante, a estimativa da direção da magnetização integrada a partir da anomalia de intensidade total tende a ter menor acurácia para estruturas mais horizontalizadas, como é o caso das geometrias (II) e (III).

Os testes de simulação numérica acima discutidos contribuíram para testar a eficácia e fornecer uma estimativa da acurácia das determinações de direção de magnetização através do critério MaxiMin. Comprovou-se que o referido critério, não obstante sendo heurístico e válido apenas para a anomalia do dipolo magnético, permite estimar a direção da magnetização de estruturas espacialmente limitadas tanto para o caso de magnetização com direção constante quanto para magnetização com direção variável. No caso de magnetização com direção variável, o critério MaxiMin fornece uma estimativa da direção da magnetização integrada (momento magnético total) da estrutura, que é um parâmetro relevante para a análise paleogeográfica.

4.2 – TESTES EM ANOMALIAS REAIS DO CONTINENTE AUSTRALIANO.

Para a verificação da aplicabilidade da metodologia em algumas anomalias reais, e, ao mesmo tempo, para testar a hipótese de que a $\bar{J}r$ encontrada a partir delas é uma boa aproximação da NRM primária, escolhemos o continente australiano, por várias razões:

- 1) O continente deslocou-se bastante durante o último bilhão de anos, possuindo um APWP bastante variável (usaremos Li e Powell, 2001).
- 2) O conhecimento do paleomagnetismo é bastante completo naquele país, e o APWP é bastante bem determinado no último bilhão de anos.
- 3) Dados magnéticos de boa qualidade daquele país são disponibilizados pelo serviço geológico gratuitamente pela Internet.
- 4) Há muitas rochas datadas na Austrália por métodos confiáveis, como U-Pb SHRIMP em zircão.
- 5) Foram escolhidas anomalias preferencialmente isoladas, intensas, com indício claro de remanescência e cuja rocha-fonte tivesse sido previamente datada por métodos confiáveis, e idades inferiores a 500Ma.

O mapa a seguir mostra a localização das cinco anomalias reais nas quais aplicaremos a metodologia para efeito de teste de consistência:

FIGURA 4.20 – *Localização das anomalias magnéticas no continente australiano utilizadas nesse estudo. A rocha-fonte de cada anomalia real foi datada por geocronologia, com valores de idade publicados.*

As anomalias magnéticas de todas as anomalias foram obtidas junto ao Serviço Geológico australiano, que disponibilizou o mapa magnético integral do continente através do site <http://www.ga.gov.au/oracle/>.

A seguir nas próximas páginas apresentamos uma descrição sucinta das anomalias australianas estudadas e das Unidades geológicas que as produziram:

4.2.1 – Wangaratta – Granito nº 198:

No trabalho denominado “*The geology and prospectivity of the Wangaratta 1:250.000 map sheet area*”, Maher et al. apresentam a geologia e datações de diversas rochas da área. Dentre essas rochas, escolhemos três que apresentam significativa anomalia magnética.

O Granito denominado “Granito nº 198” é descrito como leucocrático, rosa, porfírico com K-feldspatos de até 10mm. Pequenas inclusões máficas são comuns. Composição mineral: quartzo, plagioclásio, K-feldspato, hornblenda, biotita, magnetita.

O granito é datado como sendo do período Devoniano (385 a 415 Ma), segundo Waldon, 1977).

A seguir a anomalia magnética causada por esse granito com trend de ordem 2 removido:

FIGURA 4.21 – Anomalia magnética (trend de ordem 2 removido) do granito nº 198.

4.2.2 – Wangaratta – Granito nº 208:

O Granito denominado “Granito nº 208” é descrito no mesmo trabalho “*The geology and prospectivity of the Wangaratta 1:250.000 map sheet area*” (Maher et al, 1997) como porfirítico, grosseiro (K-feldspatos com 30mm e plagioclásios com 40mm), com abundantes módulos de Turmalina. Composição: 27% quartzo, 42% K-feldspato, 18% plagioclásio, 9% biotita e 2% cordierita.

O granito é datado como sendo do período Devoniano (385 a 415 Ma), segundo (Eaton, 1986).

A seguir a anomalia magnética causada por esse granito com trend de ordem 2 removido:

FIGURA 4.22 – Anomalia magnética (trend de ordem 2 removido) do granito nº 208.

4.2.3 – Wangaratta – Wabonga:

O complexo vulcânico denominado Wabonga é descrita no mesmo trabalho “*The geology and prospectivity of the Wangaratta 1:250.000 map sheet area*” (Maher et al, 1997) como um complexo ígneo tipo caldeira vulcânica.

A intrusão é datada como sendo do período Devoniano (385-415 Ma).

A seguir a anomalia magnética causada por esse complexo com trend de ordem 2 removido:

FIGURA 4.23 – Anomalia magnética (trend de ordem 2 removido) da intrusão denominada Wabonga.

4.2.4 – Tonalito:

A rocha denominada Tonalito está mapeada simplesmente como “tonalito” no mapa geológico australiano. A escolhemos pois tem uma anomalia bastante proeminente e ao mesmo tempo há datação U-Pb em zircão, determinando idade de 415 Ma.

A seguir a anomalia magnética do Tonalito com trend de ordem 2 removido:

FIGURA 4.24 – Anomalia magnética (trend de ordem 2 removido) do Tonalito.

4.2.5 – MLIC:

A sigla MLIC significa “Mount Leyshon Intrusive Complex”. Trata-se de um complexo intrusivo contendo brechas e pórfiros, sendo um dos maiores produtores australianos de ouro das últimas décadas. (Clark, 2003)

A rocha produz uma anomalia magnética bastante significativa e com aspecto de anomalia causada por magnetização predominantemente remanescente.

A idade da intrusão é de 286 ± 6 Ma. (Clark, 2003)

A seguir a anomalia magnética do MLIC com trend de ordem 2 removido:

FIGURA 4.25 – Anomalia magnética (trend de ordem 2 removido) do MLIC.

4.2.6 Resumo dos Testes com rochas reais na Austrália.

Os resultados sumarizados para o continente australiano estão nas tabelas e no diagrama a seguir.

ANOMALIA	LOCALIZAÇÃO		IGRF	
	Lat	Long	Inc	Dec
Tonalito	-19.50	144.44	-49.10	7.30
Wangaratta Granito_n_198	-36.48	146.63	-67.70	11.80
Wangaratta Granito_n_208	-36.17	145.78	-67.50	11.40
Wangaratta Wabonga	-36.81	146.10	-68.00	11.70
MLIC	-20.30	146.27	-50.30	7.90

TABELA 4.6 – Localização e direção do campo atual para as anomalias da Austrália utilizadas.

ANOMALIA	Im (a)	Dm (a)	Im (b)	Dm (b)	Q
Tonalito	-48.60	-83.50	-31.02	-105.95	2.00
Wangaratta Granito_n_198	-49.30	-1.50	-47.44	-2.24	10.00
Wangaratta Granito_n_208	-43.80	-4.60	-41.43	-5.41	10.00
Wangaratta Wabonga	-49.90	3.30	-43.89	1.85	3.00
MLIC	53.00	-59.30	63.85	-141.01	1.35

TABELA 4.7 – Direções da magnetização estimadas para as anomalias da Austrália utilizadas. (a) Inicial.
(b) Final, em correspondência ao valor de Q escolhido.

ANOMALIA	LAT (a)	LONG (a)	LAT (b)	LONG (b)	Q
Tonalito	-14.92	207.87	8.74	213.13	2.00
Wangaratta Granito_n_198	-83.57	314.98	-81.87	312.58	10.00
Wangaratta Granito_n_208	-78.74	304.05	-76.79	303.62	10.00
Wangaratta Wabonga	-83.30	351.22	-78.76	334.69	3.00
MLIC	11.96	99.18	-49.32	103.71	1.35

TABELA 4.8 – Coordenadas do pólo magnético virtual estimadas para as anomalias da Austrália utilizadas. (a) Inicial. (b) Final, em correspondência ao valor de Q escolhido.

A figura a seguir mostra os diagramas dos paleopólos com as retas correspondentes às cinco anomalias australianas.

FIGURA 4.26 – Curva de deriva polar aparente (APWP) para a Austrália e posição do pólo magnético virtual das anomalias utilizadas, para diferentes valores de Q . Ao lado do nome das anomalias está a idade das rochas obtidas através de geocronologia.

No diagrama dos paleopólos, pode-se observar que:

- Wabonga (devoniano, 385 a 415Ma): com $Q > 3$ chega-se no APWP próximo à idade de 400 anos, coerente com a idade real.
- Para o Granito 198 da área Wangaratta, (devoniano, 385 a 415Ma): com $Q > 10$ chega-se no APWP próximo à idade de 400 anos, coerente com a idade real.
- Para o Granito 208 da área Wangaratta, (devoniano, 385 a 415Ma), com $Q > 10$ chega-se no APWP próximo à idade de 400 anos, coerente com a idade real.
- Tonalito (415 Ma), com $Q=2$ chega-se no APWP próximo à idade de 480 anos, apenas cerca de 15% acima da idade medida por geocronologia.
- No Mount Lheson I Carbonatito, datado em 286 Ma, com $Q=1,35$ chega-se no APWP próximo à idade de 325 anos, apenas cerca de 15% acima da idade medida por geocronologia.

A metodologia aplicada nos dados australianos recuperou valores de idades bastante próximas às obtidas através de datação geocronológica para todas as cinco anomalias estudadas, o que é, notadamente considerando os aspectos positivos deste continente para a aplicação da metodologia, um forte indício de que a direção encontrada para $\bar{J}r$ segundo a metodologia proposta seja uma boa aproximação da NRM primária.

4.3 – TESTES SINTÉTICOS.

Uma outra forma de testar a metodologia proposta no capítulo 3 é criar corpos sintéticos com formas simples e magnetização variável com uma certa idade escolhida. A partir da NRM relativa a essa idade, calcular a anomalia que seria devida a esses corpos (*forward modelling*), e posteriormente aplicar a metodologia preconizada e verificar se é possível recuperar a idade inicial. Desta forma, executamos os seguintes passos:

- 1) Escolhemos duas idades, 420 e 760 Ma, a partir das quais, através do APWP publicado de Li and Powell (2001), determinamos a latitude e longitude do paleopólo correspondente (NRM primária).
- 2) Determinamos qual seria a direção do campo correspondente a esse paleopólo em quatro diferentes posições no continente australiano.
- 3) Para cada um dos oito modelos (duas idades e quatro posições), geramos sinteticamente um conjunto de anomalias devidas a um corpo cilíndrico vertical com magnetização remanescente de acordo com direção do campo determinada no passo (2) e com $Q=5$.
- 4) A partir das oito anomalias geradas, aplicamos a metodologia objeto desta tese, relatada no capítulo 3, e plotamos as oito retas obtidas no diagrama de paleopólos e verificamos se a idade inicial é obtida ou aproximada com $Q = 5$.

Para esse exercício, escolhemos as idades de 420 Ma (Devoniano) e 760 Ma (Neoproterozóico), cujos paleopólos são bem determinados por Li and Powell (2001). Em seguida, determinamos arbitrariamente uma posição no interior do continente australiano – assinalada no mapa a seguir:

FIGURA 4.27: *Localização geográfica das quatro posições utilizadas para os testes sintéticos no continente australiano.*

De posse da localização geográfica e idade dos corpos, pode-se calcular a NRM a partir dos paleopólos. A tabela abaixo resume as informações iniciais dos corpos sintéticos.

Nome do Corpo	Posição	Idade Ma	Localização		IGRF		Paleopólo inicial		$\bar{J}_r$	
			Lat	Long	Inc	Dec	Lat	Long	I	D
Sintético 420	1	420	-22.1	132.3	-54.31	4.50	-58	357	-3.39	-158.11
Sintético 420	2	420	-28.0	120.0	-62.04	0.94	-58	357	16.15	-153.32
Sintético 420	3	420	-30.0	147.0	-61.12	9.95	-58	357	3.04	-164.63
Sintético 420	4	420	-14.0	133.0	-42.37	3.97	-58	357	-18.47	-158.09
Sintético 760	1	760	-22.1	132.3	-54.31	4.50	-21	284	-58.12	145.40
Sintético 760	2	760	-28.0	120.0	-62.04	0.94	-21	284	-57.96	160.77
Sintético 760	3	760	-30.0	147.0	-61.12	9.95	-21	284	-42.13	135.67
Sintético 760	4	760	-14.0	133.0	-42.37	3.97	-21	284	-63.33	140.31

TABELA 4.9 – *informações iniciais dos dois corpos sintéticos.*

O modelo que escolhemos é um cilindro vertical, com os seguintes parâmetros espaciais:

Body Properties			
Label name: <input type="text" value="Body"/>			
Density (bg 2.67): <input type="text"/>	Vert. Extent: <input type="text" value="500.0"/>		
Susceptibility: <input type="text" value="0.100000"/> SI	Plunge Azim.: <input type="text" value="0.00"/>		
Body type: <input type="text" value="Pipe"/> ☒ Compute Active	Plunge: <input type="text" value="90.0"/>		
☐ Pos ☐ Reman ☐ Result ☒ Spatial			
X: <input type="text" value="1004.7"/> Y: <input type="text" value="837.1"/> Z: <input type="text" value="50.0"/>		Semi Axes A & B Length (A): <input type="text" value="200.0"/> Azimuth (A): <input type="text" value="0.00"/> Length (B): <input type="text" value="150.0"/>	
Add Label Display Properties		Associated Channels <input type="button" value="Delete"/> <input type="button" value="Display"/>	
Next Body <input >="" <="" <input="" td="" type="button" value=" > "/> <td colspan="2"> Taper Bottom/top: <input type="text" value="1.00"/> </td>		Taper Bottom/top: <input type="text" value="1.00"/>	
14 facets ☐ Locked		<input type="button" value="Close"/> <input type="button" value="Apply"/>	

Profundidade do topo → 50m
 Extensão vertical → 500m
 Semi-eixo X → 200m
 Semi-eixo Y → 150m
 Tipo de corpo → chaminé

FIGURA 4.28: *Parâmetros espaciais do corpo sintético.*

A figura a seguir ilustra a geometria simples (cilindro vertical similar à chaminé vulcânica) que escolhemos para os corpos sintéticos.

FIGURA 4.29: *formato em planta e perspectiva do corpo sintético que utilizamos para gerar as anomalias.*

O cálculo da magnetização de cada um dos oito modelos levou em conta o $\vec{J}_r$ determinado a partir do APWP, o IGRF da posição e $Q = 5$. Optamos por esse valor de Q a partir da citação de Gee et al. (1989), que mostra que a contribuição da magnetização induzida na magnetização total não deve ser negligenciada e que para o caso do *Seamount* de La Palma a magnetização induzida contribui com aproximadamente um sexto da magnetização total daquele *Seamount*.

Para cada uma das oito anomalias geradas sinteticamente, aplicamos a metodologia proposta pela presente tese e explicada no capítulo 3, e obtivemos os resultados da tabela a seguir:

SINTÉTICO 420 Posição 1									
	SITE				MAGNETIZAÇÃO ESTIMADA		PALEOPOLO VIRTUAL		RETIRA INDUZIDA
NT AUS	Lat	Long	Inc	Dec	Im	Dm	LAT	LONG	Q
SINTETICO 420	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-67.28	-8.59	-61.26	143.80	0.95
SINTETICO 420	-22.12	132.30	-54.31	4.50	52.80	-174.56	-77.76	110.35	1.01
SINTETICO 420	-22.12	132.30	-54.31	4.50	12.76	-161.23	-66.05	364.28	2
SINTETICO 420	-22.12	132.30	-54.31	4.50	3.11	-159.15	-61.12	359.74	3
SINTETICO 420	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-4.22	-157.61	57.37	177.19	5
SINTETICO 420	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-9.59	-156.47	54.56	175.61	10
SINTETICO 420	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-12.25	-155.89	53.13	174.90	20
SINTETICO 420	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-13.84	-155.54	52.27	174.49	50
SINTETICO 420	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-14.37	-155.42	51.98	174.36	100

SINTÉTICO 420 Posição 2									
	SITE				MAGNETIZAÇÃO ESTIMADA		PALEOPOLO VIRTUAL		RETIRA INDUZIDA
NT AUS	Lat	Long	Inc	Dec	Im	Dm	LAT	LONG	Q
SINTETICO 420	-28.00	120.00	-62.04	0.94	-74.83	-51.49	-42.44	150.36	0.89
SINTETICO 420	-28.00	120.00	-62.04	0.94	61.15	-177.84	-75.67	113.52	1.01
SINTETICO 420	-28.00	120.00	-62.04	0.94	28.98	-157.17	-65.45	364.12	2
SINTETICO 420	-28.00	120.00	-62.04	0.94	20.25	-154.30	-60.18	359.04	3
SINTETICO 420	-28.00	120.00	-62.04	0.94	13.54	-152.32	-56.35	356.34	5
SINTETICO 420	-28.00	120.00	-62.04	0.94	8.60	-150.94	-53.61	354.73	10
SINTETICO 420	-28.00	120.00	-62.04	0.94	6.15	-150.26	-52.26	354.02	20
SINTETICO 420	-28.00	120.00	-62.04	0.94	4.68	-149.87	-51.46	353.62	50
SINTETICO 420	-28.00	120.00	-62.04	0.94	4.19	-149.73	-51.19	353.49	100

SINTÉTICO 420 Posição 3									
	SITE				MAGNETIZAÇÃO ESTIMADA		PALEOPOLO VIRTUAL		RETIRA INDUZIDA
NT AUS	Lat	Long	Inc	Dec	Im	Dm	LAT	LONG	Q
SINTETICO 420	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-68.03	7.89	-68.09	133.65	0.98
SINTETICO 420	-30.00	147.00	-61.12	9.95	58.86	-169.56	-77.15	108.14	1.01
SINTETICO 420	-30.00	147.00	-61.12	9.95	13.32	-165.20	-62.91	360.85	2

SINTETICO 420	-30.00	147.00	-61.12	9.95	3.13	-164.64	-58.04	357.02	3
SINTETICO 420	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-4.58	-164.22	54.37	174.79	5
SINTETICO 420	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-10.21	-163.92	51.62	173.39	10
SINTETICO 420	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-13.01	-163.76	50.23	172.74	20
SINTETICO 420	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-14.68	-163.66	49.38	172.36	50
SINTETICO 420	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-15.24	-163.63	49.10	172.24	100

SINTÉTICO 420 Posição 4									
	SITE				MAGNETIZAÇÃO ESTIMADA		PALEOPOLO VIRTUAL		RETIRA INDUZIDA
NT AUS	Lat	Long	Inc	Dec	Im	Dm	LAT	LONG	Q
SINTETICO 420	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-48.10	1.09	-74.84	129.37	0.98
SINTETICO 420	-14.00	133.00	-42.37	3.97	40.33	-175.14	-79.89	106.61	1.01
SINTETICO 420	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-3.16	-162.56	66.73	182.31	2
SINTETICO 420	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-13.04	-160.13	61.48	178.01	3
SINTETICO 420	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-20.49	-158.16	57.24	175.51	5
SINTETICO 420	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-25.93	-156.60	53.91	173.94	10
SINTETICO 420	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-28.62	-155.77	52.18	173.22	20
SINTETICO 420	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-30.23	-155.25	51.11	172.80	50
SINTETICO 420	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-30.76	-155.08	50.75	172.67	100

SINTÉTICO 760 Posição 1									
	SITE				MAGNETIZAÇÃO ESTIMADA		PALEOPOLO VIRTUAL		RETIRA INDUZIDA
NT AUS	Lat	Long	Inc	Dec	Im	Dm	LAT	LONG	Q
SINTETICO 760	-22.12	132.30	-54.31	4.50	17.26	170.85	-74.07	277.38	0.8
SINTETICO 760	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-17.93	162.99	54.53	102.46	1.01
SINTETICO 760	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-45.76	154.18	34.74	104.17	2
SINTETICO 760	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-53.42	150.07	27.09	104.60	3
SINTETICO 760	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-59.20	145.74	20.16	104.95	5
SINTETICO 760	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-63.35	141.50	14.35	105.22	10
SINTETICO 760	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-65.35	138.91	11.22	105.36	20
SINTETICO 760	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-66.53	137.16	9.27	105.44	50
SINTETICO 760	-22.12	132.30	-54.31	4.50	-66.92	136.54	8.61	105.47	100

SINTÉTICO 760 Posição 2									
	SITE				MAGNETIZAÇÃO ESTIMADA		PALEOPOLO VIRTUAL		RETIRA INDUZIDA
NT AUS	Lat	Long	Inc	Dec	Im	Dm	LAT	LONG	Q
SINTETICO 760	-28.00	120.00	-62.04	0.94	14.79	171.73	-68.08	277.54	0.77

SINTETICO 760	-28.00	120.00	-62.04	0.94	-18.47	168.35	50.86	101.60	1.01
SINTETICO 760	-28.00	120.00	-62.04	0.94	-44.95	164.59	33.50	103.43	2
SINTETICO 760	-28.00	120.00	-62.04	0.94	-52.56	162.84	26.73	103.94	3
SINTETICO 760	-28.00	120.00	-62.04	0.94	-58.43	161.00	20.57	104.35	5
SINTETICO 760	-28.00	120.00	-62.04	0.94	-62.74	159.20	15.39	104.67	10
SINTETICO 760	-28.00	120.00	-62.04	0.94	-64.88	158.09	12.59	104.84	20
SINTETICO 760	-28.00	120.00	-62.04	0.94	-66.15	157.34	10.83	104.94	50
SINTETICO 760	-28.00	120.00	-62.04	0.94	-66.58	157.08	10.24	104.98	100

SINTÉTICO 760 Posição 3									
	SITE				MAGNETIZAÇÃO ESTIMADA		PALEOPOLO VIRTUAL		RETIRA INDUZIDA
NT AUS	Lat	Long	Inc	Dec	Im	Dm	LAT	LONG	Q
SINTETICO 760	-30.00	147.00	-61.12	9.95	23.74	161.92	-65.70	279.55	0.84
SINTETICO 760	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-1.23	153.27	50.18	102.38	1.01
SINTETICO 760	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-30.37	142.64	31.34	104.02	2
SINTETICO 760	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-38.22	138.78	25.02	104.42	3
SINTETICO 760	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-44.15	135.20	19.54	104.73	5
SINTETICO 760	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-48.44	132.07	15.06	104.96	10
SINTETICO 760	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-50.54	130.31	12.67	105.09	20
SINTETICO 760	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-51.78	129.19	11.18	105.16	50
SINTETICO 760	-30.00	147.00	-61.12	9.95	-52.19	128.80	10.68	105.19	100

SINTÉTICO 760 Posição 4									
	SITE				MAGNETIZAÇÃO ESTIMADA		PALEOPOLO VIRTUAL		RETIRA INDUZIDA
NT AUS	Lat	Long	Inc	Dec	Im	Dm	LAT	LONG	Q
SINTETICO 760	-14.00	133.00	-42.37	3.97	10.04	173.80	-79.17	278.04	0.91
SINTETICO 760	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-8.37	169.35	68.95	102.13	1.01
SINTETICO 760	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-43.45	158.27	45.32	104.59	2
SINTETICO 760	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-52.17	153.43	36.77	105.00	3
SINTETICO 760	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-58.64	148.26	28.97	105.30	5
SINTETICO 760	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-63.22	143.08	22.39	105.52	10
SINTETICO 760	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-65.40	139.87	18.82	105.63	20
SINTETICO 760	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-66.67	137.69	16.58	105.69	50
SINTETICO 760	-14.00	133.00	-42.37	3.97	-67.09	136.91	15.82	105.71	100

TABELA 4.10 – resultados das aplicações da metodologia nas anomalias sintéticas.

Finalmente plotamos os resultados obtidos no diagrama dos paleopólos, conforme a figura a seguir. Em todas as figuras, a cor determina a posição de origem da simulação, segundo a seguinte legenda:

Posição	Lat	Long	Cor nos diagramas
Posição 1	-22.1	132.3	Laranja
Posição 2	-28.0	120.0	Azul
Posição 3	-30.0	147.0	Verde
Posição 4	-14.0	133.0	Preto

TABELA 4.11 – legenda de cores para as retas resultantes da aplicação da metodologia nos modelos sintéticos.

FIGURA 4.30: resultados da aplicação da metodologia nas oito anomalias sintéticas australianas. Posição 1 = laranja; Posição 2 = azul; Posição 3 = verde; Posição 4 = preto.

Para uma visualização melhor, geramos um *zoom* nas retas das aplicações para as simulações da idade 420 Ma:

FIGURA 4.31: *zoom* nos resultados da aplicação da metodologia nas simulações 420Ma.

Posição 1 = laranja; Posição 2 = azul; Posição 3 = verde; Posição 4 = preto.

Da mesma forma, para uma visualização melhor, geramos um *zoom* nas retas das aplicações para as simulações da idade 760 Ma:

FIGURA 4.32: zoom nos resultados da aplicação da metodologia nas simulações 760Ma.

Posição 1 = laranja; Posição 2 = azul; Posição 3 = verde; Posição 4 = preto.

Vê-se no diagrama dos paleopólos que as idades dos corpos são recuperadas com $Q=5$ em seis das oito anomalias:

Recupera-se a idade de 420Ma com $Q=5$ nas simulações a partir das posições 1, 2 e 4, e recupera-se a idade de 760Ma com $Q=5$ nas simulações a partir das posições 1, 2 e 3.

Apenas em dois casos a idade é recuperada, porém com Q diferente:

- Sintético 420 a posição 3 recupera a idade de 420 Ma, porém com $Q=3$, ficando o $Q=5$ muito próximo.
- Sintético 760 a posição 4 recupera a idade de 760 Ma, porém com $Q=10$, ficando o $Q=5$ cerca de 8° distante.

Em todos os outros 6 casos, como dissemos, a idade é recuperada com $Q=5$. Mesmo nos dois casos em que o Q recuperado pela metodologia não é 5, a reta resultante corta o APWP exatamente na idade inicial.

Esses resultados sugerem que a metodologia seja bastante robusta para determinar a idade a partir da anomalia se um bom APWP for disponível. Os resultados sintéticos também sugerem que para a determinação do valor de Q da rocha fonte da anomalia, a metodologia fornece um bom indicativo de ordem de grandeza, que, embora não tão preciso, pode auxiliar por exemplo no aumento do conhecimento das propriedades físicas da rocha fonte e nas inversões magnéticas.

5) APLICAÇÃO EM ANOMALIAS NO TERRITÓRIO BRASILEIRO

Verificada a pertinência da metodologia no continente australiano, passamos agora a aplicar a metodologia em anomalias no território brasileiro. Para a placa sulamericana, usaremos o período Mesozóico, onde a curva de deriva polar aparente (APWP) é mais bem conhecida do que em períodos mais antigos.

Existem diversas propostas para o APWP da placa Sul-americana, dentre as quais Randall (1998), Rakotosolofo (2004) e Ernesto (2006), sendo que se optou pelo APWP de Ernesto (2006), conforme discutido no Capítulo 2.

As anomalias escolhidas para o presente trabalho, em função de serem de alta amplitude magnética, isoladas (fonte magnética proveniente de uma única intrusão relativamente limitada no tempo e espaço geológico), jovens (Mesozóicas ou provavelmente Mesozóicas, portanto comparáveis ao APWP Mesozóicos e com menor probabilidade de terem magnetização secundária), e cujos dados magnéticos sejam disponíveis, são as seguintes:

- Anomalia magnética de Tapira – Triângulo Mineiro – MG
- Anomalia magnética de Juquiá – Vale do Ribeira – SP
- Anomalia magnética de Registro – Vale do Ribeira – SP
- Anomalia magnética de Pariqueraçu – Vale do Ribeira – SP
- Anomalia magnética de Araxá – Triângulo Mineiro – MG

FIGURA 5.1 – *Localização das anomalias magnéticas no Brasil utilizadas nesse estudo.*

ANOMALIA	SITE		CAMPO ATUAL	
	Lat	Long	Inc	Dec
Juquiá	-24.41	-47.68	-26.77	-15.88
Pariqueraçu	-24.73	-47.82	-27.09	-15.71
Registro	-24.54	-47.71	-26.92	-15.83
Araxá	-19.66	-46.94	-19.60	-16.50
Tapira	-19.89	-46.83	-19.40	-16.20

TABELA 5.1 – Localização e direção do campo geomagnético atual para as anomalias do Brasil.

5.1 ANOMALIA DE TAPIRA – APLICAÇÃO DA METODOLOGIA

Faremos a seguir uma exemplificação da metodologia desenvolvida, usando para tanto a anomalia magnética da intrusão de Tapira.

A intrusão denominada Tapira fica na cidade de Tapira – MG, e trata-se de um complexo carbonatítico ultrabásico mineralizado em P_2O_5 (fósforo), Nb_2O_5 (Nióbio) e TiO_2 (Titânio). A figura a seguir mostra o mapa geológico esquemático da intrusão:

FIGURA 5.2 – Mapa geológico do complexo ultrabásico carbonatítico de Tapira (Melo 1997)

Obtivemos a anomalia magnética da intrusão Tapira nos dados do CGBA (Convênio Geofísico Brasil – Alemanha), executado em 1971. Não obstante o levantamento não ser ideal, dentro dos parâmetros de voo utilizados em tempos recentes, sobretudo do ponto de vista do espaçamento entre linhas e direção das linhas de voo, ainda assim o campo magnético da intrusão é bem amostrado em virtude de sua dimensão e magnitude. O voo tem as seguintes características:

Métodos:	Magnetometria
Contratante:	DNPM
Contratado:	CPRM/PRAKLA
Período:	03/71 a 09/72
Número de áreas:	01
Total de Perfis:	360.000 KM
Intervalo (AM):	60 m
Altura de Voo:	350 m
área Total:	570.000 km2
Direção (LV):	E-W
Espaçamento (LV):	2 km

A figura a seguir mostra a imagem do CGBA com a localização da intrusão.

FIGURA 5.3: Mapa magnético do convênio Geofísico Brasil – Alemanha (1971) com a localização da anomalia de Tapira.

Em seguida, cortamos uma janela do grid do aerolevantamento, obtendo o campo magnético medido apenas na região da intrusão. Posteriormente, calculamos a tendência regional desta janela através de um polinômio de ordem 2, e obtivemos a anomalia residual da intrusão Tapira. As figuras a seguir ilustram os resultados:

FIGURA 5.4 – Janelas do aerolevantamento na região da intrusão Tapira. À esquerda, campo magnético reduzido do IGRF e à direita, o campo magnético total reduzido do IGRF e com trend de ordem 2 removido.

A partir do grid janelado e com o trend devidamente removido, usamos o algoritmo proposto por Fedi et al. e calculamos a magnetização total da anomalia, conforme o relatório de saída computacional abaixo:

“Convergiu em 389 iterações

Tempo de processamento: 1.5 segundos

Grid inicial: tapira_trend_surfer.grd

Grid reduzido ao pólo: tapira_trend_surfer_RED_POLO.grd

Relatório: tapira_trend_surfer_RELATORIO.txt

Amostragem do espaço de parâmetros: 30 vetores

Raio do círculo de concentração: 0.5 graus

Direção de referência fixa

Ir: -19.4

Dr: -16.2

Direção de magnetização estimada

Im: 68.4

Dm: -174.1

Função objetivo, valor final: 114.1”

Desta forma, temos que segundo o método proposto por Fedi et al., a direção de magnetização da anomalia magnética na região de Tapira é $(Im, Dm) = (68.4^\circ, -174.1^\circ)$. No pólo Sul, esse é o nosso vetor $\vec{J}$.

Do vetor $\vec{J}_i$ já conhecemos a inclinação e a declinação, que são dados pelo IGRF. Ainda falta conhecer o valor de “Q”, a constante de Koenigsberger para que a equação vetorial $\vec{J}_r = \vec{J} - \vec{J}_i$ [1] possa ser aplicada e então seja possível calcular o valor de $\vec{J}_r$.

O próximo passo é variar Q do mínimo, abaixo do qual a equação 3.1 não tem solução, ao valor máximo, acima do qual o paleopólo não varia significativamente, para obter os vários valores possíveis de $\vec{J}_r$. A tabela abaixo mostra os resultados:

Q	Latitude	Longitude
Q mínimo 0.8	-59.7	89.1
1	-71.8	72.4
2	-78.3	-3.1
3	-74.1	-29.2
10	-63.7	-48.7
20	-60.9	-51.4

TABELA 5.2 – Coordenadas do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Tapira, para diferentes valores da razão de Koenigsberger Q.

De posse dos diferentes valores do pólo magnético virtual Sul, obtidos exclusivamente a partir da anomalia magnética de Tapira, plotam-se os valores no diagrama de paleopólos e compara-se com o APWP da placa na qual a anomalia está contida.

FIGURA 5.5 – Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual da anomalia de Tapira, para diferentes valores de Q .

Na figura acima, a reta com os valores de Q aproxima-se da curva APWP de Ernesto (2006) para o valor de $Q=2$, o que indicaria uma possível idade para a intrusão entre 70 e 80 milhões de anos. Segundo Hasui & Cordani (1968), a idade da intrusão é entre 71.2 ± 5.1 e 87.2 ± 1.2 .

Dessa forma, para o exemplo de Tapira, foi obtida uma estimativa concordante com a idade radiométrica para a época da intrusão, partindo exclusivamente dos dados aeromagnéticos coletados em 1971.

5.2 ANOMALIA DE JUQUIÁ – APLICAÇÃO DA METODOLOGIA

FIGURA 5.6 – Localização da anomalia de Juquiá no mapa magnético do Sul do Estado de São Paulo.

Parâmetros do aerolevanteamento:

Métodos:	Magnetometria e Gamaespectrometria
Período:	06/78 a 02/79
Altura de Vôo:	150 m
Direção (LV):	N-S
Espaçamento (LV):	1 km

FIGURA 5.7: Janelas do aerolevanteamento na região da anomalia de Juquiá. À esquerda, campo magnético reduzido do IGRF e à direita, o campo magnético total reduzido do IGRF com trend de ordem 2 removido.

A seguir o mapa geológico básico da área do Complexo Alcalino de Juquiá (modificado de Born 1971 e Beccaluva et al.1992):

FIGURA 5.8 – Mapa geológico esquemático do complexo alcalino de Juquiá (modificado de Born 1971 e Beccaluva et al.1992).

Relatório de saída computacional do algoritmo de Fedi et al. implementado.

“Convergiu em 569 iterações

Tempo de processamento: 2.2 segundos

Grid inicial: juquia_mag.grd

Grid reduzido ao pólo: juquia_mag_RED_POLO_7.grd

Relatório: juquia_mag_RELATORIO_7.txt

Amostragem do espaço de parâmetros: 30 vetores

Raio do círculo de concentração: 0.5 graus

Direção de referência fixa

Ir: -26.8

Dr: -15.9

Direção de magnetização estimada

Im: 43.2

Dm: -175.2

Função objetivo, valor final: 365.4”

Resultados dos paleopólos virtuais em função de Q:

Q	Latitude	Longitude
Q mínimo 0.4	-26.4	70.8
1	-72.1	73.9
2	-82.4	79.2
3	-86.1	87.9
10	-87.9	215.4
20	-86.8	228

TABELA 5.3 – *Coordenadas do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Juquiá, para diferentes valores da razão de Koenigsberger Q.*

Plotagem dos resultados de Juquiá no gráfico do APWP da placa Sul-Americana.

FIGURA 5.9 – Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual da anomalia de Juquiá, para diferentes valores de Q .

A figura a seguir mostra um zoom na região do APWP para melhor visualização.

FIGURA 5.10 – anomalia de Juquiá – zoom.

Na figura acima é possível observar que com $Q = 3$ obtemos segundo o APWP de Ernesto (2006) uma possível idade para a intrusão de 130 Ma. Segundo Amaral et al., (1967), a idade da intrusão é de 130 Ma.

O resultado satisfatório obtido na aplicação da técnica caso da anomalia de Juquiá é contrastante com o alto índice de variabilidade das medidas paleomagnéticas diretas obtidas no laboratório de paleomagnetismo do IAG-USP. A tabela do anexo 1 mostra os Resultados das Medições de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética e Magnetização Remanescente das amostras de Juquiá.

Como se pode ver na tabela do Anexo 1, os dados são extremamente erráticos, sendo particularmente difícil confiar em quaisquer médias, sejam geométricas, aritméticas ou de Fisher obtidas a partir desses dados. No paleomagnetismo direto, procura-se amostrar diretamente a rocha com o maior número de amostras possíveis, e a partir daí gerar médias que resultarão em última

análise em valores da NRM que, convertida ao pólo, levará às informações paleogeográficas da rocha. Os valores erráticos não são incomuns e devem-se à natural heterogeneidade das Unidades geológicas.

Por outro lado, a metodologia do presente trabalho, que procura isolar e considerar a NRM da anomalia como um todo, integrando momentos magnéticos de diferentes materiais petrográficos pertencentes à mesma Unidade, mostrou bastante acerto na determinação do paleopólo partindo da anomalia magnética de Juquiá. Isto parece indicar que a anomalia refere-se à totalidade do corpo geológico que a produz, ou seja, é como se na presente metodologia amostrássemos toda a rocha de uma só vez, e cujo resultado represente a NRM média da totalidade da intrusão.

5.3 ANOMALIA DE PARIQUERAÇU – APLICAÇÃO DA METODOLOGIA

FIGURA 5.11 – Localização da anomalia de Pariqueraçu no mapa magnético do Sul do Estado de São Paulo.

Parâmetros do aerolevantamento:

Métodos:	Magnetometria e Gamaespectrometria
Período:	06/78 a 02/79
Altura de Vôo:	150 m
Direção (LV):	N-S
Espaçamento (LV):	1 km

FIGURA 5.12: Janelas do aerolevantamento na região da anomalia de Pariqueraçu. À esquerda, campo magnético reduzido do IGRF e à direita, o campo magnético total reduzido do IGRF com trend de ordem 2 removido.

A seguir o mapa geológico básico da área do Complexo Alcalino de Pariqueraçu (Coutinho et al. (2004)):

FIGURA 5.13 – Mapa geológico esquemático do complexo alcalino de Pariqueraçu (segundo Coutinho et al. (2004)).

Relatório de saída computacional do algoritmo de Fedi et al. implementado.

“Convergiu em 429 iterações

Tempo de processamento: 2.1 segundos

Grid inicial: pqacu_mag.grd

Grid reduzido ao pólo: pqacu_mag_RED_POLO.grd

Relatório: pqacu_mag_RELATORIO.txt

Amostragem do espaço de parâmetros: 30 vetores

Raio do círculo de concentração: 0.5 graus

Direção de referência fixa

Ir: -27.1

Dr: -15.7

Direção de magnetização estimada

Im: -38.9

Dm: -4.1

Função objetivo, valor final: 430.3”

Resultados dos paleopólos virtuais em função de Q:

Q	Latitude	Longitude
Q mínimo 0.3	-14.2	-106.8
1	-78.5	-108.4
2	-87	-113.4
3	-89.5	209.4
10	-86.8	79.6
20	-86.1	78.4

TABELA 5.4 – Coordenadas do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Pariqueraçu, para diferentes valores da razão de Koenigsberger Q .

Plotagem dos resultados de Pariqueraçu no gráfico do APWP da placa Sul-Americana.

FIGURA 5.14 – Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual da anomalia de Pariqueraçu, para diferentes valores de Q .

Executamos um zoom na região do APWP para melhor visualização.

FIGURA 5.15 – *anomalia de Paríqueraçu – zoom.*

Na figura acima é possível observar que com $Q > 10$, a posição da reta com os valores possíveis de Q é praticamente sobreposta ao APWP de Ernesto (2006), indicando uma possível idade para a intrusão de 130 Ma. A rocha fonte não foi datada até o momento.

Morbidelli et al. (2000) conclui que dados geológicos e petrológicos sugerem que a idade do complexo alcalino de Paríqueraçu seja similar às idades dos complexos de Juquiá e Jacupiranga, ou seja, 130Ma.

Os resultados obtidos com a metodologia do presente trabalho, uma idade de 130Ma para o Complexo alcalino de Paríqueraçu, são coerentes com as conclusões de Morbidelli et al. (2000).

5.4 ANOMALIA DE REGISTRO – APLICAÇÃO DA METODOLOGIA

FIGURA 5.16 – Localização da anomalia de Registro no mapa magnético do Sul do Estado de São Paulo.

Parâmetros do aerolevamento:

Métodos:	Magnetometria e Gamaespectrometria
Período:	06/78 a 02/79
Altura de Vôo:	150 m
Direção (LV):	N-S
Espaçamento (LV):	1 km

FIGURA 5.17: Janelas do aerolevamento na região da anomalia de Registro. À esquerda, campo magnético reduzido do IGRF e à direita, o campo magnético total reduzido do IGRF com trend de ordem 2 removido.

Não há mapeamento geológico da intrusão. Não foram encontrados afloramentos da rocha em superfície até o momento.

Relatório de saída computacional do algoritmo de Fedi et al. implementado.

“Convergiu em 320 iterações

Tempo de processamento: 1.3 segundos

Grid inicial: registro_mag.grd

Grid reduzido ao pólo: registro_mag_RED_POLO.grd

Relatório: registro_mag_RELATORIO.txt

Amostragem do espaço de parâmetros: 30 vetores

Raio do círculo de concentração: 0.5 graus

Direção de referência fixa

Ir: -26.9

Dr: -15.8

Direção de magnetização estimada

Im: -38.1

Dm: -10.4

Função objetivo, valor final: 354.3”

Resultados dos paleopólos virtuais em função de Q:

Q	Latitude	Longitude
Q mínimo 0.3	-43.3	-83.7
1	-84.1	-20.5
2	-83.5	33
3	-82.5	44.4
10	-80.7	55.1
20	-80.3	56.8

TABELA 5.5 – Coordenadas do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Registro, para diferentes valores da razão de Koenigsberger Q .

Plotagem dos resultados de Registro no gráfico do APWP da placa Sul-Americana.

Não é possível determinar qual seria a idade correta. A rocha não foi interceptada e não há datações disponíveis. É importante acrescentar que o APWP para idades mais antigas do que 130Ma também não está representado no diagrama acima. Desta forma, como não temos a datação para essa rocha, devemos considerar a possibilidade de que a intrusão seja ainda mais antiga.

Porém considerando as idades das intrusões de Juquiá, Jacupiranga entre outras rochas com anomalias magnéticas similares e com posição geográfica bastante próxima, é razoável interpretar que a idade entre 80 e 100 Ma obtida com a metodologia do presente trabalho e $Q=0.88$ seja a idade mais provável.

5.5 ANOMALIA DE ARAXÁ –APLICAÇÃO DA METODOLOGIA

FIGURA 5.19 – Localização da anomalia de Araxá no mapa magnético do Convênio Brasil - Alemanha.

Parâmetros do aerolevantamento:

Métodos:	Magnetometria
Contratante:	DNPM
Período:	03/71 a 09/72
Total de Perfis:	360.000 KM
Intervalo (AM):	60 m
Altura de Vôo:	350 m
área Total:	570.000 km2
Direção (LV):	E-W
Espaçamento (LV):	2 km

FIGURA 5.20: Janelas do aerolevantamento na região da anomalia de Araxá. À esquerda, campo magnético reduzido do IGRF e à direita, o campo magnético total reduzido do IGRF com trend de ordem 2 removido.

A seguir o mapa geológico básico da área do Complexo Alcalino de Araxá (modificado de Silva, 1986):

FIGURA 5.21 – Mapa geológico do complexo alcalino-carbonatítico de Araxá (Silva 1986).

Relatório de saída computacional do algoritmo de Fedi et al. implementado.

“Convergiu em 411 iterações

Tempo de processamento: 0.6 segundos

Grid inicial: araxa_trend_surfer.grd

Relatório: araxa_trend_surfer_RELATORIO_2.txt

Amostragem do espaço de parâmetros: 30 vetores

Raio do círculo de concentração: 0.5 graus

Direção de referência fixa

Ir: -18.8

Dr: -16.1

Direção de magnetização estimada

Im: -15.3

Dm: -0.2

Função objetivo, valor final: 84.5”

Resultados dos paleopólos virtuais em função de Q:

Q	Latitude	Longitude
Q mínimo 0.2	-50.7	-42.3
0.35	-73	-6.6
1	-76	41.2
2	-75.3	51.6
3	-75	54.7
10	-74.5	58.7
20	-74.4	59.6

TABELA 5.6 – Coordenadas do pólo magnético virtual Sul da anomalia de Araxá, para diferentes valores da razão de Koenigsberger Q .

Plotagem dos resultados de Araxá no gráfico do APWP da placa Sul-Americana.

FIGURA 5.22 – Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual da anomalia de Araxá, para diferentes valores de Q .

Na figura acima é possível observar que com $Q = 0.35$ o segmento de reta intercepta o círculo de 70 Ma do APWP de Ernesto (2006). Portanto, segundo a metodologia do presente trabalho a idade da intrusão é 70 Ma. Segundo Gomes et al. (1990), a idade da intrusão é de 80 ± 10 Ma.

5.6 RESUMO DA APLICAÇÃO DA METODOLOGIA NAS ANOMALIAS BRASILEIRAS

As tabelas a seguir apresentam os resultados sumarizados para as anomalias brasileiras.

ANOMALIA	Im (a)	Dm (a)	Im (b)	Dm (b)	Q
Juquiá	43.30	-175.20	38.34	177.10	3.00
Pariqueraçu	-39.00	-4.40	-40.11	-3.09	10.00
Registro	-38.00	-10.40	-50.19	-1.79	0.88
Araxá	-27.10	-15.50	-48.94	-11.40	0.35
Tapira	51.40	-151.40	36.06	179.68	2.00

TABELA 5.7 – *Direções das magnetizações estimadas para as anomalias do Brasil. (a) Inicial. (b) Final, em correspondência ao valor de Q escolhido.*

ANOMALIA	LAT (a)	LONG (a)	LAT (b)	LONG (b)	Q	Idade Aparente (segundo a presente metodologia)	Idade radiométrica
Juquiá	-85.57	-126.01	-86.11	88.46	3.00	130 Ma	130 Ma
Pariqueraçu	-85.15	74.96	-86.60	75.31	10.00	130 Ma	—
Registro	-79.90	58.72	-83.39	-34.27	0.88		—
Araxá	-74.27	60.36	-75.49	-3.77	0.35	70 Ma	80 ± 10 Ma
Tapira	-61.68	-105.60	-89.68	22.44	2.00	75 Ma	79 ± 8 Ma

TABELA 5.8 – *Coordenadas do pólo magnético virtual estimadas para as anomalias da Brasil. (a) Inicial. (b) Final, em correspondência ao valor de Q escolhido. Idade aparente das intrusões, segundo o Q escolhido, e idade radiométrica das intrusões cuja fonte foi interceptada.*

Plotagem dos resultados de todas as anomalias brasileiras no gráfico do APWP da placa Sul-Americana.

FIGURA 5.23 – Curva de deriva polar aparente (APWP) para o Brasil e posição do pólo magnético virtual das anomalias utilizadas, para diferentes valores de Q.

Em vista dos resultados resumidos na tabela 5.8 e na figura 5.23, podem ser efetuados os comentários genéricos seguintes:

- Juquiá: com $Q=3$ recuperamos a idade de 130Ma, que é a idade preferencial medida por geocronologia.
- Registro: com $Q=0.88$ recuperamos a idade de 95Ma. A rocha fonte dessa anomalia ainda não foi encontrada.
- Pariqueraçu: com $Q=10$ recuperamos a idade de 125Ma. A rocha fonte dessa anomalia ainda não foi datada, porém Morbidelli et al. (2000) sugerem que com base em dados geológicos e petrológicos a idade da intrusão deverá ser próxima a 130 ± 5 Ma, ou seja, corroboramos com a sugestão de Morbidelli et al. (2000).
- Araxá: com $Q=0.35$ recuperamos a idade de 70Ma, dentro da margem de erro da idade radiométrica medida que é de 80 ± 10 Ma.
- Tapira : com $Q=2$ recuperamos a idade de 70 Ma, praticamente dentro da margem de erro da idade radiométrica medida que é de 79 ± 8 Ma.

Desta forma, podemos concluir que conseguimos uma boa aproximação para as três rochas cuja idade é conhecida, Araxá, Tapira e Juquiá, todas dentro ou praticamente dentro do $\alpha 95$.

No caso das intrusões cuja idade da rocha fonte não é conhecida, Pariqueraçu e Registro, pode-se dizer que as idades aparentes que obtivemos aplicando a metodologia são compatíveis com as intrusões alcalinas brasileiras que ocorreram no período entre 130 e 65 Ma, como era razoável supor com base nas idades datadas das intrusões semelhantes em tamanho, forma e posição geográfica.

6) CONCLUSÕES

O presente trabalho apresenta a criação de uma metodologia que, partindo exclusivamente de uma anomalia magnética, determina informações de paleogeografia da rocha fonte, sobretudo se a anomalia tiver alta contribuição de magnetização remanescente. Criada a metodologia, testamos a sua validade em dois tipos de teste no continente australiano, sintéticos e reais.

Os resultados a partir de cinco anomalias reais australianas recuperaram muito bem as idades obtidas no material fonte das anomalias através de geocronologia, sugerindo a eficácia do método.

Os resultados sintéticos mostraram que a metodologia é válida, e conseguimos recuperar as idades fixadas inicialmente, sobretudo os corpos sintéticos com magnetização remanescente predominante, ou seja, com constante de Koenigsberger maior do que 10 ($Q > 10$).

A partir da validação da metodologia, passamos a aplicá-la em cinco anomalias brasileiras. Das cinco anomalias estudadas, conhecemos a idade de três através de métodos geocronológicos diretos (Tapira, Juquiá e Araxá). Nas três obtivemos resultados satisfatórios, coerentes e dentro das margens de erro do APWP e das datações radiométricas.

Nas restantes duas anomalias brasileiras estudadas que não têm idade conhecida (Pariqueraçu e Registro), contribuímos para aumentar a informação sobre a fonte e estimamos a idade das intrusões com resultados coerentes, o que é exatamente o objetivo da metodologia criada.

Com relação aos dados magnetométricos, acreditamos ser importante a discussão a respeito da sua qualidade original. Não obstante termos obtidos excelentes resultados com dados de qualidade inferior ao possível considerando o estado da arte em 2007, novos testes devem ser efetuados com diferentes tipos e qualidade de dados a fim de verificar-se até que ponto a qualidade do dado geofísico influi nos resultados da aplicação da metodologia. Usamos nesta tese dados de qualidade média para baixa, com alto espaçamento entre as linhas de vôo, alguns levantamentos E-W, altitudes sempre maiores do que 100m e amostragem de medidas ao longo da linha de 1Hz, todos esses parâmetros contra 1KHz disponível hoje em dia.

Não obstante o grande sucesso que obtivemos nos testes sintéticos, nos testes australianos e nas anomalias brasileiras, alguns aspectos da metodologia poderão ser aperfeiçoados futuramente, trabalhando-se nos seus pontos de maior fraqueza. As maiores fontes de incerteza da metodologia estão nos três aspectos seguintes:

- A) no cálculo da magnetização total (J), que é dada por um algoritmo baseado na redução ao pólo. Porém pode-se usar qualquer método de cálculo da magnetização total., não necessariamente Fedi et al. (1994).
- B) na assunção que a magnetização remanescente que encontramos ao retirar a componente induzida é a NRM primária. Conforme explicitado no capítulo 3, a metodologia é válida se a componente remanescente for total ou majoritariamente devida à NRM primária.
- C) na assunção que toda a anomalia que usamos para o cálculo advém de uma só rocha.

Tudo o mais é dado.

6.1 – VISÃO DE FUTURO E SUGESTÕES:

Acreditamos que a metodologia desenvolvida poderá contribuir para o avanço do conhecimento geocientífico de várias formas diferentes: por exemplo:

- (1) Anomalias cuja fonte ainda não foi interceptada (exemplo: rocha fonte da anomalia de Pirapora) poderão ser analisadas e aumentará o conhecimento sobre a rocha-fonte;
- (2) A aplicação da metodologia poderá contribuir para novos pontos no APWP, a título de pontos sugeridos a serem verificados;
- (3) O estudo da idade de corpos magnéticos a geocientistas sem acesso a laboratório paleomagnético ou geocronológico;
- (4) Estudo prévio de anomalias a fim de que alvos de paleomagnetismo e geocronologia sejam escolhidos para trabalhos;

(5) Ajuda na definição dos parâmetros de magnetização das anomalias no auxílio ao modelamento de anomalias magnéticas.

(6) Contribuir para idades da magnetização em situações problemáticas, em que o paleomagnetismo convencional não funciona.

Em termos de sugestão para a continuidade do trabalho, um teste importante a ser efetuado é a reaplicação da metodologia nas anomalias de Araxá e Tapira, que foram levantadas em 1971 no CGBA, com 2 km de espaçamento e direção de vôo E-W, e que recentemente foram revoadas com linhas de 400m de espaçamento e direção N-S, bastante mais adequadas em termos de amostragem da anomalia (Codemig 2007, indisponíveis no momento da escrita da presente tese). Quão diferentes serão os resultados usando os dados novos?

7. REFERÊNCIAS

Amaral, G., Bushee, J., Cordani, U.G. & Kawashita, K. (1967). Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica Cosmochimica Acta* 31, 117-142.

Arkani-Hamed, J.; Celetti, G. Publication: Effects of thermal remanent magnetization on the magnetic anomalies of intrusives, *Journal of Geophysical Research*, Volume 94, Issue B6, p. 7364-7378.

Bhattacharyya, B.K, 1964. Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarizations. *Geophysics*, Vol. 29, p. 517-531.

Beccaluva L., Barbieri M., Born H., Brotzu R, Coltorti M., Conte A., Garbarino C., Gomes C.B., Macciotta G., Morbidelli L., Ruberti E., Siena F., Traversa G., 1992. Fractional Crystallization and Liquid Immiscibility Processes in the Alkaline Carbonatite Complex of Juquiá (São Paulo, Brazil). *Petrol.*, 33:1371-1404.

Billings, S.D., 2004. Discrimination and Classification of Buried Unexploded Ordnance Using Magnetometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 42, p. 1241-1251.

Blakely R. J. 1996. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge: Cambridge University Press. 461 p.

Born, H., 1971. O complexo alcalino de Juquiá. XXV Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Anais, pp.223-225.

Bott M.H.P., Smith R.A. and Stacey R.A., 1966. Estimation the direction of magnetization of a body causing a magnetic anomaly using a pseudo-gravity transformation. *Geophysics* 31, 803-811.

Bott, M.H.P., 1967. Geophysical investigations of the northern Pennine basement rocks. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 36, 139–168.

Bott, M. H. P., 1969. Computation of the Magnetic Anomalies Caused by Two-Dimensional Bodies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* (1969) 18, 251-256.

Butler, R.F. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Blackwell Scientific Publications, 1992

Clark, D. A., 1999. Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, 30, 5-26.

Clark, D. A., Lackie, M. A., 2003. Palaeomagnetism of the Early Permian Mount Leyshon Intrusive Complex and Tuckers Igneous Complex, North Queensland, Australia. *Geophysical Journal International* 153 (3), 523–547.

Coutinho, J. M. V.; Rodrigues, E. P.; Valarelli, J. V., 2004. The Mafic Potassic Intrusion of Pariquera-Açu, São Paulo, Brazil. *Geologia USP: Série Científica*, v. 4, n. 2, p. 103-116.

Eaton, A. R., 1986. Wangaratta 1:250.000 Explanatory notes – Summary of granites. Geological Survey of Victoria Unpublished Report 1986/54, 32p.

Emilia, D.A., Massey, R.L., 1974. Magnetization Estimation for Nonuniformly Magnetized Seamounts. *Geophysics*, 39: 223-231.

Ernesto, M., 2006. Drift of South American platform since early cretaceous: reviewing the apparent polar wander path.

Fedi, M. Florio, G. Rapolla, A., 1994. A method to estimate the total magnetization direction from a distortion analysis of magnetic-anomalies. *Geophys. Prospect.* 42(3): 261-274

Gee, J., Staudigel, H., Tauxe, L., 1989. Contribution of induced magnetization to magnetization of seamounts. *Nature* 342:170-173.

Gomes C.B., Ruberti E., Morbidelli L., 1990. Carbonatite complexes from Brazil: A review. *J. South Amer. Earth Sci.*, 3: 51-63.

Hearst, R. B. & Morris, W. A. 1991. Rock magnetic properties: why bother? Proceedings of the Society of Exploration Geophysicists. 1991 Meeting, Houston.

Hearst, R.B., and Morris, W.A., 1995, Rock magnetic properties, why bother? Part deux. In: Society of Exploration Geophysicists, 65th annual international meeting.

Helbig, K., 1962, Some integrals of magnetic anomalies. and their relationship to the parameters of the disturbing. body, *Zeitschrift Fur Geophysik*, 29, pp 83-97.

Hasui, Y.; Cordani, U.G. 1968. Idade Potássio-Argônio de rochas eruptivas Mesozóicas do Oeste Mineiro e sul de Goiás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Belo Horizonte, 1968. Anais, Belo Horizonte, SBG, p. 139-143.

Hilderbrand, J.A., Parker, R.L., 1987. Paleomagnetism of cretaceous Pacific seamounts revisited. *JGR*, 92:12695-12712.

Jung, K., 1937. Direkte Methoden zur Bestimmung von Störungsmassen aus Anomalien der Schwereintensität. *Zeitschrift. für. Geophysik* 13 (1937), pp 45-67.

Kubota R., Uchiyama, A., 2005. Three-dimensional magnetization vector inversion of a seamount. *Earth Planets Space*, 57: 691–699.

Lee, T.G., Lee, S.M., Moon, J.W., Lee, K., 2003. Paleomagnetic investigation of seamounts in the vicinity of Ogasawara Fracture Zone northwest of the Marshall Islands, western Pacific. *Earth Planets Space*, 55: 355–360.

Li, Z.X., Powell, C.McA., 2001. An outline of the palaeogeographic evolution of the Australasian region since the beginning of the Neoproterozoic. *Earth-Science Reviews* 53:237–277.

Maher, S. , VandenBerg, A.H.M. , McDonald, P.A. , Sapurmas, P. 1997 The geology and prospectivity of the Wangaratta 1:250 000 map sheet area Victorian Initiative for Minerals & Petroleum Report 46.

Medeiros, W.E e Silva, J.B., 1995. Simultaneous estimation of total magnetization direction and 3-D spacial orientation[J]. *Geophysics*, 1995, 60: 1365-1377.

Melo, M.T.V., 1997. Depósitos de fosfato, titânio e nióbio de Tapira, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Queiróz E.T., Coelho, C.E.S.. Principais depósitos minerais do Brasil – Rochas e minerais industriais. DNPM-CPRM, vol. IV, parte C, pp. 41-56.

Morbidelli, L.; Gomes, C. B.; Brotsu, P.; D'Acquarica, S.; Garbarino, C.; Ruberti, E.; Traversa, G., 2000. The Paríquera-Açu K-alkaline complex and Southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 18, p. 129-150, 2000.

Muniruzzaman, M., Banks, R.J., 1989. Basement magnetization estimates by wavenumber domain analysis of magnetic and gravity maps. *Geophys. J.* 97, 103–117.

Petronotis, K. E., R. G. Gordon, and G. Acton, 1992. Determining palaeomagnetic poles and anomalous skewness from marine magnetic anomaly skewness data from a single plate. *Geophysics J. Int.* 109, 209-224.

Petronotis, K.E., Gordon, R.G. & Acton, G.D. 1994. A 57 Ma Pacific plate paleomagnetic pole determined from a skewness analysis of crossings of marine magnetic anomaly 25r. *Geophysics J. Int.* 118, 529-554.

Rakotosolofo, N, 2004. Palaeozoic and Mesozoic Palaeomagnetism of South America: Results from Peru, Bolivia, Argentina, and Brazil. - Inaugural–Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München

Randall, D. E., 1998. A new Jurassic-Recent apparent polar wander path for South America and a review of central Andean tectonic model. *Tectonophysics*, 299: 49-74.

Sager, W.W, Koppers,A.A.P., 2000. Late Cretaceous Polar Wander of the Pacific Plate: Evidence of a Rapid True Polar Wander Event. *Science*, 287: 455-459.

Schneitzler, C.C. and Taylor, P.T 1984. Evaluation of an observational method for estimation of remanent magnetization, *Geophysics* 49, 282-290.

Silva, A. B. (1986). Jazida de nióbio de Araxá, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C., Queiróz E.T., Coelho, C.E.S.. Principais depósitos minerais do Brasil – Ferro e metais da indústria do aço. DNPM, Vol 2, pp. 435-453.

Tuma, S.L. & Mendonça, C.A., 2006. Inversão por etapas de anomalias magnéticas bidimensionais. II Simpósio Brasileiro de Geofísica, Natal/RN, CD-Rom, 4pp.

Ugalde, H., Morris, W. A., Clark, C., Miles, B., Milkereit, B. 2007. The Lake Bosumtwi meteorite impact structure, Ghana - A magnetic image from a third observational level. *Meteoritics & Planetary Science* 42, Nr 3, 1–crossref to last page.

Waldon, S.A., 1997. Geology and mineralization of the Beechworth-Everton granitoids. BSc (Hons) thesis, La Trobe University, Melbourne (unpublished).

Zietz, I., and Andreassen, G.E., 1967, Remanent. Magnetization and Aeromagnetic Interpretation. *Mining. Geophysics*, Vol. 2, 1967, 569-590.