
UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

DIEGO SÁ DE SOUZA

ESTUDOS NA ANTÁRTICA SOBRE A ABERTURA DO ESTREITO DE
BRANSFIELD UTILIZANDO MAGNETOMETRIA

Niterói
2011

DIEGO SÁ DE SOUZA

ESTUDOS NA ANTÁRTICA SOBRE A ABERTURA DO ESTREITO DE
BRANSFIELD UTILIZANDO MAGNETOMETRIA

Monografia apresentada ao curso de
Graduação em Geofísica, na Universidade
Federal Fluminense, como requisito para
obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Arthur Ayres Neto.

Niterói
2011

S729

Souza, Diego Sá de

Estudos na Antártica sobre a abertura do Estreito de Bransfield utilizando a magnetometria / Diego Sá de Souza. – Niterói: [s.n.], 2011.

58 f.

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) – Universidade Federal Fluminense, 2011.

1.Geofísica. 2.Estreito de Bransfield. 3.Península Antártica. 4.Magnetometria. I. Título.

CDD 550

ESTUDOS NA ANTÁRTICA SOBRE A ABERTURA DO ESTREITO DE
BRANSFIELD UTILIZANDO MAGNETOMETRIA.

DIEGO SÁ DE SOUZA

Monografia apresentada ao curso de
Graduação em Geofísica, na Universidade
Federal Fluminense, como requisito para
obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Aprovada em: ____/____/____

BANCA EXAMINADORA

Prof^o. Dr^o Arthur Ayres Neto - Orientador
Universidade Federal Fluminense - UFF

Prof^a. Dr^a. Isa Brehme - Examinadora
Universidade Federal Fluminense - UFF

Prof^a. Dr^a. Eliane da Costa Alves - Examinadora
Universidade Federal Fluminense - UFF

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por ter me dado força e iluminado meu caminho para concluir mais essa etapa da minha vida e pela inspiração para continuar seguindo meu caminho.

Aos meus pais, pelo incentivo, apoio, carinho, amor e por estarem sempre ao meu lado acreditando no meu sucesso.

Aos meus avôs por terem sido fonte de inspiração na minha vida.

Aos professores do LAGEMAR e da UFF em especial ao orientador Arthur Ayres Neto por ter me auxiliado e me ajudado a alcançar meus objetivos.

A todos os meus amigos que direta ou indiretamente, perto ou longe, me apoiaram, ouviram, cobraram, ajudaram e torceram pelo meu sucesso. Em especial ao David Mendonça e Max Lacerda por terem me suportado nesses dias de extrema tensão até o final. A minha amiga Airtiane Rufino por me ajudar na normalização. A minha amiga Ana Carolina Acosta pelas noites em claro me incentivando e apoiando na revisão da monografia. Ao Richard Dantas pelas aulas de *Geosoft*. A Paula Romero pela sua preocupação, e por ter me ajudado inúmeras vezes, desde o início da faculdade. Aos amigos que fiz durante a faculdade que sempre me ajudaram quando precisei.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por ter acreditado no trabalho de pesquisa, a Marinha do Brasil por ter prestado um excelente apoio e a todos da equipe de pesquisa que fizeram o seu melhor.

Ao Observatório Nacional (ON), em especial, ao técnico Ronaldo e ao Professor Cosme, por terem cedido os dados de variações magnéticas do observatório Astronômico de Vassouras.

“O sucesso nasce do querer, da determinação e persistência em se chegar a um objetivo. Mesmo não atingindo o alvo, quem busca e vence obstáculos, no mínimo fará coisas admiráveis.”

José de Alencar

RESUMO

Com objetivo de aprofundar o conhecimento na região da península Antártica, este trabalho propôs evidenciar a evolução do estreito de Bransfield, por meio magnético, empregando um magnetômetro de precessão de próton, para tentar identificar faixas magnéticas possivelmente presente no fundo oceânico (Padrão Zebrado) e classificar, utilizando a paleomagnetometria. Utilizou-se o programa da *Geosoft, Oasis Montaj 6.1*, para processar os dados adquiridos e exibir os resultados em forma de perfis, explicitando as anomalias magnéticas, e também, criando uma modelagem na forma de mapa, a partir dos perfis. No levantamento, foram obtidos 6 perfis magnéticos, atravessando perpendicularmente a bacia de Bransfield, e esses dados coletados, passaram por etapas para “limpeza” e filtragens, para um melhor ajuste. Em seguida, foram associados aos dados do ETOPO 2 batimétrico, e deste modo, criou-se um único perfil, para fazer a correlação entre os dois tipos de dados, interpretando-os separadamente. Em outra etapa, os dados foram gridados, para gerar uma interpolação entre as linhas magnéticas processadas, formando um mapa. Os dados, em sua maioria apresentavam-se em bom estado, e puderam ser analisados, através de associações e descrições das feições encontradas no relevo marinho, comparando com as anomalias magnéticas. A modelagem não obteve muito sucesso, devido à falta de dados para adensar mais as linhas que possuíam espaços excessivos entre si e perdendo assim, as anomalias locais. Entretanto, 4 perfis obtiveram excelentes resultados, com anomalias bem marcantes nos locais esperados, próximo a abertura do estreito de Bransfield. Portanto, com esses resultados, acreditamos que podemos acrescentar um pouco à história da geologia daquela região, somando mais um conjunto de dados que evidencia a presença da abertura do estreito de Bransfield.

Palavras chave: Estreito de Bransfield, paleomagnetometria, padrão zebrado, Península Antártica, anomalias magnéticas.

ABSTRACT

In order to deepen the knowledge in the region of the Antarctic peninsula, this paper aims to highlight the evolution of the Bransfield Strait, by magnetic means, using a proton precession magnetometer, to identify magnetic strips which might be found on the ocean floor (Zebra pattern) and categorize them, using paleomagnetometry. The *Geosoft Oasis Montaj 6.1* program was used to process the acquired data and display the results as profiles, which explain the magnetic anomalies and modeling, as maps. In the survey, six profiles magnetic were obtained perpendicular across the Bransfield Basin, and the data collected, had been steps performed to "clean up" and filter, for a better fit. Then, were linked to data on bathymetric ETOPO 2, and thus, in order to create a single profile by making the correlation between the two types of data, and interpreting each profile separately. In a following step, the data were grids, to generate an interpolation between the magnetic lines processed. The data presented mostly in good condition and could be analyzed by associating and describing the features found in the marine reef compared to the magnetic anomalies. The modeling did not achieve the same success, due to lack of data to thicken over the excessive spaced lines and thus losing the local anomalies. However, four profiles obtained excellent results, with quite remarkable anomalies in the expected locations, near the rift in the strait of Bransfield. Therefore, the findings can be added to the geological history of this region, summing over a set of data that evidences the presence of a rift in the strait of Bransfield.

Keywords: Bransfield strait, paleomagnetometry, Zebra pattern, Antarctica peninsula, magnetic anomalies

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: GRÁFICO COM A SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA DAS ROCHAS ÍGNEAS E SEDIMENTARES.....	15
FIGURA 2: MAPA DO CONTINENTE ANTÁRTICO MOSTRANDO A POSIÇÃO DO PÓLO SUL GEOGRÁFICO, E A POSIÇÃO DO PÓLO SUL MAGNÉTICO EM 2005	17
FIGURA 3: COMPONENTES DO CAMPO MAGNÉTICO VETORIAL	18
FIGURA 4: CARTAS MAGNÉTICAS DE CAMPO TOTAL, INCLINAÇÃO E DECLINAÇÃO GEOMAGNÉTICAS PARA O ANO DE 2010	19
FIGURA 5: MODELO DAS BANDAS MAGNÉTICAS DO FUNDO OCEÂNICO	22
FIGURA 6: MAPA DA ÁREA DE ESTUDO, COM OS 6 PERFIS ADQUIRIDOS.....	28
FIGURA 7: ESTÁGIOS DA EVOLUÇÃO DA BACIA E DO <i>RIFT</i> DE BRANSFIELD	29
FIGURA 8: PERFIL TRANSVERSAL A ZONA DE SUBDUÇÃO E A BACIA DE BRANSFIELD	30
FIGURA 9: MAPA TECTÔNICO	34
FIGURA 10: PERFIL DE SÍSMICA MULTI-CANAL A OESTE DA BACIA DE BRANSFIELD.....	35
FIGURA 11: PERFIL DE SÍSMICA MULTI-CANAL A CENTRO-LESTE DA BACIA DE BRANSFIELD..	35
FIGURA 12: SÍSMICA MULTI-CANAL, PERFIL A LESTE DA BACIA DE BRANSFIELD.....	36
FIGURA 13: MAPA BATIMÉTRICO DA BACIA DE BRANSFIELD.....	37
FIGURA 14: MAGNETÔMETRO DE PRECESSÃO DE PRÓTONS GEOMETRICS	38
FIGURA 15: NAVIO DE APOIO OCEANOGRÁFICO ARY RONGEL	39
FIGURA 16: POSICIONAMENTO DOS PERFIS MAGNETOMÉTRICOS	40
FIGURA 17: PERFIS COLETADOS COM ERROS DE POSICIONAMENTO	42
FIGURA 18: DADOS INICIAIS PARA CORREÇÃO DE LAG	44
FIGURA 19: VARIAÇÃO DIURNA DURANTE OS DIAS 29/10/2008 A 05/11/2008	46
FIGURA 20: PERFIL DO CAMPO MAGNÉTICO COM O FILTRO PASSA-BAIXA	47
FIGURA 21: PERFIL 1 E 2 COM DIREÇÃO NO-SE.....	50
FIGURA 22: PERFIL 3 E 6 COM DIREÇÃO NO-SE.....	51
FIGURA 23: PERFIL 4 COM DIREÇÃO NO-SE	52
FIGURA 24: PERFIL 5 E PERFIL SÍSMICO COM DIREÇÃO NO-SE	52
FIGURA 25: PERFIS MAGNÉTICOS SOBRE O MAPA BATIMÉTRICO	53

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Sigla	Descrição
CGS	Centímetro, Grama e Segundo
CRM	Magnetização Química Remanescente
DGRF	Campo de Referência Geomagnético Definitivo
DRM	Magnetização Deposicional Remanescente
EACF	Estação Antártica Comandante Ferraz
GMT	<i>Greenwich Mean Time</i>
GPS	Sistema de Posicionamento Global
IAGA	<i>International Association of Geomagnetism and Aeronomy</i>
IGRF	<i>International Geomagnetic Reference Field</i>
IRM	Magnetização Isotérmica Remanescente
IV API	IV Ano Polar Internacional
NE	Nordeste
NO	Noroeste
NRM	Magnetização Remanescente Natural
ON	Observatório Nacional
OPERANTAR	Operação Antártica
PDOP	<i>Positional Dilution of Precision</i>
SE	Sudeste
SI	Sistema Internacional de Unidade
SO	Sudoeste
TRM	Magnetização Termo-Remanescente
UFF	Universidade Federal Fluminense
UTM	<i>Universal Transverse Mercator</i>
VRM	Magnetização Viscosa Remanescente
WGS-84	<i>World Geodetic System 1984</i>

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
2. OBJETIVO	11
3. CONCEITOS BÁSICOS	11
3.1. TIPOS DE MAGNETIZAÇÃO EM MINERAIS	11
3.2. TIPOS DE MAGNETIZAÇÃO EM ROCHAS	13
3.3. CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE	16
3.4. PALEOMAGNETISMO	20
3.5. REVERSÕES DO CAMPO MAGNÉTICO	22
3.6. CAMPO MAGNÉTICO PRINCIPAL DA TERRA (IGRF)	24
3.7. CONTRIBUIÇÃO DAS FONTES MAGNÉTICAS EXTERNAS	24
3.8. MAGNETOMETRIA	25
3.9. MAGNETÔMETRO DE PRECESSÃO DE PRÓTONS	26
4. GEOLOGIA REGIONAL	27
4.1. EVOLUÇÃO DA BACIA E DO RIFT DE BRANSFIELD	28
4.2. ARQUIPÉLAGO DE SHETLAND DO SUL	31
4.3. BACIA DE BRANSFIELD	34
5. METODOLOGIA	37
5.1. EQUIPAMENTOS	37
5.2. AQUISIÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS	39
5.3. PROCESSAMENTO DOS DADOS	42
5.3.1. <i>Correção de PDOP</i>	42
5.3.2. <i>Correção de Erro no Sinal do Magnetômetro</i>	42
5.3.3. <i>Remoção do IGRF</i>	43
5.3.4. <i>Remoção dos spikes</i>	43
5.3.5. <i>Correção de LAG</i>	44
5.3.6. <i>Correção da Variação Diurna e tempestade magnética</i>	45
5.3.7. <i>Interpolação dos dados (Modelagem)</i>	47
6. RESULTADOS E DISCUSÕES	49
7. CONCLUSÕES	54
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	55

1. INTRODUÇÃO

A Antártica representa o último continente a ser conhecido e explorado pelo homem, em função principalmente do clima. Esse isolamento desperta a curiosidade da comunidade científica para novas descobertas. O estudo do continente antártico pelo oceano austral e suas bacias é relevante para o entendimento dos padrões de circulação atmosférica e dos oceanos do mundo devido a Corrente Circumpolar Antártica que contorna o continente movendo toda coluna de água desde a superfície até o fundo submarino, e assim, isolando-o termicamente (GAMBOA, 1988).

Algumas regiões de difícil acesso, como as fossas abissais e regiões glaciais, ainda são pouco conhecidas devido às suas condições naturais. Todavia, com o aprimoramento dos recursos tecnológicos e o surgimento de novas tecnologias as fronteiras científicas foram exploradas e o conhecimento científico aprofundado, e atualmente já se encontram com maior acessibilidade de recursos. Um dos avanços tecnológicos ocorreu com a implantação do magnetômetro na Geofísica.

Utilizado em várias vertentes, os magnetômetros tiveram sua concepção inicial na indústria bélica, e foram inicialmente desenvolvidos para detectar armamentos, submarinos e fazer mapeamento magnético na superfície terrestre (LOCZY; LADEIRA, 1976). Atualmente, após uma evolução no desenvolvimento do sistema de detecção de campo magnético, estão sendo largamente utilizados com objetivos de medições geomagnéticas em todo o planeta.

Assim, o estudo das variações geomagnéticas pode revelar importantes informações sobre os processos físicos ocorridos na magnetosfera, pela interação Terra/Sol, bem como eventos ocorridos na ionosfera que podem causar interferência nos enlaces de radiocomunicações. Alguns destes registros, ficam gravados em material ferromagnético no fundo oceânico e podem ser recuperados através do estudo com a paleomagnetometria.

Este trabalho de pesquisa faz parte de um projeto maior chamado SEASOAM, que tem como objetivo buscar implicações geológicas e biológicas sobre a separação entre a América do Sul e Antártica. O projeto vem fazendo levantamentos geofísicos de magnetometria, sísmica rasa e amostragem geológica

para o co-relacionamento dos dados obtidos. Este foi um dos projetos selecionados entre vários para participar do IV Ano Polar Internacional (IV API) realizado nos anos de 2007 a 2009, visando ampliar a conscientização pública sobre a relevância da Antártica no planeta, na América do Sul (MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA, 2009).

2. OBJETIVO

O trabalho proposto é evidenciar a evolução do Estreito de Bransfield, por meio do processamento e interpretação dos dados coletados, tentando identificar as faixas magnéticas do fundo oceânico (Pardão Zebrado) e classificar utilizando a paleomagnetometria. Para isso, será utilizado o *software* da Geosoft (licença educacional) *Oasis Montaj 6.1* para plotar as linhas e interpolá-las gerando um MDT. Além disso, para a retirada ou diminuição do ruído nos dados serão aplicados filtros.

A paleomagnetometria é muito eficaz, e pode ser utilizada com várias finalidades, como, por exemplo, fornecer informações do estado de desenvolvimento do *rift* ao longo do tempo e também para conhecer o seu estado atual, isto é, se o *rift* está ativo ou não, além da sua idade geológica por meio de variações magnéticas ou datação. Assim pretendemos constatar pelo menos alguma destas evidências na área de estudo.

3. CONCEITOS BÁSICOS

3.1. Tipos de Magnetização em Minerais

As substâncias existentes no planeta reagem de maneira diferente umas das outras quando são submetidas a um campo magnético. Algumas dessas são atraídas e outras repelidas. As substâncias que são atraídas recebem a denominação de paramagnéticas e as que são repelidas são chamadas de diamagnéticas. Tanto uma quanto a outra só existem na presença de um campo magnético externo. As diamagnéticas quando são expostas a um campo magnético,

devido ao baixo valor de susceptibilidade magnética dessas substâncias, adquire uma magnetização de intensidade bastante fraca e de sentido contrário ao do campo, caracterizando a susceptibilidade um sinal negativo. Como exemplo de minerais e rochas diamagnéticas tem-se a grafita, quartzo, feldspatos, anidrita e mármore (LUIZ; SILVA, 1995), além de substâncias como o zinco, bismuto, cloreto de sódio, ouro e o mercúrio.

Os minerais paramagnéticos também têm sua magnetização fraca, por causa de sua baixa susceptibilidade, mas tem o sentido igual ao do campo, produzindo uma pequena atração caracterizada com o sinal positivo. O paramagnetismo é basicamente função do conteúdo de ferro e manganês e da temperatura (quanto menor a temperatura, maior é o paramagnetismo). Como exemplo de rochas e minerais paramagnéticos têm-se o gnaiss, dolomita, sienito, olivina, piroxênio, biotita, pirita (LUIZ; SILVA, 1995). Além das substâncias madeira, alumínio, platina, oxigênio e sulfato de cobre. Tanto as diamagnéticas quanto às paramagnéticas apresentam susceptibilidade constante.

Entre as paramagnéticas existem substâncias que apresentam magnetização espontânea, isto é, sem a presença do campo magnético externo, e são chamadas de ferromagnéticas, que são os mais importantes na prospecção geofísica. Isso ocorre porque elas têm susceptibilidade magnética muito elevada, mas de forma não constante dependendo da intensidade do campo externo, o que lhes confere uma magnetização extremamente forte no mesmo sentido do campo (SOUZA, 2006).

A magnetização ferromagnética também decresce com o aumento da temperatura, sendo que para cada substância há uma determinada temperatura em que desaparece completamente a magnetização ferromagnética (temperatura de Curie), passando a se comportar como paramagnético.

Dentre os minerais magnéticos, os que podemos destacar são: a ilmenita, a pirrotita, a hematita e a magnetita, esta última com maior destaque por possui uma susceptibilidade que pode chegar a 10 vezes a dos outros minerais (LUIZ; SILVA, 1995). A presença destes minerais magnéticos na composição da rocha é que causa a sua magnetização, e sendo a magnetita o mineral "mais magnético" então não é de se espantar que as principais anomalias estejam associadas à presença da magnetita nas rochas.

Segundo Nagata (1961), as substâncias ferromagnéticas podem ser subdivididas em dois tipos:

- 1) Ferrimagnética, onde na magnetização de alguns spins são paralelos, mas de outros são antiparalelos, abrangendo quase todos os tipos de minerais;
- 2) Antiferrimagnetismo, a quantidade de spins paralelos e antiparalelos são iguais, cancelando o momento magnético resultante num material.

3.2. Tipos de Magnetização em Rochas

Os tipos de magnetização descritos acima estão relacionados às características dos minerais formadores das rochas. Na escala dos grãos de uma rocha, a magnetização espontânea (ferromagnetismo) pode ser muito grande, porém, em afloramento, os momentos magnéticos dos grãos individuais podem se orientar tão aleatoriamente que resulta em um momento insignificante (NAGATA, 1961). Em escala macroscópica existem dois tipos de magnetização, a induzida e a remanescente (ou remanente).

Magnetização induzida é causada pelo campo geomagnético atual que atua nos minerais ferromagnéticos. Na presença do campo magnético da Terra, acontece um ordenamento magnético nos materiais ferromagnéticos na mesma direção do campo externo (LUIZ; SILVA, 1995). Desta forma, essas rochas irão adquirir uma rede de magnetização chamada de magnetização induzida, denotada por M_i , na direção do campo principal da Terra (B_o).

$$M_i = \chi \cdot B_o$$

Em campos magnéticos com magnitude comparável ao campo magnético da Terra, a relação entre magnetização induzida e o campo externo aplicado é essencialmente linear e a susceptibilidade magnética, χ , é constante.

A magnetização remanente é adquirida ao longo da história da rocha. E é resultado de três fatores: 1) estrutura atômica do mineral; 2) estrutura cristalográfica do mineral; 3) composição química da rocha; 4) história geológica da rocha; 5) história tectônica da rocha e 6) história térmica da rocha (NAGATA, 1961). Segundo

este autor, a magnetização de uma rocha é função da soma da magnetização induzida com a magnetização remanente (M_r).

$$M = M_i + M_r$$

No magnetismo das rochas, a Magnetização Remanescente Natural (NRM) tem um significado especial devido à sua utilidade paleomagnética. Quando a NRM de uma rocha é utilizada para uma finalidade paleomagnética, é quase essencial saber qual dos diversos tipos de magnetizações remanente a NRM em questão pertence. De acordo com Lowrie (1997), a sua origem se deve as seguintes causas:

- a) Magnetização Termo-Remanescente (TRM) – é resultado de um material que está com temperatura normalmente acima da temperatura de Curie e é resfriado na presença de um campo externo. É o mecanismo mais importante para explicar a magnetização das rochas ígneas. O NRM de rochas ígneas é principalmente atribuível ao TRM. Comparando com a Magnetização Isotérmica Remanescente (IRM), a TRM tem muitas peculiaridades favoráveis ao uso paleomagnéticos.
- b) Magnetização Química (ou cristalização) Remanescente (CRM) – é adquirida por minerais ferromagnéticos ou cristalizados a partir das alterações químicas, sob a existência de um campo magnético, à temperatura inferior a temperatura de Curie.
- c) Magnetização Isotérmica Remanescente (IRM) – é criada por um campo magnético externo seguido de sua subsequente remoção, à temperatura ambiente. Também pode ser causada por descargas elétricas nas rochas. Quando aplicado durante longa duração, encontramos valores maiores de IRM, e essa remanescência excessiva é chamada de VRM.
- d) Magnetização Viscosa Remanescente (VRM) – é adquirida por uma rocha quando exposta a um campo magnético fraco por um longo período de tempo geológico.
- e) Magnetização Depositional Remanescente (DRM) – é produzida em rochas sedimentares, sendo adquirida pela deposição de partículas magnéticas minúsculas em uma direção preferencial sob ação de um campo externo, o principal mineral envolvido é a magnetita. A deposição

tem que ser lenta de modo que as partículas magnéticas sejam depositadas e alinhadas com o campo magnético externo.

As propriedades magnéticas das rochas são determinadas pelas propriedades de seus minerais constituintes. As rochas podem ser consideradas como um conjunto heterogêneo de minerais, onde as matrizes minerais são predominantemente silicáticas e carbonáticas, que possuem propriedades diamagnéticas (LOWRIE, 1997). Intercalados a essa matriz, há uma pequena quantidade de minerais com propriedade paramagnética. A grande variedade de minerais ferromagnéticos provoca um amplo intervalo de valores de susceptibilidade magnética, deste modo, as rochas com maior expressão magnética são as rochas ígneas, principalmente as básicas, e as de valores mais baixos são as rochas sedimentares, com exceção das formações ferríferas e dos folhelhos (Figura 1). Já o magnetismo das rochas metamórficas depende de seus protólitos (NAGATA, 1961).

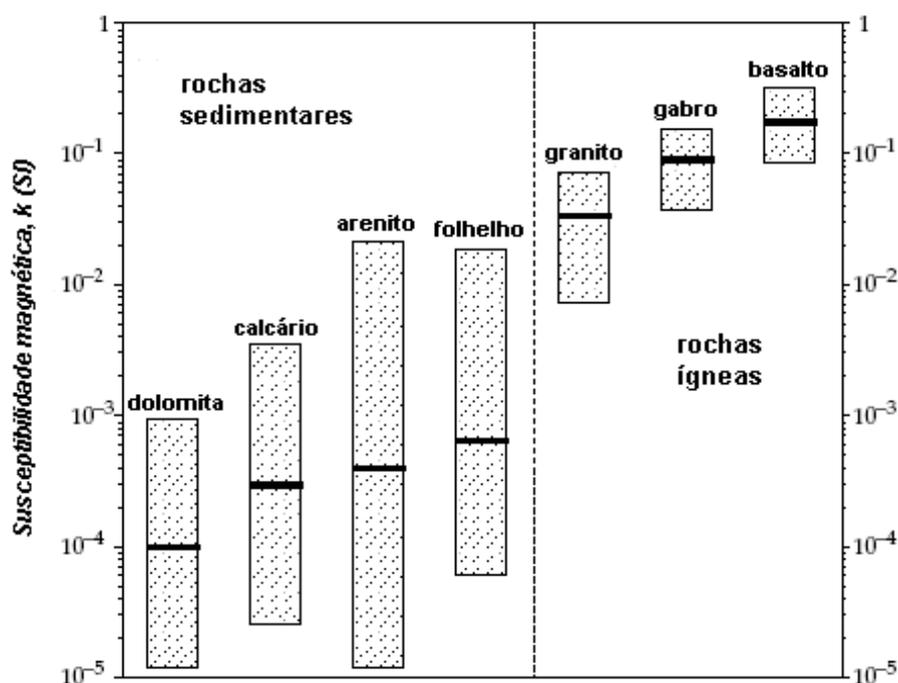


Figura 1: Gráfico com a susceptibilidade magnética das rochas ígneas e sedimentares.
Fonte: Lowrie, 1997.

3.3. Campo Magnético Terrestre

O campo magnético da Terra é semelhante ao de um ímã de barra, podendo ser aproximado pelo campo produzido por um momento de dipolo localizado no seu centro. O campo observado na superfície terrestre varia tanto em direção quanto em intensidade, de acordo com a posição geográfica. O método magnético tem muitas aplicações, uma vez que as anomalias induzidas pelo campo indicam a geometria e a profundidade de corpos magnetizados na crosta terrestre, os quais funcionam como fonte para as variações do campo magnético (LOWRIE, 1997).

O campo magnético terrestre tem 98% de sua intensidade gerada por fontes internas, originados a partir dos movimentos do líquido metálico no núcleo terrestre. As evidências sísmicas mostram que o núcleo externo é líquido com provável composição de Ferro (Fe) e Níquel (Ni) que são bons condutores elétricos (LOCZY; LADEIRA, 1976). Essas fontes magnéticas internas a Terra estão localizadas em profundidades muito distintas, como no núcleo externo da Terra e na crosta da Terra acima da temperatura de Curie.

Os 2% restantes são originados pelas atividades solares. O campo magnético da Terra sofre variações seculares tanto em direção quanto em intensidade. Estudos contínuos feitos na Europa mostram que desde o ano de 1600 o campo magnético vem declinando em 2 décimos de graus por ano e nos últimos 150 anos a intensidade do campo diminuiu em 8% (LILLIE, 1999). Além dessas variações, a Terra está sujeita a tempestades magnéticas que também perturbam o campo terrestre.

Os pólos norte e sul geográficos, definidos pelo eixo de rotação da Terra em torno de si mesmo, não estão localizados na mesma posição que os pólos magnéticos, definido pelo eixo de simetria do campo magnético da Terra (Figura 2). Assim, o campo magnético terrestre pode ser representado como uma barra magnética inclinada aproximadamente 11° com o norte e sul magnéticos separados por 180° (Modelo Dipolar). No entanto, a complexidade da fonte de magnetismo terrestre produz linhas de força que variam consideravelmente de um simples dipolo (LUIZ; SILVA, 1995).

A “variação secular” é medida há séculos e está relacionada com a variação de declinação e inclinação do campo geomagnético. Estudos realizados em uma

estação Britânica tomando como base os períodos entre 1500 e 1900 comprovaram que a declinação variou 37° enquanto a inclinação variou 13° no decorrer desses 4 séculos (LOWRIE, 1997). A fonte da variação secular está relacionada com a geração do campo magnético no núcleo externo da Terra. A partir de observações feitas nos observatórios em todo o mundo, modelos são construídos para se entender e quantificar esta variação temporal através dos tempos. Baseado neste modelo é possível prever o valor do campo magnético terrestre teórico em qualquer ponto da superfície da Terra, tanto agora como nas décadas passadas (LILIE, 1999).

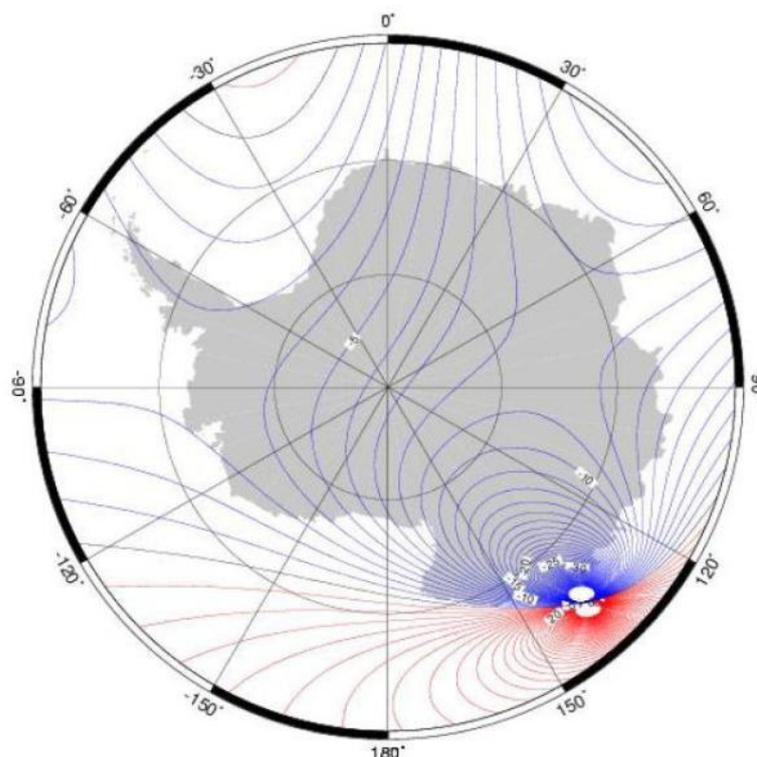


Figura 2: Mapa do Continente Antártico mostrando a posição do pólo sul geográfico, e a posição do pólo sul magnético em 2005. Os pólos magnéticos mudam de posição com o tempo. Fonte: British Geological Survey.

O campo magnético é uma grandeza vetorial, desta forma é mensurado levando em consideração tanto a magnitude como a direção. Em observações clássicas, mede-se a intensidade horizontal do campo (**H**), a declinação magnética (**D**) e a inclinação magnética (**I**). Outras componentes também podem ser consideradas. Por exemplo, em regiões polares é razoável utilizar a combinação das componentes norte (**X**), leste (**Y**) e vertical (**Z**) do campo magnético. Atualmente,

devido à tecnologia avançada dos instrumentos de medição, é possível medir a intensidade total do campo magnético (**F**).

Presumindo que a Terra é esférica, na sua superfície consideramos que o eixo **X** é a direção Norte, o eixo **Y** é a direção Leste e o eixo **Z** aponta para dentro da Terra (Figura 3), em que **Z** é a componente vertical do campo indutor, e **X** e **Y** são as componentes horizontais do campo indutor (PINHEIRO, 2003). Estas três componentes (**X,Y,Z**) do campo indutor são expressa em unidades nanotesla (nT).

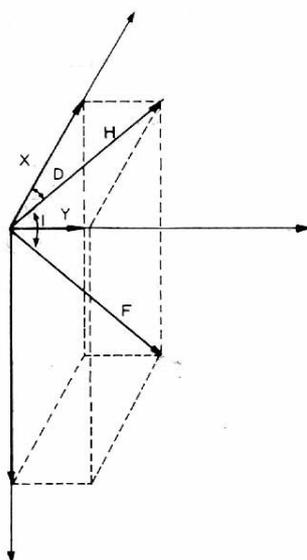


Figura 3: Componentes do campo magnético vetorial.
Fonte: Pinheiro, 2003.

Os elementos dos campos magnéticos descritos anteriormente se relacionam segundo as seguintes fórmulas:

$$X = H \cos D$$

$$H = F \cos I$$

$$Y = H \sin D$$

$$Z = F \sin I$$

$$H^2 = X^2 + Y^2$$

$$F^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

A distribuição dos elementos do campo geomagnético é representada em mapas (cartas magnéticas). As cartas isogônicas correspondem aos mapas de declinação magnética, as isoclínicas mostram a distribuição da inclinação magnética e as isopóricas indicam a variação secular do campo magnético. Um exemplo de carta magnética é mostrado na figura 4 referente ao ano de 2010.

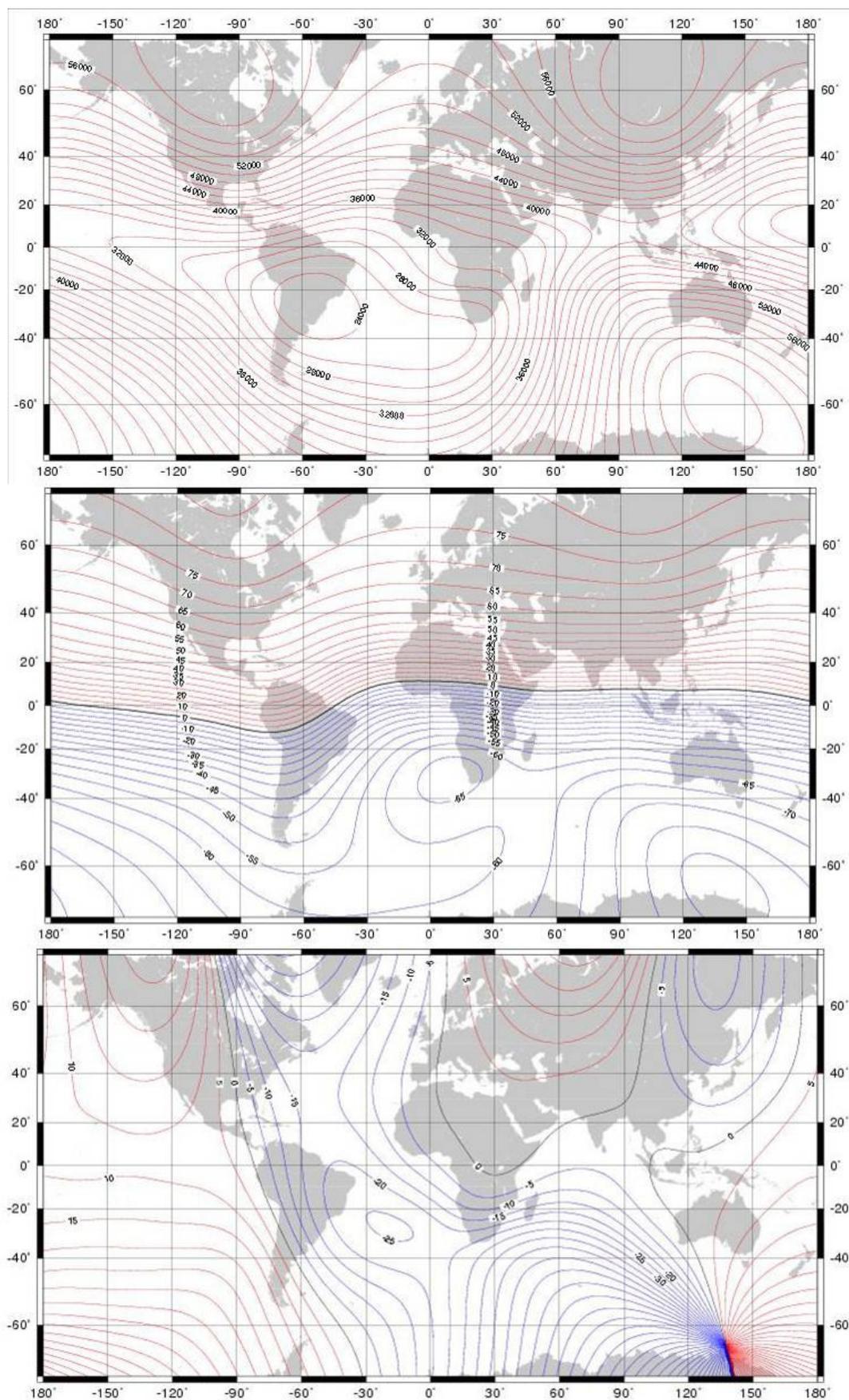


Figura 4: Cartas magnéticas de campo total, inclinação e declinação geomagnéticas para o ano de 2010 (de cima para baixo).
 Fonte: British Geological Survey.

O campo principal é aquele que se aproxima de um dipolo (B_o) com um campo residual associado a dipolos menores que o central (B_r). A origem do campo principal está relacionada à estrutura interna da Terra e apresenta apenas uma variação espacial suave. O campo externo (B_t) representa uma pequena porção do campo total e varia aleatoriamente. Este é originado por correntes na ionosfera e magnetosfera terrestre. Já o campo crustal (B_c) está relacionado com rochas capazes de reter a magnetização e praticamente não varia no tempo (PINHEIRO, 2003).

Assim, para medir o campo magnético total (B), em um determinado ponto da Terra, são medidas essas principais componentes: o campo principal ($B_o + B_r$), campo externo (B_t) e campo crustal (B_c).

$$B = B_o + B_r + B_t + B_c$$

O campo dipolar da Terra é normalmente na ordem de 50.000 nT enquanto que as anomalias crustais são apenas cerca de 300 nT. Assim percebemos que esta variação é bem pequena em relação aos outros termos (SANDWELL, 2001).

3.4. Paleomagnetismo

As pesquisas em rochas oceânicas iniciaram-se após a Segunda Guerra Mundial, com navios que transportavam magnetômetros a bordo, coletando dados ao longo das linhas de navegação. Em uma campanha deste tipo foi observado a nordeste do Oceano Pacífico um padrão de anomalias magnéticas diferente de qualquer outro observado no continente. Esse padrão era formado por faixas de anomalias lineares, de polaridades alternadas e distribuídas simetricamente em relação à cadeia meso-oceânica (LOCZY; LADEIRA, 1976). Por causa dessas características ficou conhecido posteriormente como “*padrão zebrado*”.

Devido ao sucesso, os levantamentos magnéticos foram ampliados, pouco tempo depois, para todo Oceano Pacífico, Índico e Atlântico. E foi constatado que este processo estendeu-se, completamente, a partir do eixo da dorsal à plataforma continental em muitas áreas. Conseqüentemente, as descobertas posteriores a 1960

mostraram que a polaridade do campo magnético terrestre teria sofrido reversões periódicas, fornecendo portanto meios de datar as anomalias magnéticas lineares.

Vine e Matthews (1963) mostraram que o padrão de anomalias magnéticas lineares reconhecidas no Oceano Pacífico, através dos levantamentos do cruzador "H. M. S. Owen" em 1962, era causado por faixas do assoalho oceânico magnetizadas em direções opostas. Portanto para essa existência, propuseram a idéia de que uma nova crosta oceânica é constantemente gerada, acima de uma corrente de convecção ascendente no manto, abaixo da dorsal oceânica, segundo a concepção de expansão do assoalho oceânico (LOCZY; LADEIRA, 1976). Esta nova crosta, ao se resfriar abaixo da temperatura de Curie¹, torna-se magnetizada no sentido do campo magnético terrestre, aumentando a intensidade e produzindo uma anomalia magnética positiva; e as outras faixas, que se magnetizam no sentido oposto, estabelecem uma anomalia negativa.

O principal avanço relacionado ao geomagnetismo foi o reconhecimento dessas anomalias magnéticas lineares dos assoalhos oceânicos e sua correlação com a escala de tempo de reversão de polaridade magnética (LOCZY; LADEIRA, 1976). Portanto o princípio fundamental que rege as pesquisas paleomagnéticas é que o campo magnético terrestre é aproximadamente análogo ao de um campo dipolar.

A interpretação do magnetismo pretérito das formações rochosas indica que a posição do eixo magnético da Terra tem migrado em referência ao seu eixo de rotação (Migração dos Pólos). Diversos pesquisadores como RUNCORN (1967), entre outros, chegaram à conclusão de que a migração real dos pólos e a dos continentes realmente ocorreu.

As determinações paleomagnéticas são efetuadas em unidades litológicas de idade geológica definida como rochas sedimentares, ígneas intrusivas ou ígneas extrusivas, que possam ter se formado em um intervalo de tempo de 10^3 a 10^7 anos (LOCZY; LADEIRA, 1976).

¹ Baseando-se em estudos de fases minerais, foi estabelecido que a serpentinização do material peridotítico do manto ocorre a uma temperatura próxima da isoterma de 500°C (Temperatura de Curie). Temperatura acima da qual o rocha perde a sua capacidade magnética.

3.5. Reversões do campo magnético

O campo magnético terrestre mostra reversões periódicas, à medida que acontece a geração de uma nova crosta. Portanto, ao mesmo tempo em que o assoalho oceânico se expande, as faixas sucessivas de crescimento da crosta, dispostas paralelamente à dorsal oceânica, tornam-se ora magnetizadas positiva ora negativamente (DIAS, 2001). Esta circunstância produzirá as séries de anomalias magnéticas lineares, que tem sido explicada pela hidratação de olivina do manto peridotítico, em serpentina e magnetita (Figura 5).

O mecanismo responsável pelas reversões magnéticas ainda não é bem compreendido pelos cientistas. Alguns acreditam que os modelos de reversões a partir do núcleo da Terra, onde o campo magnético é quase estável, e os pólos podem migrar espontaneamente, de uma orientação para outra durante o curso de algumas centenas a alguns milhares de anos. Outros cientistas propuseram que primeiro a geodinâmica da Terra pára, espontaneamente ou através da ação de algum agente externo, como o impacto de um cometa, e então reinicia com o pólo Norte apontando para o Norte ou para o Sul (SOUZA, 2006). Quando o Norte reaparece na direção oposta, é interpretado como uma reversão, enquanto parar e retornar na mesma direção é chamado excursão geomagnética, essas mudanças aconteceriam aleatoriamente.

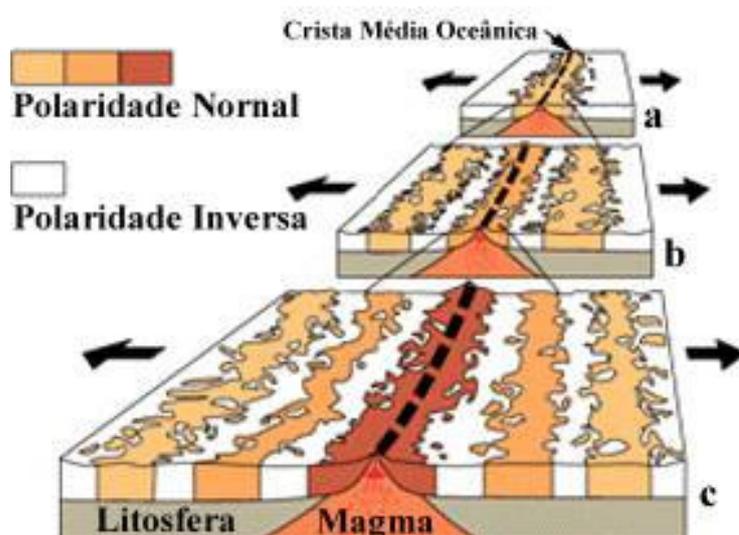


Figura 5: Modelo das bandas magnéticas do fundo oceânico. Fonte: Dias, 2001.

Como conseqüência da geração de nova crosta, no eixo das dorsais oceânicas, o assoalho mais antigo é deslocado para acomodar o que está sendo criado, e deve ser transportado para baixo nos locais de convergência de células de convecção, ou seja, nas fossas submarinas, afundando no manto. Em princípio, as massas continentais movimentam-se como se estivessem em uma esteira rolante até que assumam uma atitude de equilíbrio dinâmico suprajacente a uma zona de convergência; contudo, o manto que os transporta continua a se deslocar, deformando-se, cisalhando-se e descendo sob os continentes, propiciando a formação de uma trincheira (DIAS, 2001).

O campo magnético da Terra está em um estado de constante mudança, e sua direção e força varia continuamente em escalas de tempo entre milissegundos a alguns milhões de anos. Portanto, quando temos longos intervalos de uma mesma polaridade, chama-se crons, onde sua duração varia entre 50 mil e 5 milhões de anos, com um intervalo médio de aproximadamente 250.000 anos (LOCZY; LADEIRA, 1976). Dentro dos crons há intervalos menores, de polaridade contrária, com duração de até 10 mil anos. Acredita-se que a última reversão tenha ocorrido há 780.000 anos, referida como a reversão *Brunhes-Matuyama* (SOUZA, 2006). Durante a década de 60 foi elaborada uma escala de reversões, que agrupa, em ordem cronológica, períodos de polaridade normal (mesma dos dias atuais) e reversa.

O comportamento do campo geomagnético no período de transição é pouco conhecido. Sabe-se que a componente dipolar, predominante antes e após, diminui acentuadamente sua intensidade durante o intervalo de transição. Tais observações mostram que o tempo para uma reversão se completar é entre 10^3 e 10^4 anos, e é chamado de variação secular do campo magnético, de acordo Merrill (1996 *apud* KOTILAINEN; SAARINEN; WINTERHALTER, 2000).

As variações seculares também são registradas na forma de uma série de tempo contínuo em sedimentos. Os grãos de minerais magnéticos sedimentados, encontrados no fundo marinho, são orientados paralelamente ao campo magnético da Terra, existentes durante o tempo de deposição (MACKERETH, 1971). Esta orientação magnética pode permanecer inalterada quando estes sedimentos forem soterrados, podendo ser enterrado por sedimentação posterior, e pode ser medida em testemunhos do fundo marinho.

3.6. Campo Magnético Principal da Terra

O campo magnético estacionário é devido à contribuição das fontes magnéticas internas a Terra sendo chamado de Campo Magnético Principal da Terra, conhecido como “*International Geomagnetic Reference Field*” (IGRF). O IGRF é um modelo matemático que representa o campo geomagnético principal, sendo representado por cartas que são publicadas periodicamente, de modo a incorporar as variações magnéticas ocorridas durante períodos intermediários (alguns anos). O IGRF é atualizado a cada cinco anos, então periodicamente são calculados novos coeficientes teóricos.

De acordo com Lowrie (1997), o IGRF é o modelo mais comum e, também, o mais conhecido e empregado para a remoção dos comprimentos de onda longos do campo magnético. Além, de ser usado para calcular o campo regional local durante o período do levantamento. Para a composição destes cálculos são empregados os valores da variação anual dos componentes: Declinação magnética (D), Inclinação magnética (I) e Intensidade Total do campo (F).

3.7. Contribuição das Fontes Magnéticas Externas

As fontes magnéticas externas têm sua origem a partir do vento solar e da rotação da Terra, que por sua vez, interagem com o campo geomagnético interno da Terra, resultando no campo magnético total, que é de suma importância para a magnetometria. O campo magnético resultante origina-se na ionosfera e se constitui de dois elementos importantes. O primeiro que podemos destacar é a variação diurna, que são pequenas variações sofridas ao longo do dia, causada pela rotação da Terra envolta pelo vento solar, a qual é previsível (LUIZ; SILVA, 1995). Chegando a valores na ordem de 80 nT, sendo caracterizada por altas frequências.

Outro elemento externo importante são as tempestades magnéticas, que são pulsos súbitos de atividades magnéticas causadas pelo aumento das atividades solares, e são menos previsíveis que a variação diurna. São geradas durante a atividade explosiva do Sol e podem ter grandes amplitudes, acima de 1000 nT (LUIZ; SILVA, 1995). Vale ressaltar que as contribuições das fontes magnéticas externas provocam variações no campo geomagnético que pode ocorrer em pulsos de curto período de tempo na ordem de horas e minutos e durar por dias.

3.8. Magnetometria

O campo magnético terrestre pode ser medido através de instrumentos chamados magnetômetros. Antes, as medidas eram feitas com bússolas, na intenção de localizar concentrações de minerais magnéticos. Depois vieram instrumentos chamados “variômetros magnéticos” que eram capazes de medir variações da componente horizontal e vertical do campo e tinham uma sensibilidade em torno de 10 nT (LOCZY; LADEIRA, 1976).

O magnetômetro é um instrumento usado para medir a intensidade do campo magnético total da Terra em uma determinada localização. Muitos objetos, incluindo os produzidos pelo homem, e estruturas geológicas, apresentam uma distorção elevada em relação à suave alteração do campo magnético total da Terra. Isso se deve a propriedade de cada material, isto é, ao seu teor de materiais ferrosos na sua estrutura.

A magnetometria pode ser feita de vários modos, podendo ser transportado à mão, instalados em veículos, como estações de base fixa, operado a bordo de aeronaves, embarcações marítima ou até mesmo em naves espaciais. Os dados coletados podem ser usados para descrever as características da estrutura geológica de áreas específicas da Terra e, assim, localizar e caracterizar minerais e jazidas de petróleo. A magnetometria também pode fornecer uma preciosa ajuda na localização de tubulações enterradas, cabos elétricos, artefatos culturais, munições não deflagradas ou sítios arqueológicos (GEOMETRICS, 2001). Em alguns casos, o magnetômetro é o único dispositivo que irá detectar um determinado tipo de alvo na escala necessária. Além disso, os materiais não-magnéticos são invisíveis, permitindo assim, que o magnetômetro ultrapasse esses meios como a água, areia ou outros materiais não magnéticos até chegar à origem da distorção do campo anômalo.

A magnetometria é um método muito utilizado, pois é relativamente barato, rápido e que cobre grandes extensões. As informações coletadas são reproduzidas em forma de “assinaturas” magnéticas que aparecem como “anomalias” magnéticas ou desvios perceptíveis a partir da intensidade habitual de fundo do campo magnético da Terra.

Existem basicamente três tipos de magnetômetros, utilizados nas atividades em que a medição ou detecção de campo magnético é necessária: os dispositivos supercondutores de interferência quântica (*Superconducting Quantum Interference Devices* ou SQUIDs), as bobinas de indução (Precessão de Próton) e os magnetômetros de fluxo saturado ou “*fluxgates*”, nomeados pela maneira que eles medem a força do campo magnético da Terra (LOCZY; LADEIRA, 1976). Nesta pesquisa, foi utilizado o magnetômetro G-877 da Geometrics que trabalha com bobinas de indução para fazer as medições de campo total.

A unidade mais comumente utilizada na Geofísica é o nanotesla, porque as anomalias apresentam amplitudes com valores muito inferiores aos valores normais do campo magnético terrestre. Por isso é mais conveniente o uso da nanotesla (nT) que é do SI (Sistema Internacional) e que equivale a 10^5 oersted. A unidade gamma (γ) do CGS já foi muito empregada, entretanto caiu em desuso, e o seu valor é o mesmo da nanotesla. Normalmente a intensidade do campo magnético total da Terra pode variar de 20.000 a 70.000 gammas (nT) (LOCZY; LADEIRA, 1976).

3.9. Magnetômetro de Precessão de Prótons

A fim de compreender o princípio da precessão de prótons em um magnetômetro, precisa-se entender o que acontece dentro do sensor do magnetômetro de prótons. Os sensores vêm em muitas formas e tamanhos, mas para o magnetômetro de precessão de prótons, os sensores compartilham o mesmo design operacional: um recipiente não-magnético que é preenchido com um líquido (geralmente água ou líquidos de hidrocarboneto, como querosene, álcool mineral branco), em que uma bobina de fio está imersa. Os prótons livres nos fluidos têm spin e pequenos campos magnéticos, e, portanto, os prótons vão se alinhar com as linhas de fluxo do campo magnético da Terra. No entanto, quando é aplicada uma corrente elétrica na bobina, ocorrerá a “polarização” dos prótons que vão se alinhar com o campo eletromagnético da bobina energizada (GEOMETRICS, 2001).

Quando a corrente é removida da bobina, os prótons vão “virar” a partir de seu alinhamento com o campo eletromagnético da bobina, a tornar-se realinhados com o campo magnético da Terra. Esse alinhamento com o campo da Terra é causado por sua rotação inerente, chamada “precessão”, como a um pião. Os

prótons se comportam como pequenos ímãs no interior do sensor de bobina, induzindo um pequeno sinal AC na bobina. Este sinal é amplificado e sua frequência contada para produzir uma medida muito precisa e reproduzível da intensidade total do campo magnético no sensor (GEOMETRICS, 2001). A frequência do sinal medido é proporcional ao valor absoluto do campo magnético ambiente da Terra. Assim, de acordo com o manual do instrumento, um magnetômetro de precessão de prótons é um instrumento que mede o valor absoluto do campo magnético da Terra, medindo a frequência de precessão de prótons e converte essa frequência nas unidades que são usadas para representar quantitativamente o campo magnético da Terra em gammas ou nanotesla (nT).

A maioria dos magnetômetros marinhos mede o campo magnético escalar. Esta é uma medida mais fácil, porque a orientação do magnetômetro não precisa ser conhecida.

4. GEOLOGIA REGIONAL

O continente antártico é coberto em aproximadamente 98% de sua superfície por uma camada móvel de gelo com espessura média de três mil metros. Compreende uma área de 14 milhões de quilômetros quadrados e é um continente submetido a um clima muito rigoroso, com temperaturas mínimas da ordem de -85°C no seu interior e que variam anualmente nas regiões costeiras entre 0°C e -12°C (ELLIOT, 1997).

A Península Antártica (Figura 6) segundo Elliot (1997), tem uma forma alongada com um estreito planalto estendendo a sudoeste de 63° Sul e fundindo-se a oeste a 74° Sul. Sua aparência se dá a uma planície elevada a 900 metros na extremidade norte subindo para 1750 metros em 65° Sul e permanecendo igual ou superior a esse nível mais ao sul. Na costa, apresenta fiordes com lâminas d'água chegando a 1000 metros, e podendo ultrapassar 1400 metros, enquanto as profundidades típicas são de 300 a 500 metros na borda da plataforma continental. As variações no volume e na extensão das camadas de gelo da Antártica e a

cobertura de gelo do mar, no Oceano Antártico, têm um forte efeito sobre o clima da Terra.

A geologia nesta região da Antártica apresenta um desenvolvimento complexo e não muito bem compreendido em termos geofísicos. Aparentemente a sua estrutura é dominada pela movimentação e rotação de micro-placas que hoje constituem os blocos da península Antártica (GALINDO-ZALDIVAR *et al.*, 2006).

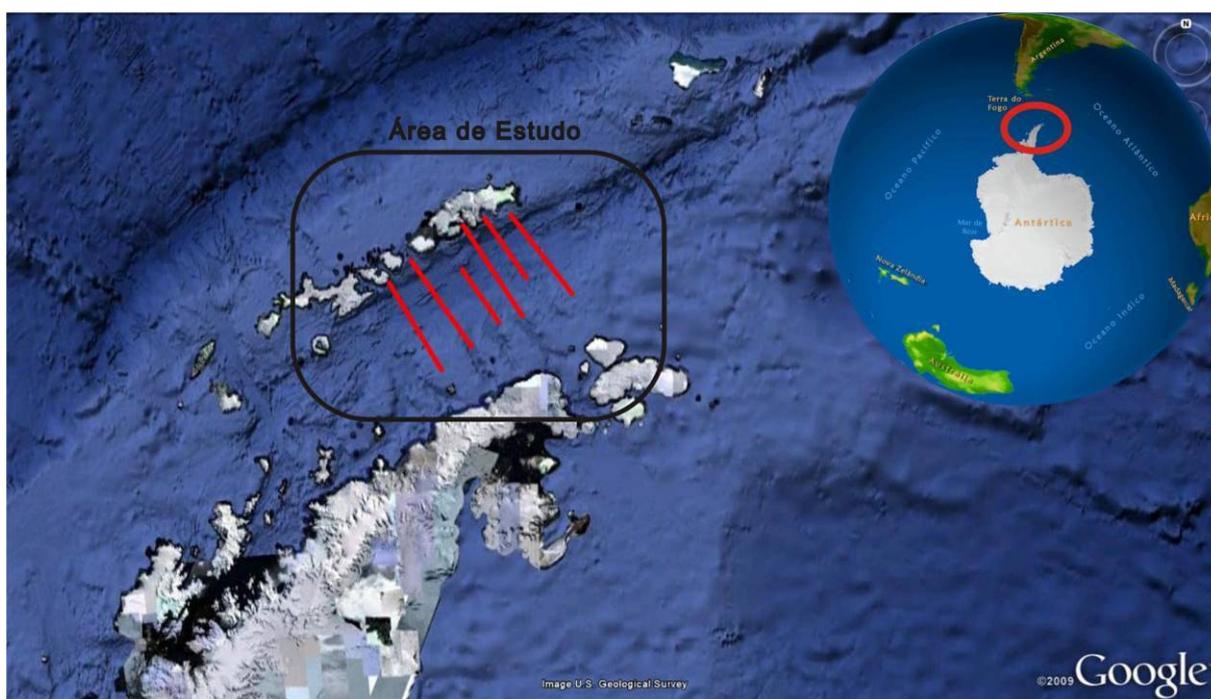


Figura 6: Mapa da área de estudo, com os 6 perfis adquiridos. Fonte: Google Earth modificado.

4.1. Evolução da Bacia e do Rift de Bransfield

A história geológica da margem Pacífica do noroeste da Península Antártica e do arco de Ilhas Shetland do Sul são subdivididos, segundo Birkenmajer (2003), em três estágios representados na Figura 7: o primeiro seria a pré-subducção, estado marginal da bacia de deposição, separado no Gondwana; (2) o estágio de subducção durante os quais dois arcos magnéticos foram formados, um interno e outro externo; e por último (3) seria o estágio posterior a subducção, com a abertura do *rift* de Bransfield e a criação da bacia de retro arco, com atividade vulcânica submarina.

Entretanto, González-Casado (2000), Giner-Robles e López-Martínez propõem que a Bacia de Bransfield desenvolveu-se somente como consequência de transcorrência sinistral entre as placas de Scotia e Antártica.

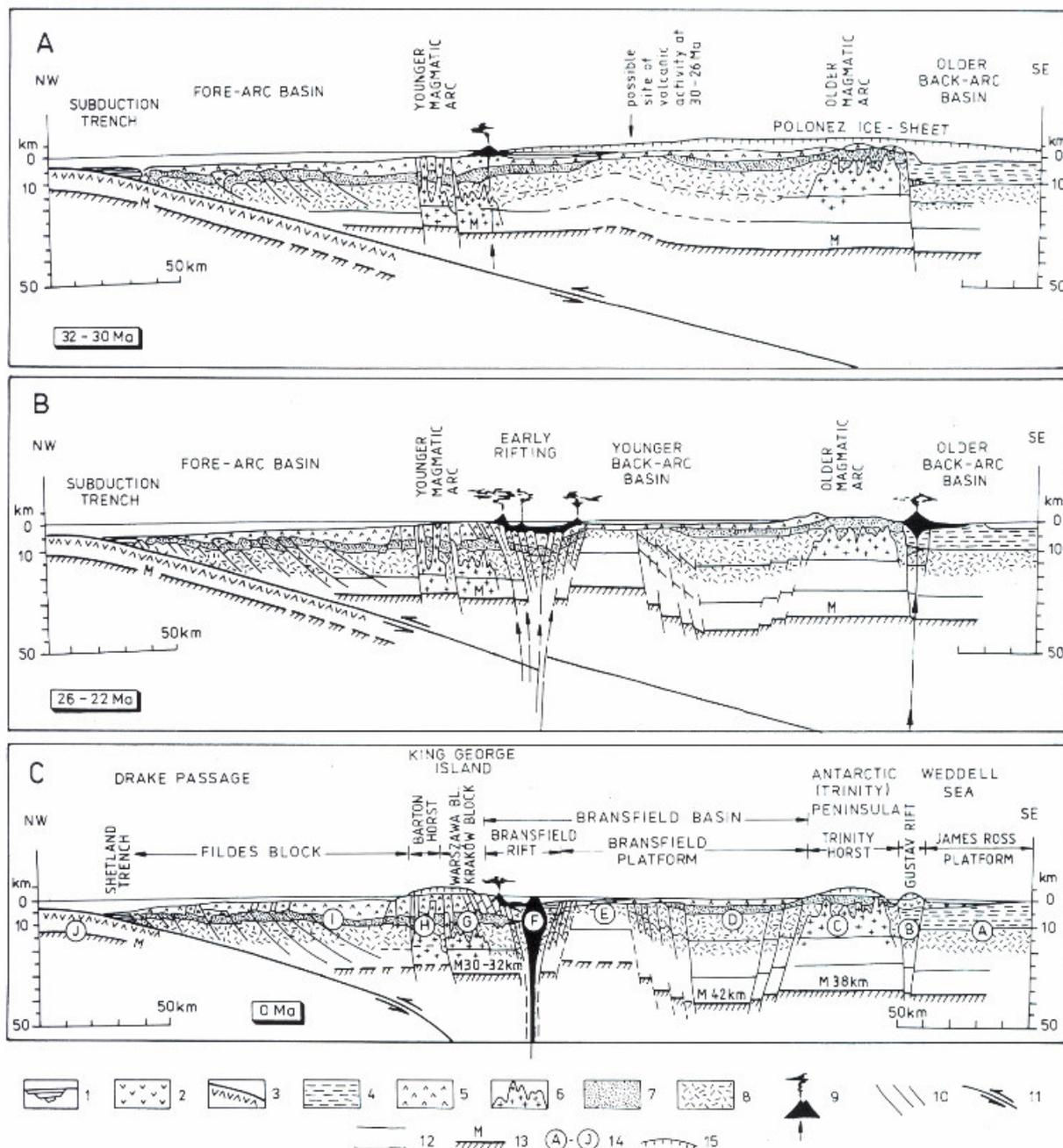


Figura 7: A, B e C são os três estágios da evolução da Bacia e do Rift de Bransfield. 1 – Depósitos marinhos de Cinzas vulcânicas (Plioceno-Quaternário no C; Paleoceno-Eoceno no A); 2- Rochas vulcânicas alcalinas da bacia de retro-arco de Weddel (Plioceno-Quaternário); 3- Crosta oceânica com cobertura sedimentar (Terciário-Quaternário); 4- Depósito marinho Mesozóico (Provincia de Weddell); 5- Depósitos vulcânicos estratificados (Mesozóico na Península Antártica: Cretáceo-Terciário entre a Bacia de Bransfield e o sul fossa Shetland); 6- Rochas plutônicas andinas (Jurássico-Cretáceo na Península Antártica ; Paleoceno-Oligoceno na Ilha do Rei George); 7- Península grupo Trinity; 8- Substrato Cristalino; 9- Vulcões ativos e veios alimentadores 10- Falhas maiores; 11- Zona de subducção; 12- limite crustal de modelagem sísmica; 13- Descontinuidade de Moho; 14- Elementos estruturais da crosta; 15- Manto de gelo (inlandsis). Fonte: Birkenmajer, 2003.

Também de acordo com Birkenmajer (2003), acredita-se que a origem do arco de ilha de Shetland do Sul poderia estar associada a um efeito causado por dois processos, o primeiro, por vulcanismo extrusivo relacionado a intrusões abissais induzidas por continua subducção SE direcionada setorialmente da crosta oceânica a sudeste do Pacífico, sob a placa da Península Antártica. O segundo processo seria plutonismo gerado pela placa crustal durante a sua deriva sudoeste. Ocorrido no final do Cretáceo através do Oligoceno tardio formando cálcio-alcálico.

Na borda norte das Ilhas Shetland do Sul (Figura 8) existe uma região de subducção da litosfera oceânica do Pacífico a pelo menos 150 milhões de anos, e provavelmente desde muito tempo antes da separação do Gondwana. Sua geologia terrestre compreende o arco magmático e está relacionado a produtos vulcânicos e sedimentos deformados e metamorfoseados de uma série de prismas de acreção (LEAT; SCARROW; MILLAR, 1995). A história evolutiva desta margem, deduzida a partir de anomalias magnéticas, indicam o choque do eixo de espalhamento da crosta oceânica com a zona de subducção que já existia nessa região (GAMBOA *et al.*, 1989).

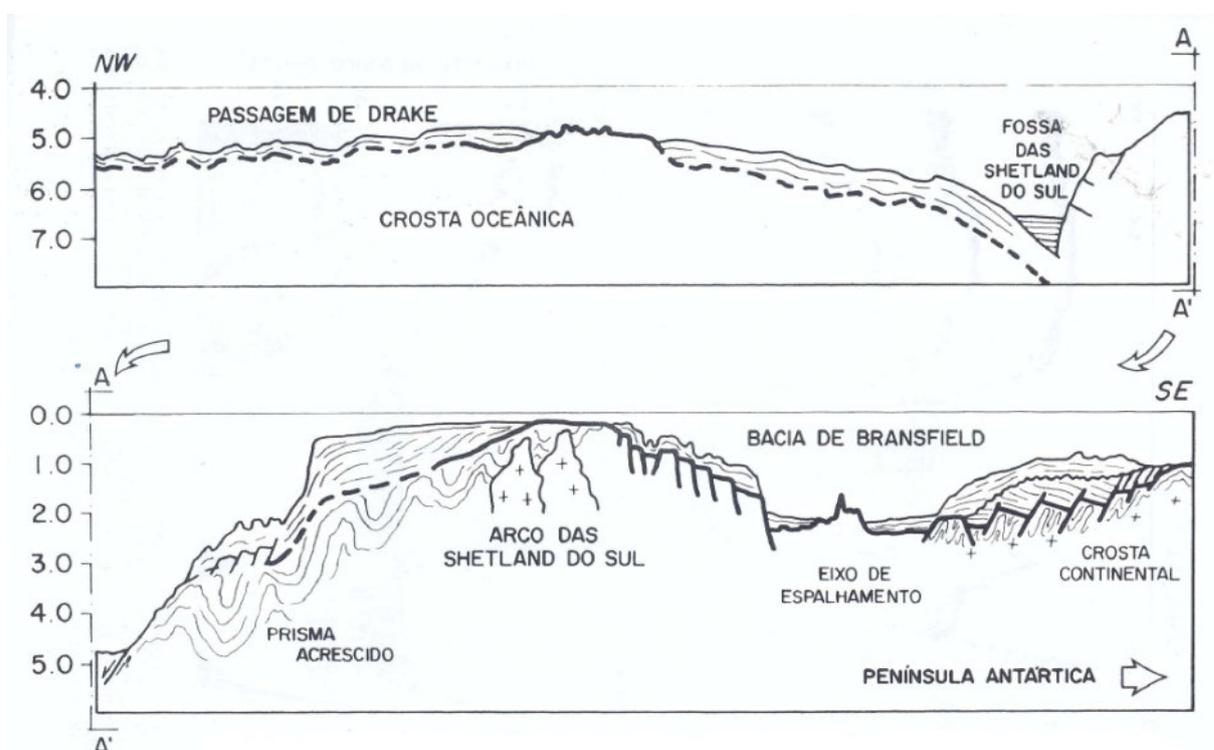


Figura 8: Perfil transversal a zona de subducção e a Bacia de Bransfield.
Fonte: Gamboa, 1988.

Acredita-se que a Bacia de Bransfield é formada por tectônica extensional responsável pela sua separação. Consequentemente, a natureza do estreito de Bransfield apresenta uma fase inicial de rifteamento oceânico, com traços de anomalias magnéticas datando sua abertura (GALINDO-ZALDIVAR *et al.*, 2006). Onde um afloramento do manto, deveria ocorrer a uma profundidade de apenas 14 km acima do qual parece uma crosta modificada.

Segundo Gamboa (1988), pode ser percebida a geração constante de uma nova camada crustal ao longo da dorsal meso-oceânica, a partir de material do manto, a qual se espalha ou se expande através do assoalho da bacia oceânica até o flanco descendente da célula convectiva.

Comparando com antigas amostras continentais, os assoalhos e as configurações das bacias oceânicas são feições geologicamente bem jovens. Tal fato parece se justificar com a pequena espessura relativa dos sedimentos dos assoalhos oceânicos e a inexistência de rochas sedimentares anteriores ao Jurássico, conforme revelado através das amostragens realizadas nos assoalhos dos oceanos mundiais e em posteriores datações (HESS, 1962).

4.2. Arquipélago de Shetland do Sul

O arco de ilhas de Shetland do Sul é formado por ilhas constituídas por rochas vulcânicas com características oceânicas como, por exemplo, as ilhas da Decepção e Bridgeman. Essa região de crosta oceânica é caracterizada pela existência de um pacote sedimentar formado por camadas plano-paralelas e por um fundo submarino plano (GAMBOA, 1988). Uma zona de embasamento aflorante divide axialmente a bacia em duas partes.

Os altos de embasamento definem o centro de formação de crosta oceânica ou o eixo de separação entre as Shetland do Sul e a Península Antártica. Apresentando na sua formação algumas características de simetria, entretanto, é considerada assimétrica, com sua origem e abertura relacionadas a falhas normais de baixo ângulo de direção NO, com o bloco Shetland do Sul constituindo sua parede de suspensão (GAMBOA, 1988).

De acordo com Galindo-Zaldivar (2006) a Bacia Bransfield provavelmente se desenvolveu através de dois processos interativos. O principal deles é a reversão das fossas associadas à subducção da placa sob a placa Phoenix. O segundo processo é relativo à deformação associada à borda da placa Scotia-Antártica ao longo da cadeia Scotia do Sul até a Bacia de Bransfield.

A Bacia Bransfield está localizada na margem pacífica da Península Antártica e constitui uma bacia oceânica de retro arco relativamente nova, com idades estimadas em 5 milhões de anos devido ao alto grau geotérmico, observado pelos estudos das rochas vulcânicas, segundo González-Ferran (1985 *apud* GAMBOA, 1988). Portanto, as variações de temperatura controlam as taxas de deformação do gelo e da quantidade de água de degelo, lubrificando o substrato. Assim, seu desenvolvimento torna-se a consequência da separação tectônica entre o bloco Shetland do Sul e a própria Península Antártica.

Predomina neste local, um ambiente glacio-marinho que se caracteriza pela interação entre os processos de ambientes glaciais e marinhos. Ambientes glaciais são locais onde o gelo e as águas derivadas do degelo são os principais agentes de transporte e deposição de sedimentos. A disposição e movimentação das geleiras são fatores fundamentais na escultura do relevo observado neste tipo de ambiente.

A presença do gelo em contato com o fundo marinho limita-se a baías e fiordes, porém muitas linhas morfológicas, geológicas e geofísicas evidenciam o avanço do gelo sobre a borda da plataforma continental durante a última grande expansão. Calhas marcam os locais de fluxo do gelo, e as zonas por onde deslizou, estendendo-se por todo o continente durante períodos glaciais anteriores (BART, 2007). Com isso, os fluxos de dendritos e a corrente de turbidez transportaram os escombros para regiões mais profundas.

No presente período interglacial, detritos ricos em esmectita são transportados através da borda da plataforma por icebergs, marés, ventos e correntes, e sedimentos hemipelágico são depositado no fundo marinho (BART, 2007).

A margem adjacente à Península Antártica apresenta feições características de margem passiva, com uma elevação continental bem desenvolvida, com um talude abrupto e uma ampla plataforma continental. A formação de uma cunha

sedimentar ao longo do talude sudeste tornou a bacia mais suave, dificultando o acesso de sedimentos originários na Península às partes mais profundas da bacia, exceto através de fiordes e cânions que cortam a margem continental (GAMBOA,1988). Segundo Gamboa (1988), os sedimentos desta cunha podem ser divididos numa sequência “*rift*” e uma seqüência “*drift*”, análogas as sequências encontradas em margens passivas bem estruturadas, como a margem continental brasileira. Também é possível destacar o desenvolvimento de semi-grabens, e uma grande inconformidade de *break-up*, além da presença de uma sequência *drift* oceânica coberta por uma espessa camada de sedimentos. Os depósitos sedimentares atuais representam uma sequência *sin-rift* (ou sinrifte).

Na porção central da bacia, duas sequências sedimentares são bem reconhecidas e separadas por uma inconformidade de *break-up*: sin rifte e pós rifte. Com um eixo vulcânico associado ao centro de espalhamento jovem e possivelmente com a presença de crosta incipiente oceânica (GALINDO-ZALDIVAR, 2006). Também é possível perceber que o seu eixo de espalhamento é mais próximo ao arquipélago.

Na margem noroeste, próximo ao arquipélago Shetland do Sul, é irregular, com pouca sedimentação e grandes falhas normais mergulhando a Sul. A bacia apresenta um talude íngreme ao longo de sua margem norte. Essa margem é tipicamente caracterizada por pouca sedimentação e presença de falhas normais de alto ângulo que podem estar relacionadas em profundidade com uma grande falha de baixo ângulo com mergulho noroeste (GALINDO-ZALDIVAR, 2006).

A estrutura da porção sul do Arco de Scotia (Figura 9) é determinada por uma zona de falhas *strike-slip* que constitui um limite entre a placa Sul-Americana e a placa Antártica ao longo da cadeia Scotia do Sul (SSR). Esse limite se estende a noroeste através da passagem de Drake, com a presença de uma cadeia submarina proeminente entre a fossa Chile Sul e o arco de Sheltland do Sul chamada de zona de fratura de Shackleton, com característica transpressiva. O extremo sul desta zona de fratura está atualmente sendo subductado abaixo do arco de Sheltland do Sul (ALDAYA; MALDONADO, 1996). O bloco Sheltland do Sul (SSB) pode ser considerado um elemento crustal independente da placa Antártica.

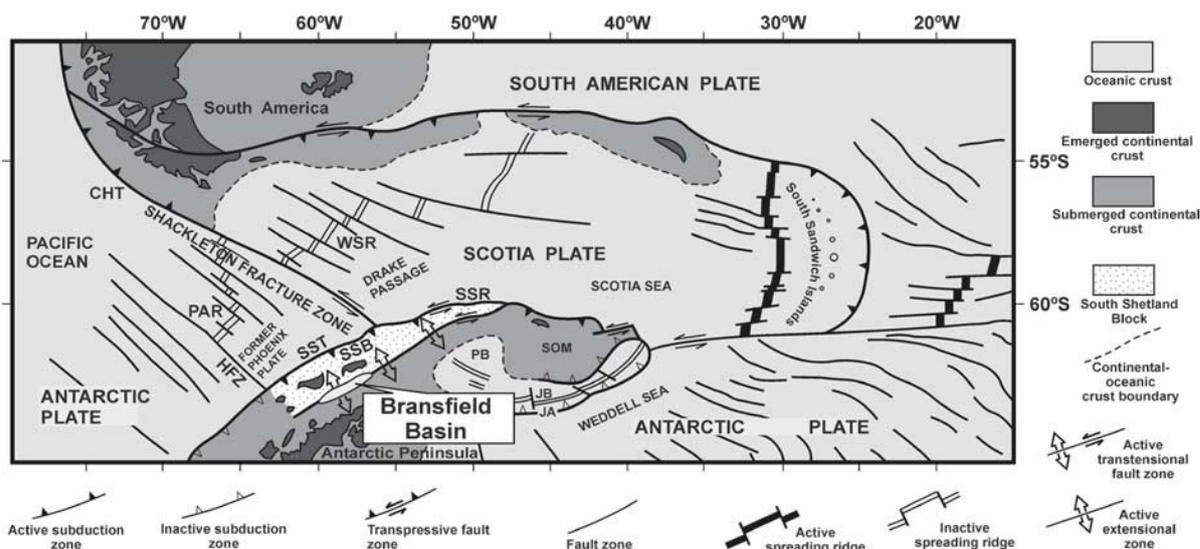


Figura 9: Mapa Tectônico do Arco da Scotia. PAR: Cadeia Phoenix- Antártica; SSB: Bloco Shetland do Sul; SSR: Cadeia Scotia do Sul; SST:Fossa Shetland do Sul; WSR: Cadeia Scotia do Oeste. Fonte: Galindo-Zaldívar, 2006.

As cadeias Scotia do Oeste (WSR) e Phoenix-Antártica (PAR) se estendem ao longo da Passagem de Drake. O assoalho oceânico da Placa Phoenix foi subductado abaixo da região continental litosférica da placa Antártica na fossa de Shetland do Sul (SST), enquanto que no outro extremo, ocorria à criação de uma nova crosta oceânica na cordilheira Phoenix-Antartic (LARTER; BARKER, 1991).

A tectônica recente da região pode ser estudada baseada na presença de corpos máficos cretáceos alongados na região da Península Antártica que são associados com uma grande anomalia magnética conhecida como Anomalia da Margem Pacífica ou Anomalia Magnética da Costa Oeste (GARRETT, 1987 *apud* GONZÁLEZ-CASADO, 2000, p. 243). A anomalia magnética que é reconhecida na porção sul da península se divide em dois ramos ao norte, um deles é relacionado à abertura do Estreito de Bransfield, onde a bacia de mesmo nome se desenvolveu.

4.3. Bacia de Bransfield

A Bacia de Bransfield pode ser dividida em três sub-bacias: oeste, central e leste. O rifte incipiente ocorre na bacia oeste, ao sul da Ilha Deception. No entanto, essa região é afetada por intensos falhamentos normais que rotacionaram os blocos da crosta continental (GALINDO-ZALDIVAR, 2006). Uma sequência *sin rift*

razoavelmente espessa é encontrada nesta área e falhas normais que atingem o assoalho oceânico indicam um processo de rifteamento atual (Figura 10).



Figura 10: Perfil de sísmica multi-canal mostrando as principais estruturas oeste da Bacia de Bransfield. Fonte: Galindo-Zaldívar, 2006.

A bacia central se estende desde a Ilha Deception até a Ilha Bridgmen, que apresentam afloramentos do eixo de espalhamento oceânico incipiente, associado com anomalias magnéticas (ROACH, 1978). A margem sudeste apresenta estruturas e preenchimento sedimentar que pode ser associado às margens passivas, com o desenvolvimento de sequência sin rifte e pós rifte. Nessa parte da bacia, a crosta continental é menos espessa em resposta a esforços tectônicos de direção NO-SE que continuam existindo como indica os estudos de epicentros de terremotos na região (PELAYO; WEINS, 1989). O perfil sísmico da Figura 11 está localizado no extremo leste desta sub-bacia e mostra claramente suas estruturas. O afinamento progressivo da crosta na margem passiva da Península Antártica isolou um bloco continental na margem sul, enquanto que a margem norte é extremamente íngreme.

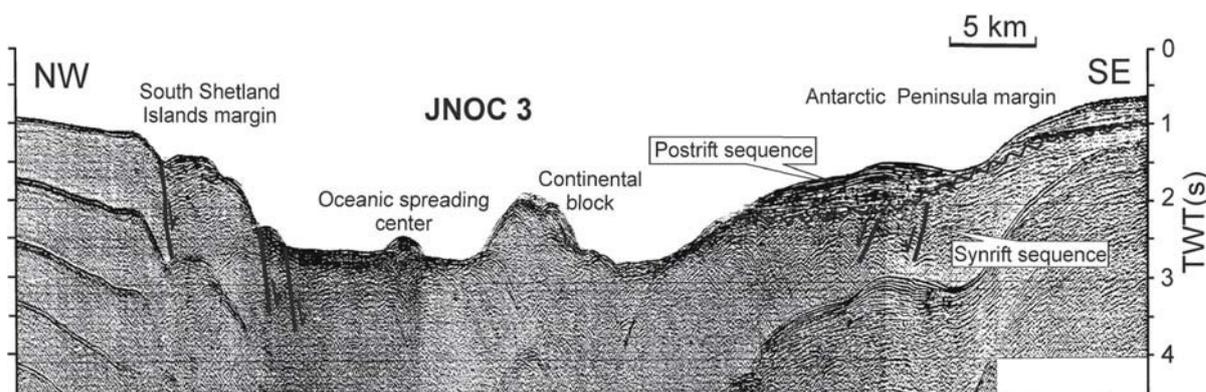


Figura 11: Perfil de sísmica multi-canal mostrando as principais estruturas do centro-leste da bacia de Bransfield. Fonte: Galindo-Zaldívar, 2006.

A sub-bacia Leste se estende desde o norte da Ilha Bridgmen até a região ao sul da Ilha do Elefante. O estilo estrutural dessa sub-bacia (Figura 12) é muito próximo ao da sub-bacia Oeste: falhas normais de alto ângulo na margem norte. Essa bacia é caracterizada pelo desenvolvimento de semi-grabens, com cunhas sedimentares abertas a noroeste, indicando um regime extensional ou transtensional (GALINDO-ZALDIVAR, 2006). Além disso, a maioria dos sedimentos nos semi-grabens apresentam grandes dobras, indicativo de esforços compressoriais. Os depósitos representativos da fase sin-rifte são cortados por grandes falhas, algumas das quais afetam o assoalho oceânico até hoje.

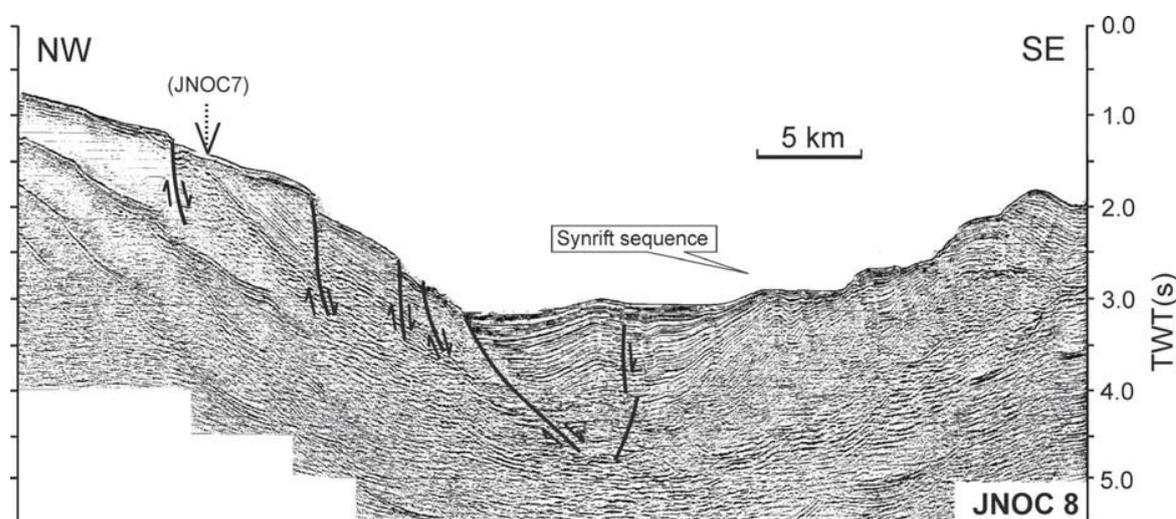


Figura 12: Sísmica multi-canal, perfil mostrando as principais estruturas do leste da bacia de Bransfield. Fonte: Galindo-Zaldívar, 2006.

Estudos realizados de sísmica multi-canal permitem o estudo de estruturas rasas da bacia, assim como seu prolongamento a leste através da cadeia Scotia do Sul. Já a parte mais profunda da bacia central, situada próxima ao arquipélago, é constituída por crosta de natureza oceânica e/ou semelhante (transicional) (GAMBOA, 1988), com uma margem continental bem estreita e um talude continental mais íngreme. Podemos ressaltar que alguns autores como, por exemplo, Gamboa (1988) e Galindo-Zaldívar (2006) acreditam que a bacia ainda esteja em expansão.

Do lado da Península Antártica, observa-se uma plataforma continental mais larga, com um talude mais suave e com maior espessura de sedimentos. Estes fatos sugerem que a Península forneceu um volume muito maior de sedimentos para a

bacia do que o arquipélago (Figura 13). Essa alta taxa de acumulação de massa pode ser explicada pela grande oferta de material terrígeno, e pouca contribuição de carbonato, que é muito pequena levando em conta a idade da bacia (KISSEL, 2003). Em ambos os lados são observados vales e ravinas profundas no talude, geradas pelo movimento das geleiras em direção ao mar.

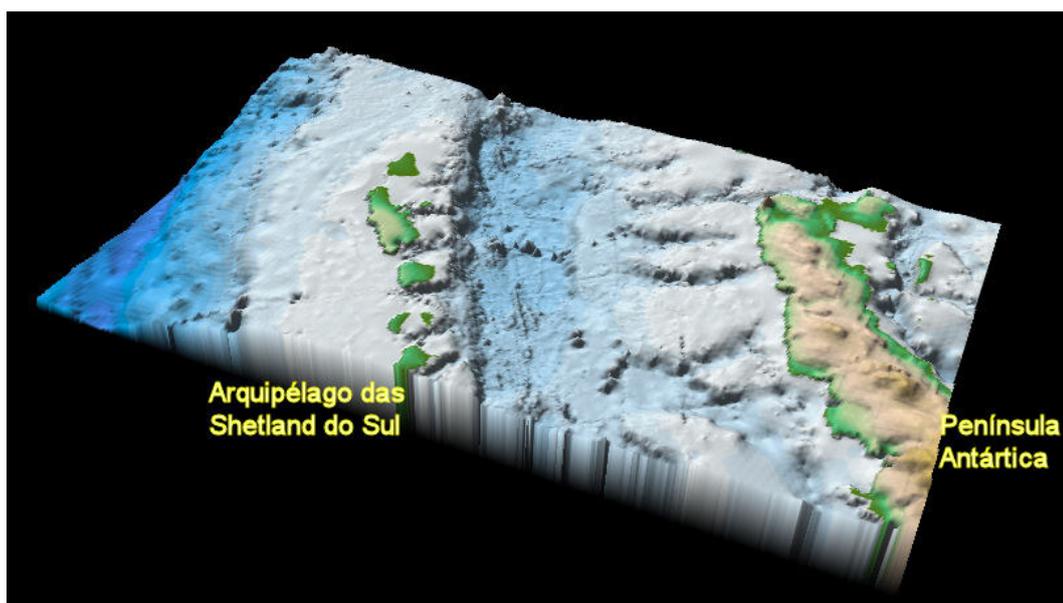


Figura 13: Mapa batimétrico da Bacia de Bransfield.
Fonte: Ayres Neto, 2011.

5. METODOLOGIA

5.1. Equipamentos

Para este trabalho foi utilizado o magnetômetro marinho fabricado pela Geometrics, modelo G-877 (Figura 14), cedido pela UFF. Esse modelo de equipamento calcula somente o campo magnético total, que é pertinente para a pesquisa. Outras propriedades tais como declividade e inclinação magnética não são medidas. Esse magnetômetro trabalha a partir da precessão de próton e possui grande sensibilidade para o meio marinho, tomando uma medida a cada segundo, e com acurácia de 1 nT, para realizar a medição do campo magnético total.

Para evitar anomalias produzidas pelo navio, constituído de materiais metálicos, que influenciariam diretamente nos valores medidos, houve a precaução

durante o levantamento, de manter o peixe (Magnetômetro) a uma maior distância possível da embarcação. O magnetômetro possui um cabo de 100 metros, onde 20 metros de cabo foram passados (na parte interna do navio) desde o laboratório até chegar à popa do navio. Restando somente 80 metros de cabo, que foi a distância real entre o magnetômetro e a embarcação. Estas precauções foram tomadas para tentar obter o mínimo de ruído no sinal recebido, sabendo que está é uma grande fonte de erro gerada pelo equipamento.



Figura 14: Magnetômetro de precessão de Prótons Geometrics.

O levantamento foi executado pelo Navio de Pesquisa Oceanográfico Ary Rongel (Figura 15), pertencente à Marinha Brasileira e que trabalha em conjunto com o Ministério da Ciência e Tecnologia e onde foi incorporado desde 1994, para substituir o NapOc Barão de Teffé. Com 75,20 metros de comprimento, largura de 13,00 metros, 6,20 metros de calado, acomodações para 70 tripulantes e uma equipe de até 22 pesquisadores o navio realiza pesquisas científicas e coleta dados para análise, constituindo assim o principal meio de apoio oceanográfico, sendo indispensável para Programa Antártico Brasileiro.

Durante o ano de 2008, para esta aquisição, o projeto contou com a participação dos seguintes integrantes: Prof. Dr. Arthur Ayres (Coordenador), Prof. Dr. Luis Antônio Pierantoni Gamboa, Cap.m.g. Luiz Carlos Torres, e os alunos: Diego Sá de Souza, Fernanda Vianna da Conceição e Pedro Jonas Teixeira Amaral.



Figura 15: Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel.
Foto: F. V. da Conceição.

No processo de aquisição de dados, foi empregado o *software* MagLog NT, fornecido pela própria *Geometrics*, que recebeu tanto os dados do magnetômetro, como também as coordenadas do GPS. O GPS, de modelo Garmin, pertencente à própria marinha, estava operando com o *Datum* WGS-84 e protocolo GGA NMEA 0183, chegando a uma precisão horizontal na ordem de 8 metros. Sua antena estava localizada acima do passadiço, para uma melhor recepção do sinal via satélite.

Cabe destacar que, o apoio técnico do navio foi de suma importância na consolidação do Projeto, disponibilizando sua tripulação no manuseio e transporte dos equipamentos, lançamento e retirada do magnetômetro ao mar e acomodações para a equipe. Além disso, estavam alerta para auxiliar em eventuais necessidades que ocorriam ao longo do percurso como, por exemplo, a retirada repentina do equipamento do mar, devido ao mau tempo.

5.2. Aquisição dos dados Geofísicos

O planejamento para a aquisição dos dados foi dividido em duas etapas (pernadas), sendo a primeira realizada com praticamente 4 (quatro) dias de levantamento intermitente, correspondendo aos dias 30 e 31 de outubro e aos dias 4 e 5 de novembro do ano de 2008 (Figura 16). Já a segunda etapa, deveria ocorrer em meados de novembro do ano de 2009, mas foi cancelada devido à logística do

navio oceanográfico e a do próprio projeto de pesquisa. Isso porque, o tempo de estadia do navio na região é limitado somente ao verão antártico (Outubro a Fevereiro), neste período, além de atender a vários projetos de pesquisas simultaneamente, precisa também prestar apoio a Estação Antártica Comandante Ferraz (EACF).

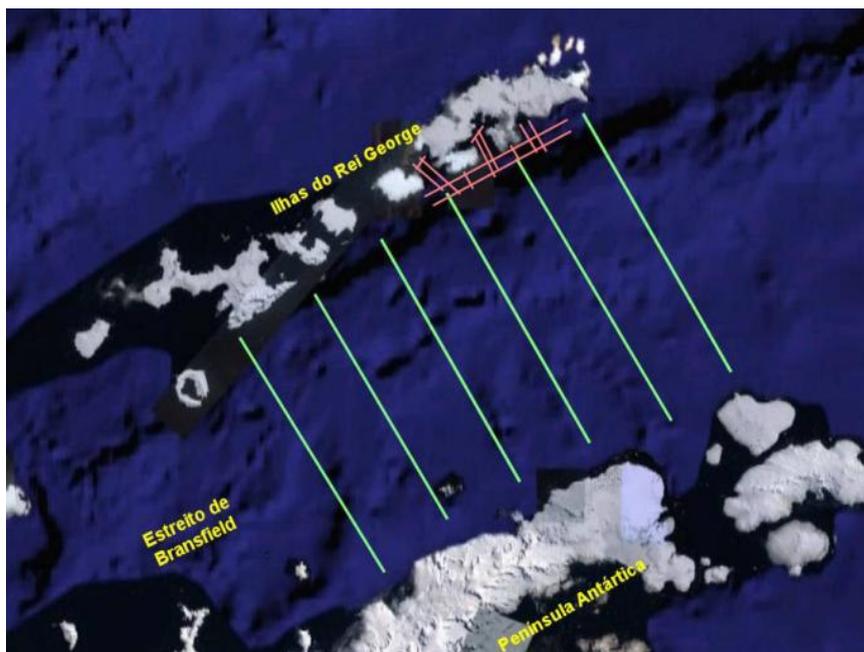


Figura 16: Posicionamento dos perfis magnetométricos (em verde).
Fonte: Google Earth modificado.

Na aquisição, primeiramente foram planejadas 6 (seis) perfis paralelos, para o levantamento, correspondendo à primeira etapa. Estas linhas com direção NO-SE possuem comprimento de 100 quilômetros cada, totalizando 600 quilômetros (320 milhas náuticas) percorridos e, espaçadas em média 10 milhas náuticas entre si. Algumas informações sobre essa primeira fase do levantamento podem ser verificadas na tabela 1 a seguir.

Posteriormente, pretendia-se realizar um segundo levantamento onde ocorreria o adensamento dos dados, com novas linhas entre as já adquiridas, para adensar a malha de dados e também traçar um perfil perpendicular, na direção NE-SO, associando as linhas já existentes e entrelaçando os dados obtidos. Como esta segunda etapa não foi concluída, houve um prejuízo no processamento dos dados, devido ao grande espaçamento entre as linhas já adquiridas prejudicando a interpolação, e conseqüentemente nos resultados obtidos.

Tabela 1: Valores iniciais e finais correspondente de cada linha levantada.

Linha	Data	Longitude Inicial	Latitude Inicial	Hora Inicial	Longitude Final	Latitude Final	Hora Final
Linha 1	30/10/2008	057° 42' 08.70" W	62° 06' 51.70" S	02:25	056° 44' 51.10" W	62° 39' 12.80" S	06:40
Linha 2	30/10/2008	057° 30' 43.80" W	62° 29' 15.80" S	10:32	058° 05' 01.80" W	62° 07' 11.10" S	14:51
Linha 3	31/10/2008	057° 34' 18.06" W	62° 44' 39.20" S	00:00	058° 24' 01.38" W	62° 09' 56.20" S	05:40
Linha 4	30/10/2008	058° 36' 25.23" W	62° 18' 45.10" S	18:53	057° 50' 01.30" W	62° 50' 33.80" S	22:24
Linha 5	05/11/2008	058° 15' 09.21" W	62° 59' 58.66" S	01:02	059° 12' 25.40" W	62° 23' 34.03" S	05:27
Linha 6	04/11/2008	059° 30' 06.37" W	62° 32' 06.69" S	19:17	058° 48' 02.14" W	63° 05' 04.85" S	23:08

Inicialmente, foram adquiridos dois arquivos independentes para cada linha de levantamento, sendo um com os dados recebidos do magnetômetro e o outro contendo as coordenadas geográficas fornecidas pelo GPS. Para exportar os arquivos de magnetometria para um padrão acessível a outros programas utilizou-se o programa MagMap2000 da *Geometrics*, isto é, os arquivos foram convertidos mudando a sua extensão de .877 para .csv, que é um formato de planilha aceito por vários outros programas, para serem processados.

Em seguida, foi efetuado um pré-processamento, transformando os arquivos de magnetometria e os de coordenadas geográficas em um único arquivo, em formato de tabela. Para unificá-los, foi utilizado o programa *Microsoft Office Excel 2007*. Na realização desta tarefa, levou-se em consideração às duas colunas em comum entre eles, a data e hora dos registros, sendo os dois arquivos salvo no horário de Greenwich (ou GMT). Assim, foi possível associar as linhas dos arquivos e criar um único arquivo com todos os dados pertinentes para cada linha do perfil.

O próximo passo foi utilizar o programa *Geocalc 3.09* para converter as coordenadas geográficas (Latitude e Longitude) para coordenadas UTM (Norte e Leste). O método escolhido para a transformação geodésica de *Datum* foi à regressão de equações múltiplas (*Multiple Regression Equations*). A principal vantagem desta conversão é na visualização de mapas, pois as coordenadas são exibidas em metros, logo é possível retirar com facilidade e rapidez as informações de distância, perímetro ou área, por não empregar graus.

A partir desse momento os arquivos de dados contêm as seguintes informações pertinentes: data, hora, latitude, longitude, norte (UTM), leste (UTM), erro do GPS, erro do magnetômetro e o campo magnético obtido. Para a partir daí serem submetidos às etapas de filtragem.

5.3. Processamento dos Dados

Para o processamento e interpretação dos dados foram utilizados os programas *Microsoft Office Excel 2007*, na correção de erro do GPS, erro do sinal do magnetômetro, na criação de perfis, e o programa da *Geosoft Oasis Montaj 7.0* com licença educacional, para as demais correções, ambos da Universidade Federal Fluminense.

5.3.1. Correção de PDOP

O primeiro fator a ser corrigido é o PDOP (*Positional Dilution of Precision*) que está relacionado com a degradação da precisão da posição tridimensional do GPS, isto é, com o arranjo de satélites em cada momento que o sinal está sendo recebido (Figura 17). O PDOP está relacionado com a quantidade e o arranjo espacial dos satélites e é representado no formato de um número que varia de 0 a 10, sendo quanto menor o valor, melhor o sinal recebido. Para garantir a qualidade no sinal recebido pelo GPS, normalmente, são aceitos valores menores do que 4 (Quatro), os demais são descartados (BRUSAMARELLO, 2009).

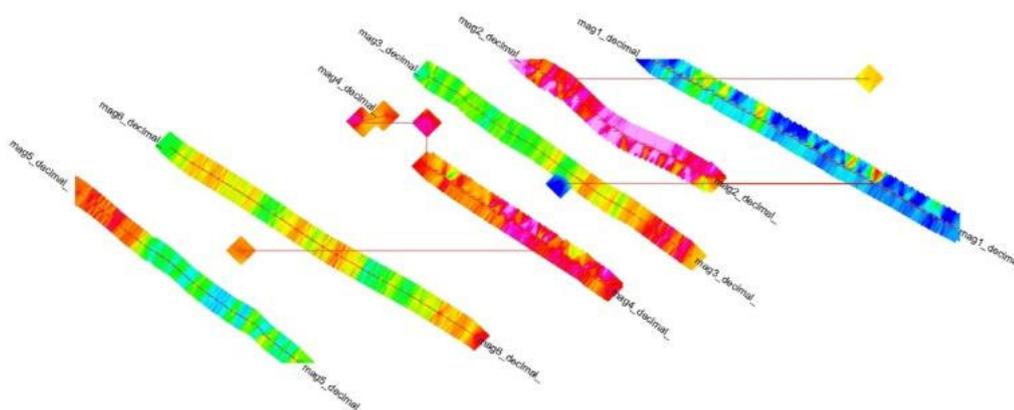


Figura 17: Perfis coletados com erros de posicionamento.

5.3.2. Correção de Erro no Sinal do Magnetômetro

De acordo com o manual do equipamento, o nível de erro do sinal é usado para ajustar o magnetômetro quando em condições reais de pesquisa. Para se obter o máximo do sinal recebido, o valor de ajuste máximo deve ser entre 400 e 500. No

entanto, isto pode variar com a intensidade do campo ambiente, porque a amplitude do sinal é proporcional à intensidade do campo, ou seja, quando comparado a um campo de 50.000 nT com um campo de valor 25.000 nT esperamos a metade da força de intensidade do sinal.

A qualidade dos dados irá variar conforme a instalação, dependendo da distância do sensor do navio e das condições gerais diurnas, mas em geral, são esperados dados no intervalo de 0,1 a 0,2 nT. Se os dados forem significativamente mais ruidosos do que isso, deve-se voltar a sintonizar o sinal novamente (GEOMETRICS, 2001).

5.3.3. Remoção do IGRF

Depois da aquisição dos dados, os mesmos passaram por outro tipo de correção, chamada de “remoção do IGRF”, que consiste em subtrair o valor IGRF do valor adquirido, no mesmo ponto. Isso se faz necessário porque, o IGRF é um modelo teórico-matemático do campo magnético da Terra em função das coordenadas geográficas (latitude e longitude), da altitude e do dia, mês e ano, e são calculadas a cada 5 anos por um órgão internacional chamado IAGA (*International Association of Geomagnetism and Aeronomy*), que monitora e divulga os valores. Em seguida, os valores passam a se chamar DGRF (*Definitive Geomagnetic Reference Field* ou Campo de Referência Geomagnético Definitivo). Por essa razão, os dados coletados têm de estar acompanhados além do local preciso das medidas realizadas, também com o dia, mês e ano.

5.3.4. Remoção dos spikes

Os *spikes* são anomalias facilmente identificadas em um perfil. A principal característica dessa anomalia é a variação abrupta do valor medido, em um intervalo muito curto de tempo. Portanto, o que causa essas anomalias são normalmente interferências eletro-eletrônicas ou descargas elétricas (GEOMETRICS, 2001).

Para retirá-las existem duas maneiras. A primeira, mais trabalhosa, consiste em analisar cada perfil e manualmente, extrair os picos que são incoerentes. A segunda consiste em aplicar um filtro, criando canais contendo o valor da quarta

diferença. O efeito será um realce desses picos que poderão ser retirados. Nesta pesquisa foi utilizada a primeira opção, olhando atentamente cada perfil e removendo as variações discrepantes.

5.3.5. Correção de LAG

Outro tipo de correção que se faz necessária é a de LAG, devido ao modo operacional do sistema de coleta de dados. Esse tipo de erro ocorre provocado pela distância entre o magnetômetro que está sendo rebocado na popa do navio e a antena do GPS, que fica acima do passadiço. Com isso, há uma diferença entre o local exato da medição e o posicionamento marcado. Esse tipo de erro pode comprometer um trabalho, se não for levado em consideração. Entretanto, nesse caso, por se tratar de uma área de levantamento muito grande, esta influência é atenuada.

Para esta correção foi utilizado o próprio programa de aquisição de dados da *Geometrics*, o MagLog NT, que realizou a correção de LAG em tempo real durante a aquisição. Deste modo, as medidas, da posição do GPS em relação à popa do navio, como também, o comprimento do cabo, da popa do navio até o magnetômetro, foram inseridas nas configurações iniciais do programa como forma de ajuste inicial (Figura 18).

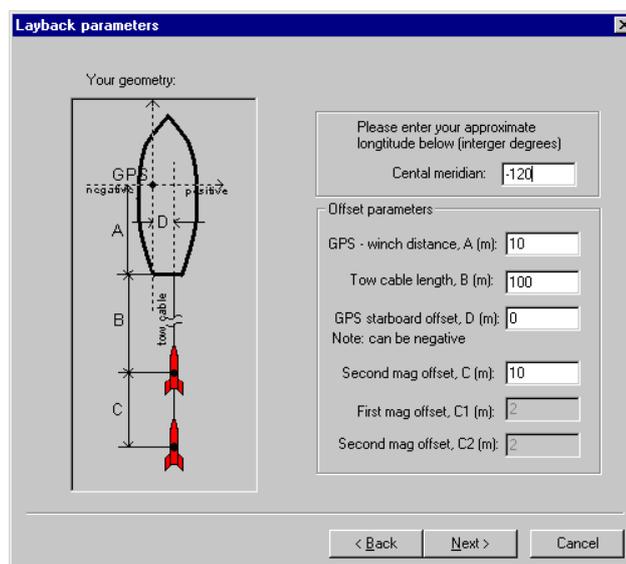


Figura 18: Dados iniciais para correção de LAG.

5.3.6. Correção da Variação Diurna e tempestade magnética

A sua ocorrência está vinculada a alterações na atividade solar, repercutindo globalmente, e essa correção é necessária porque durante o dia, horário em que a Terra está voltada para o Sol, ventos solares causam uma interferência no campo magnético da Terra. Tal atividade tem início quando surgem os primeiros raios solares, ao amanhecer, com o pico ao meio dia (exposição máxima). No final da tarde, com o pôr-do-sol, essa atividade se atenua e o campo magnético volta ao normal.

Na correção da variação diurna é aconselhado que se utilize os dados de uma estação mais próxima possível. Porém, devido ao fato de não existir nenhum Observatório Geomagnético em operação na região próximo a Antártica, durante o período em que foi feito o levantamento magnético deste trabalho, a solução foi utilizar os dados da estação de Vassouras-RJ.

Para esta correção, foi considerado um estudo realizado por Torres (1997), comparando as observações realizadas pelo Observatório Astronômico de Vassouras (Rio de Janeiro - Brasil) e as efetuadas no Observatório Geomagnético Arctowski (Antártica), em uma mesma data, e pode-se verificar uma completa correspondência entre o comportamento do campo magnético, em termos de distúrbio. Entretanto, os valores para as amplitudes (que variam em função da latitude) foram bem diferentes.

Assim, para efetuar a correção da variação diurna e detectar uma possível ocorrência de tempestade magnética, durante o período de levantamento, foram utilizadas informações fornecidas gentilmente pelo Observatório Nacional (ON), que mantém em atividade permanente o Observatório Astronômico de Vassouras, no Estado do Rio de Janeiro. As leituras obtidas na estação de Vassouras nos dias de levantamento geraram uma curva correspondente para cada dia do período. Quando essas curvas foram unidas (Figura 19), percebemos picos relativos a momentos de maior intensidade de radiação solar (meio dia), deste modo, cada pico representa um dos oitos dias de monitoramento (29/10 a 05/11 de 2008).

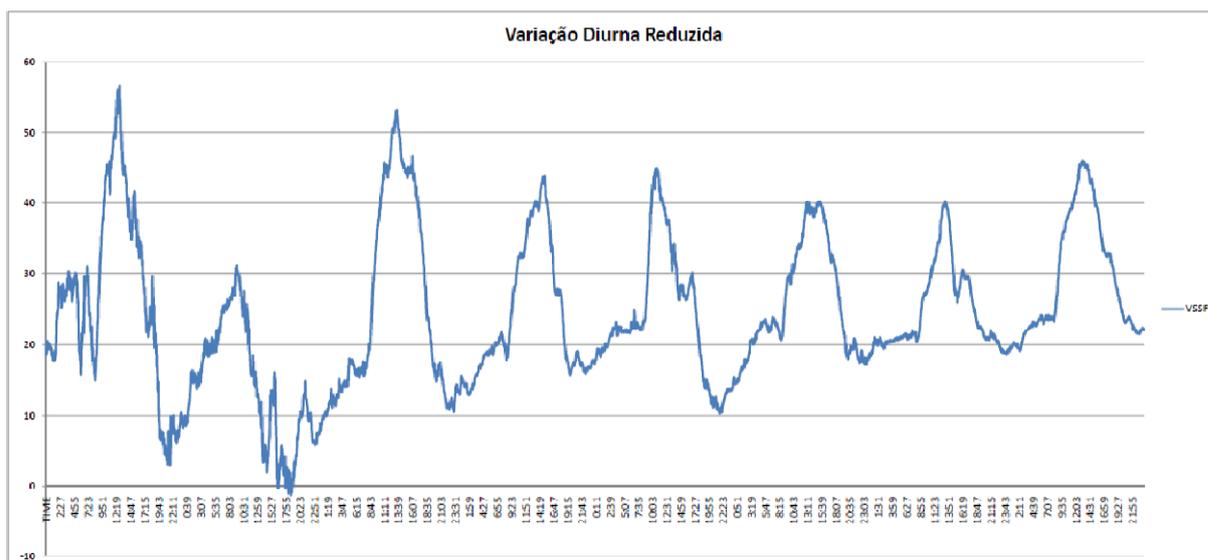


Figura 19: Variação diurna durante os dias 29/10/2008 a 05/11/2008.

Para a realização da correção diurna, houve a necessidade da disponibilidade de dois magnetômetros, sendo que um permaneceu em uma estação fixa, registrando continuamente o campo magnético em intervalos regulares de poucos minutos, enquanto o outro foi utilizado para medir o campo, conforme a linha planejada. Tomou-se o cuidado também, de anotar e sincronizar a hora correta das medidas dos dois aparelhos. De modo que, a correção realizada consistisse na soma, ou na subtração, da variação do magnetômetro que estava fixo, em relação ao magnetômetro usado no levantamento. As diferenças obtidas entre a curva de comportamento magnética padrão (IGRF) e a cada curva referente aos dias que foram efetuadas medições magnéticas, foram subtraídas do campo magnético medido, permitindo desta forma a obtenção do campo magnético anômalo ou campo magnético produzido pela crosta (TORRES, 1997).

Durante o período da aquisição dos dados, não foi constatado ocorrência de tempestade magnética, de acordo com as observações do Observatório Astronômico de Vassouras e também como pode ser comprovado na figura 19. Entretanto, no dia 30 de outubro de 2008, foi possível perceber a ocorrência um distúrbio magnético prejudicando, em partes, a correção da variação diurna dos dados, visto que nesse dia foram realizados três dos seis perfis magnéticos.

5.3.7. Interpolação dos dados (Modelagem)

Em algumas situações não é possível efetuar a medição diretamente sobre a grandeza desejada, então a adoção de um modelo matemático para estudo é apresentado como solução viável para contornar essa limitação, procurando reproduzir com a maior fidelidade possível as condições reais. Os modelos matemáticos são apresentados por equações matemáticas geralmente de grande complexidade, contendo variáveis dependentes e independentes, e parâmetros conhecidos e estimados.

Para este trabalho, interpoladores e filtros foram aplicados aos perfis para preservar as baixas frequências e atenuar as maiores amplitudes, presente nos dados, fazendo uma análise crítica para não exagerar e de tal modo não serem interpretados como ruído. Desta forma, foi aplicado um filtro passa-baixa variando o comprimento de onda de corte, para resultar na suavização dos perfis, sem perder as anomalias, chegando ao final a um valor de corte de 210 metros (Figura 20).

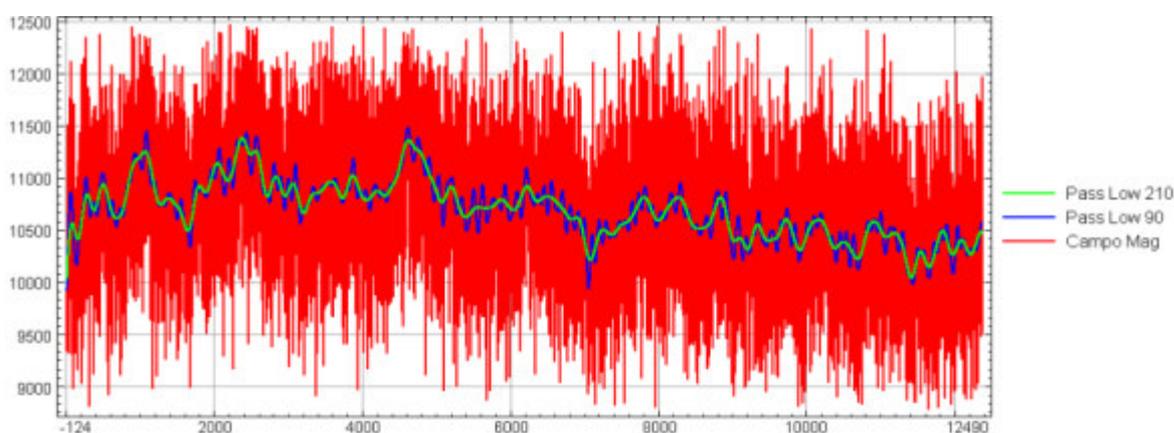


Figura 20: Perfil do Campo Magnético e do filtro Passa-Baixa com diferentes valores.

Como base para comparar os dados magnetométricos, foi elaborado um mapa batimétrico utilizando o banco de dados do ETOPO 2, com informações obtidas da sua página na Internet². Posteriormente foram inseridas no programa *Geosoft*, e modelado de forma a criar um mapa de superfície batimétrica. Assim, a partir das mesmas coordenadas iniciais e finais, um perfil batimétrico foi criado e unido com o magnetométrico formando um único perfil, com o seu eixo da abscissa em comum.

² Disponível em: <<http://ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>>. Acesso em: 28 nov. 2011.

A modelagem pode ser definida como a confecção de um modelo que descreva as variáveis que estão atuando em uma região de estudo, estabelecendo as possíveis interações que ocorrem entre as mesmas (LUIZ; SILVA, 1995). Para realizar a modelagem magnetométrica foi utilizado o programa *Oasis Montaj*, desenvolvido pela *Geosoft*. O programa pode desenvolver vários tipos de gridagem (modelagem) dependendo da sua finalidade, para este caso foi utilizada a *Krigagem*, com auxílio de suas funções avançadas buscando um melhor direcionamento aos valores obtidos, e associando com a geologia.

A técnica empregada na modelagem (krigagem) é uma estimativa de estatística local, que fornece a melhor estimativa linear e imparcial de uma característica desconhecida que está sendo estudada. Além disso, é um método geoestatístico que determina o valor mais provável em cada nó da rede, utilizando uma análise estatística do conjunto de dados inteiro. Também é capaz de produzir uma grade de erro, e esta fornece uma indicação do grau de confiança de cada interpolação. Contudo, a *krigagem* pode ser muito lenta, dependendo do tamanho do conjunto de dados, e com isso ser um fator limitante para a sua escolha.

Para a elaboração da modelagem foi feito um processo estatístico para selecionar as linhas a serem usadas, onde foi calculada a média de cada linha e em seguida, a média de todas essas médias e a esse valor acrescentado uma variação de 6%, tanto para cima quanto para baixo, criando um intervalo de dados aceitáveis. A princípio, todos deveriam estar nesse intervalo de confiança, porém a linha 2 (dois) apresentou valores superiores (Tabela 2). Então, foi descartada, uma vez que esses valores muito acima, prolongam a escala de cores, fazendo com que perca a sua sensibilidade para pequenas variações.

Em seguida, todo o processo foi repetido, para uma variação de 5%, e desta vez, o perfil 4 (quatro) não permaneceu no intervalo de confiança, e desta forma também foi retirado da modelagem. Mais uma vez o processo foi reproduzido, só que agora para uma tolerância de 4% e, os outros quatro perfis restantes ficaram dentro do intervalo de confiança, mostrando que os valores estão mais agrupados, com uma variação total de 672 nT.

Tabela 2: Estatísticas das linhas adquiridas.

	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Linha 1	10703,25	10703,25	10703,25
Linha 2	12137,91	-	-
Linha 3	11260,69	11260,69	11260,69
Linha 4	11567,29	11567,29	-
Linha 5	10912,75	10912,75	10912,75
Linha 6	10589,07	10589,07	10589,07
Média	11195,16	11006,61	10866,44
Porcentagem	6%	5%	4%
Varição positiva	11866,87	11556,94	11301,1
Varição negativa	10523,45	10456,28	10431,78
Máximo	12137,91	11567,29	11260,69
Mínimo	10589,07	10589,07	10589,07
Amplitude	1548,84	978,22	671,6246

6. RESULTADOS E DISCUSÕES

Os arquivos de dados processados no *Geosoft* geraram seis planilhas de cálculo contendo as coordenadas, informações batimétricas e magnéticas, referente a cada linha coletada, e foram apresentados sob a forma de perfis, em função de um arranjo de pontos equidistantes, conforme as figuras 21, 22,23 e 24. A junção destes perfis resultou na modelagem magnetométricas a partir do programa *Geosoft*, sendo apresentado sob a forma de mapa, mostrado na Figura 25.

A princípio, se considerou que todas as informações pertinentes nos dados coletados eram confiáveis, deste modo os perfis magnéticos foram confrontados com a batimetria para tentar associar as anomalias magnéticas com a morfologia do fundo oceânico. Suas amplitudes ficaram exibidas de forma a contemplar os maiores e os menores valores, nas suas respectivas escalas (metro e nanotesla), já a sua abscissa, em função da distância, era comum para as duas medidas. Assim, cada perfil foi analisado separadamente, mostrado nas imagens a seguir, destacando principalmente as feições magnéticas existentes sobre a abertura do *rift*, no estreito de Bransfield.

No perfil 1 (Figura 21), podemos perceber dois picos magnéticos bem próximos ao talude mais íngreme (NO), nas Ilhas Shetland do Sul, provável indicativo da abertura do *rift* da Bacia de Bransfield entre os pontos máximos, porém estão próximos a Ilha, não ficando evidenciado morfologicamente pelo fato de estarem submersos por algum material. Outra anomalia presente é verificada no sopé da Península Antártica, podendo ser resultado de alguma intrusão magmática ou plutonismo, segundo Birkenmajer (2003). Além disso, pode ser intuído que com a aproximação do continente antártico a variação magnética diminui, por se tratar de crosta continental, com material menos magnético.

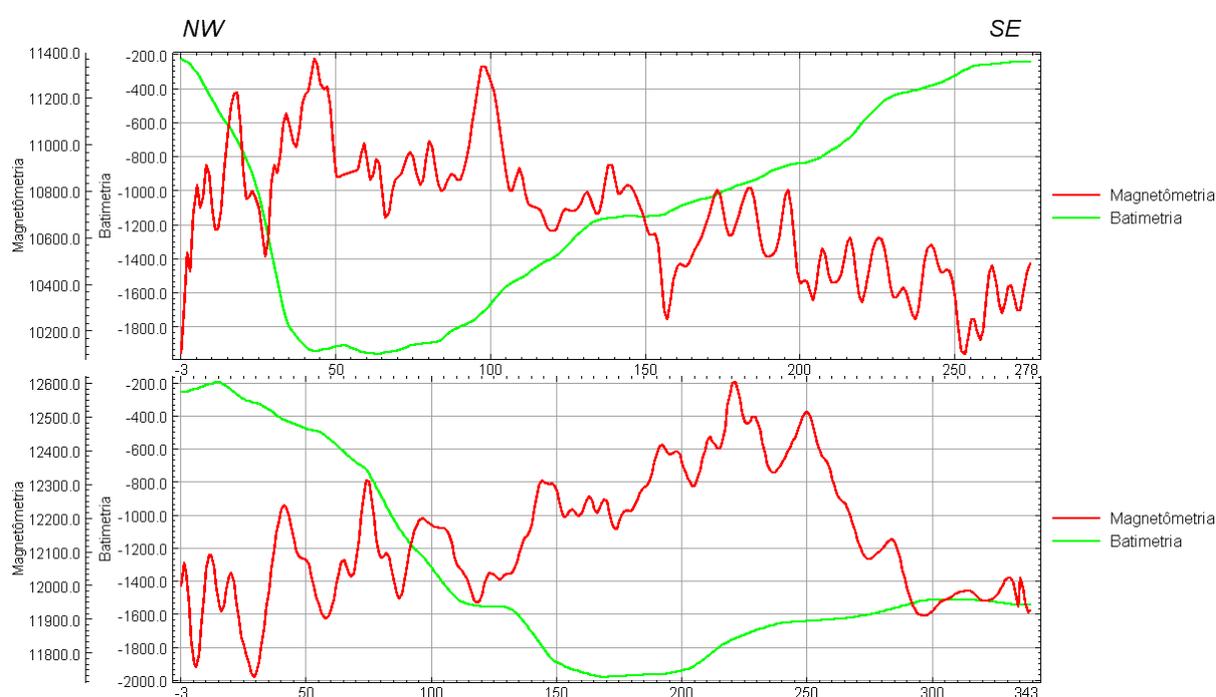


Figura 21: Perfil 1, em cima, e perfil 2, em baixo, com direção NO-SE. Linha vermelha indicando a magnetometria e a linha verde a batimetria.

O perfil 2 (Figura 21), apresenta grandes semelhanças magnéticas com o perfil 1, na sua disposição das anomalias magnéticas, com dois picos próximos ao talude noroeste (NO) e com a diminuição da variação magnética quando em direção ao Continente Antártico (SE). Entretanto, é possível perceber uma grande elevação magnética próximo ao centro do perfil, onde tudo leva a crer que seja uma falha de equipamento ou no processamento, devido a não apresentar grandes perturbações para explicar tal fato. Com isso, prejudicando a interpretação das anomalias pertinentes no perfil magnético.

Nos perfis, 3 (Figura 22) e 6 (Figura 22) não foi possível perceber relação entre a morfologia oceânica com as anomalias magnéticas. Em ambos, não se constata a presença do *rift*, devido ao fato de, no perfil 3, a abertura estar bem próximo ao talude das Ilhas Shetland do Sul (NO), e não apresentar alterações relevantes, e no perfil 6, estar bem disseminada pelo fundo oceânico, não ficando evidenciado quaisquer anomalias que pudessem retratar o fato.

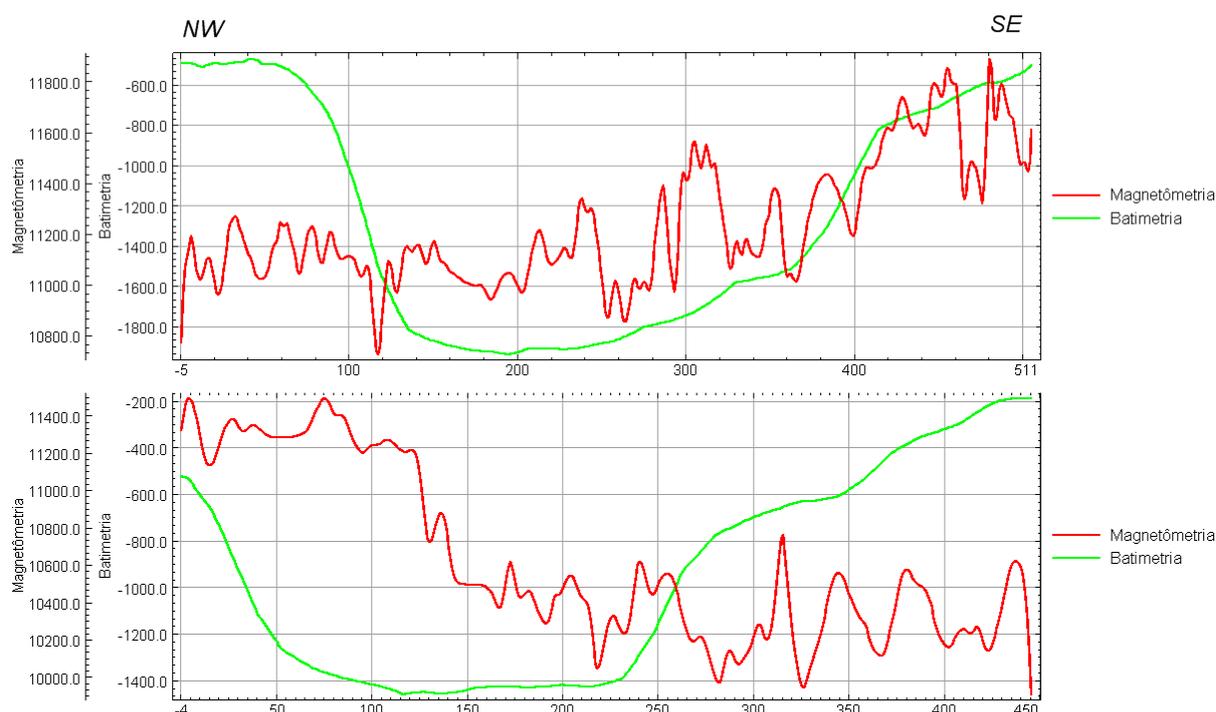


Figura 22: Perfil 3, em cima, e perfil 6, em baixo, com direção NO-SE. Linha vermelha indicando a magnetometria e a linha verde a batimetria.

O perfil 4 (Figura 23) foi prejudicado pela quantidade excessiva de pontos problemáticos durante a aquisição, e com isso, deixando uma importante área com ausência de informação. Justamente próxima a um platô, com característica de um vulcão inativo, mas mesmo assim, foi possível perceber a presença de uma grande anomalia magnética, com um alto pico positivo, seguido de um negativo, chegando a uma variação de 468 nT, em uma curta distância, nas suas proximidades. Feições deste tipo são geralmente encontradas em modelos de reversão magnética, para calcular a presença de diques, sendo representada por uma barra magnética que quando reduzida ao pólo mostra somente um ponto máximo, e possivelmente indicando que existência um cone vulcânico no local, também indicado pela morfologia do local.

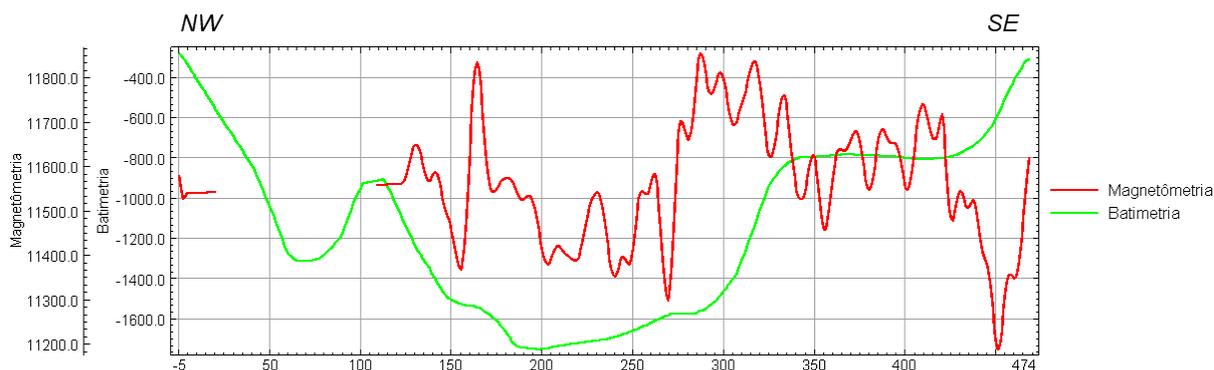


Figura 23: Perfil 4 com direção NO-SE. Linha vermelha indicando a magnetometria e a linha verde a batimetria.

Além disso, podemos perceber um aumento no valor magnético nos dois taludes. Na região noroeste, provavelmente devido à abertura do *rift* que passa pelo platô, e a sudeste, por alguma causa desconhecida. Depois do aumento do valor magnético, percebe-se a diminuição da variação magnética à medida que se aproxima do continente Antártico (SE), que possui predominância de crosta continental e pouca amplitude magnética.

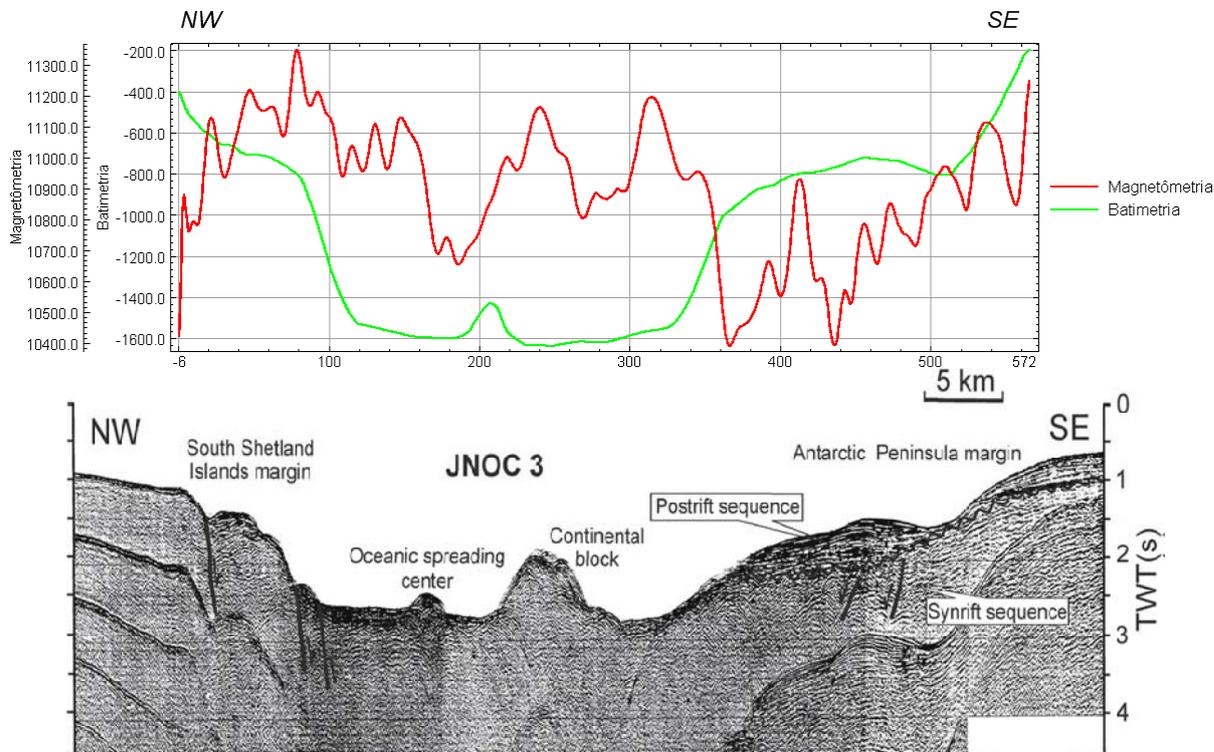


Figura 24: Perfil 5 com direção NO-SE. Linha vermelha indicando a magnetometria e a linha verde a batimetria e o perfil sísmico Galindo-Zaldívar, 2006.

O Perfil 5 (Figura 24) proporciona a melhor disposição dos sinais recebidos, ficando evidente o *rift*, bem marcado próximo ao centro do perfil, e a partir dele, dois máximos magnéticos são presenciados para cada lado, praticamente com a mesma distância e intensidade de sinal entre si, e um baixo magnético em seu centro, indicando que possa ser o centro do *rift*. Porém, o pico mais a NO, no início da linha, é envolvido por uma elevação nos valores magnéticos, provavelmente apontada pela subida do leito marinho até a plataforma continental, e consequentemente, as Ilhas por serem formadas por rochas ígneas, com material vulcânico, influenciaram diretamente no sinal recebido.

Em relação à modelagem, vários tipos de filtros foram utilizados de modo a tentar diminuir a ausência de dados na região, entretanto, o máximo atingido foi à atenuação do problema e não a solução definitiva. Quando as interpolações eram forçadas para fechar os espaços entre os perfis, elas perdiam suas anomalias locais, apresentando somente as regionais. Deste modo, foram criados perfis magnéticos sobre um mapa batimétrico (Figura 25), onde as anomalias magnéticas estão em escala de cor, para melhor visualização, mas não permitiram a correlação lateral.

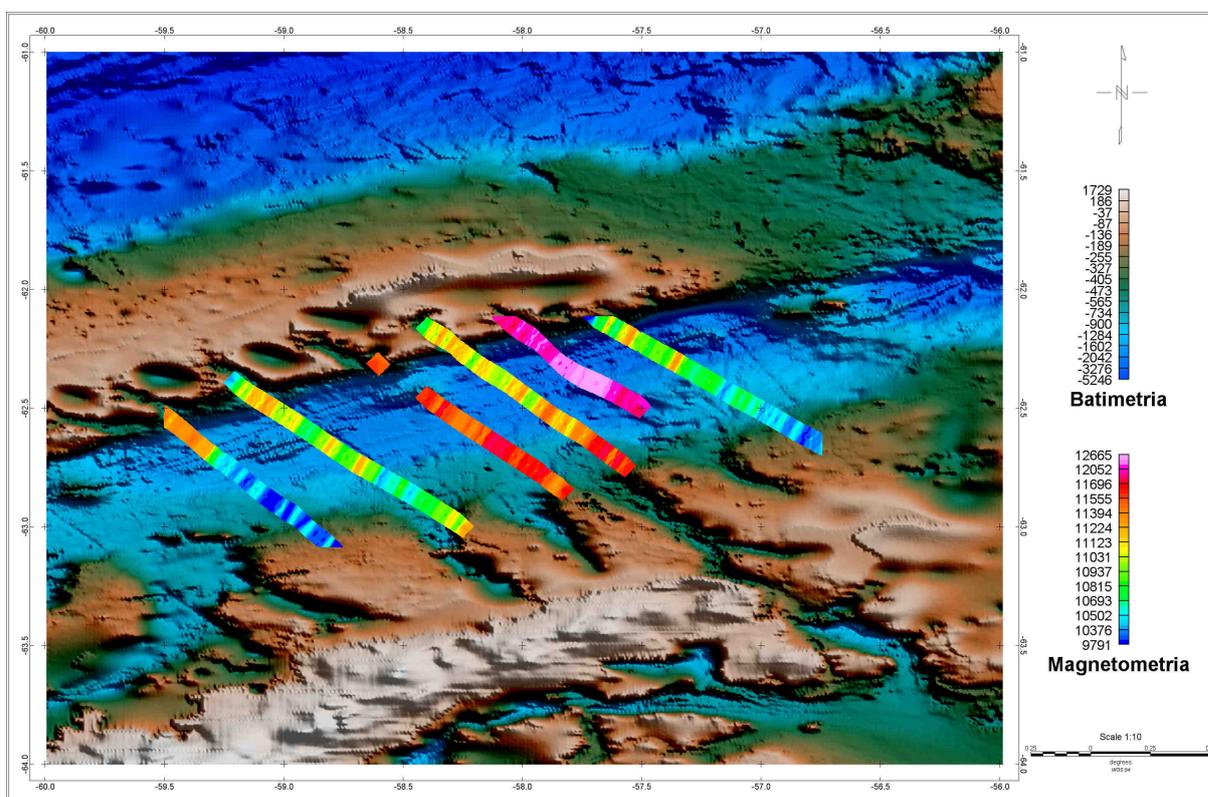


Figura 25: Perfis magnéticos sobre o mapa batimétrico.

7. CONCLUSÕES

O método magnético se mostrou eficaz e consistente para a determinação de pequenas anomalias magnéticas como, as apresentadas neste trabalho, portanto, descreveu bem as feições marinhas e os picos de anomalias, quando associado à batimetria. Todavia, os problemas ocorridos durante a aquisição dos dados, que dificultaram todo o processo, comuns na área de aquisição de dados, onde já foram mencionados anteriormente neste estudo não afetaram muito os resultados.

De acordo com Torres (1997), a Bacia de Bransfield corresponde a uma bacia retroarco moderna e pode ser vislumbrado com um laboratório tectônico e geológico natural em verdadeira grandeza. Onde, através da modelagem de gravimetria, pode ser observado um máximo positivo, no interior da Bacia de Bransfield, indicando o afinamento da crosta. Esse ponto praticamente coincide com os pontos de anomalia batimétrica, anomalia gravimétrica ar-livre e anomalia magnetométrica obtidos na bacia (TORRES, 1997). Tudo indica que essas alterações encontradas no atual trabalho desenvolvido, nos perfis e na modelagem, sejam mais um ponto positivo para constatar a evidência da abertura no estreito de Bransfield. Igualmente, essas evidências podem ser vistas como uma presente atividade do centro de espalhamento da Bacia de Bransfield, representando pontos emersos deste espalhamento.

De um modo geral, os resultados encontrados neste trabalho foram satisfatórios, pois dos seis perfis estudados, quatro deles apresentaram boa correlação com a morfologia da região oceânica. Entretanto, dois perfis não proporcionaram uma boa correspondência nem com as anomalias magnéticas do *rift*, e tão pouco, com o relevo submerso.

Na realização da modelagem magnética, os dados que já apresentavam uma deficiência em quantidade por área, e somado a esses dois perfis sem correspondência, acabou prejudicando mais o resultado final da modelagem. Tornando difícil sua interpolação sem perder as anomalias pontuais, ou seja, anomalias locais. Logo, para a criação de um modelo magnetométrico, houve uma perda considerável, e conseqüentemente não foi possível constatar o “padrão zebrado”, na forma de mapa magnético.

Os perfis com boas interpretações mostraram claramente as anomalias crustais, com os baixos magnéticos onde incidiria a possível abertura do *rift*, e com os picos magnéticos elevados de cada lado da abertura. Ressaltando a semelhança entre os perfis 1 e 2 (Figura 21) bem associado com a batimetria do local, e também a excelente correlação entre o perfil 5 (Figura 23) condizente com o perfil sísmico traçado por Galindo-Zaldívar (2006). Assim, entendemos que foi possível associar anomalias magnéticas com a abertura do estreito de Bransfield, resultando em uma boa interpretação dos dados magnéticos adquiridos.

Por outro lado, fica a sugestão de uma nova aquisição de dados, na mesma ou região próxima, para os novos levantamentos magnéticos. E desta forma, tentar aumentar o arranjo de amostras e assim conseguir enriquecer o banco de dados sobre a região e possivelmente apresentar mais constatações do padrão zebrado no local.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALDAYA, F.; MALDONADO, A. Tectonics of the triple junction at the southern end of the Shackleton Fracture Zone (Antarctic Peninsula). **Geo-Marine Letters**, [S.l.], vol. 16, n. 4, p. 279-286, 1996.

AYRES NETO, Arthur; GAMBOA, L. A. P.; TORRES, Luiz Carlos. High-Resolution Seismic Survey Off South Shetland Island, Antarctica: Using a Sub-Bottom Profiler to Acquire High-Resolution Data In Deepwater Areas With Challenging Environmental Conditions. **Sea Technology Magazine**, Stonington, 2011.

BART, P.J. et al. Are Antarctic Peninsula Ice Sheet grounding events manifest in sedimentary cycles on the adjacent continental rise? **Marine Geology**, [S.l.], v. 236, p.1-13, 2007.

BIRKENMAJER, Krzysztof. Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Island, West Antarctica): a geological monograph. **Studia Geologica Polonica**. vol. 120, p. 5-73, 2003.

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY. **Natural Environment Research Council** – Geomagnetism. Disponível em: <<http://geomag.bgs.ac.uk/gifs/igrf.html>>. Acesso em: 10 mar. 2011.

BRUSAMELLO, Valner. **GPS**. Caxias do sul: UCS / Instituto de Engenharia. Disponível em: <<http://www.ucs.br/ccet/demc/vjbrusam/inst/gps.pdf>>. Acesso em: 02 dez. 2009.

DIAS, J. Alveirinho. **Tectônica de Placas**. Algarve: Universidade do Algarve / Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente, 2001.

ELLIOT D. H. The planar crest of Graham Land, northern Antarctic Peninsula: possible origins and timing of uplift. **Geology And Seismic Stratigraphy Of The Antarctic Margin (pt 2)**, Washington, vol. 71, p.51-73, 1997. (Antarctic Research Series).

GALINDO-ZALDIVAR, J. et al. Bransfield Basin Tectonic Evolution. In: FÜTTERER D. K. et al (Eds.). **Antarctica: contributions to global earth sciences**. Berlin, Heidelberg, Nova York: Springer-Verlag, 2006. cap. 5.4, p. 243-248.

GAMBOA, L. A. P. et al. **Antártica a última fronteira exploratória: atividades da Petrobrás no Programa Antártico Brasileiro**. [S.l.]: [s.n.], 1989, p. 251-258.

GAMBOA, L. A. P. Pesquisas geofísicas executadas pela Petrobrás no Estreito de Bransfield e Margem Continental de Bellingshausen, Antártica. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE HIDROCARBONETOS, 2., 1988, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 1988.

GEOMETRICS. **G-877 Marine Magnetometer 25165-OM Rev. B: Operation Manual**. San José: Geometrics, 2001.

GONZÁLEZ-CASADO, J. M.; GINER-ROBLES, J. L.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. **Bransfield basin, Antarctic Peninsula: not a normal backarc basin**. [S.l.]: Geology, 2000. cap. 28. p. 1043-1046.

HESS, H. H. History of ocean basins. In: ENGEL, A. E. J.; JAMES, H. L.; LEONARD, B. F. (Eds.). **Petrologic Studies: a volume to Honor of A. F. Buddington**. Nova York: Geological Society of America, 1962. p. 599-620.

KISSEL, Catherine et al. Magnetic signature of environmental changes in the last 1.2 Myr at ODP Site 1146, South China Sea. **Marine Geology**, [S.l.], v. 201, p.119-132, 2003.

KOTILAINEN, A.T.; SAARINEN, T.; WINTERHALTER, B. High-resolution paleomagnetic dating of sediments deposited in the central Baltic Sea during the last 3000 years. **Marine Geology**, [S.l.], v. 166, p.51-64, 2000.

LARTER, R. D.; BARKER, P. F. **Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: forces on young subducting plate**. [S.l.]: J Geophys Res, 1991. cap. 96. p. 19586-19607.

LEAT.P. T.; SCARROW, J. H.; MILLAR, I. L. On the Antarctic Peninsula batholiths. **Geol. Mag.**, [S.l.], n. 13, p. 399-412, 1995.

LILLIE, Roberto J. Whole. **Earth Geophysics: an introduction textbook for geologist and geophysicist**. Nova Jersey: Prentice-Hall, 1999.

LOCZY, Louis de; LADEIRA, Eduardo A. Migração continental anomalias magnéticas nas bacias oceânicas, paleomagnetismo. In: _____. **Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica**. São Paulo: Edgard Blucher, 1976. cap. 24, p. 299-310.

LOWRIE, William. Geomagnetism and Paleomagnetism. In: _____. **Fundamentals of Geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. cap. 5, p. 229-278.

LUIZ, J. Gouvêia; SILVA, L. M. da Costa e. **Geofísica de Prospeção**. Belém: Universidade Federal do Pará, Cejup, 1995.

MACKERETH, F. J. H. On the variation in the direction of the horizontal magnetization in lake sediments. **Earth Planet. Sci. Lett.**, [S.l.], v. 12, p.332-338, 1971.

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA. **Ciência Brasileira no IV Ano Polar Internacional**, Brasília: Ministério da Ciência e Tecnologia, 2009.

NAGATA, Takesi. **Rock Magnetism**. Tokyo: Maruzen Company Ltda. 1961.

PELAYO, A. M.; WIENS, D. A. **Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region**. [S.l.]: J Geophys Res, 1989. cap. 94, p. 7293-7320.

PINHEIRO, Katia J. R. **Detecção de impulsos na variação secular geomagnética, no Observatório Magnético de Vassouras**. 2003. 94 f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 2004.

ROACH, P. J. **The nature of back-arc extension in Bransfield Basin**. [S.l.]: Geophys J Royal Astron Soc, 1978. cap. 53. p. 165.

RUNCORN, S.K. (Ed.). **Mantles of the Earth and Terrestrial Planets**. Nova York: Wiley-Interscience, 1967.

SANDWELL David T. **Marine Magnetic Anomalies**. Nova York: Geodynamics, 2001. Disponível em: <<http://topex.ucsd.edu/geodynamics/04magnetics.pdf>>. Acesso em: 01 jun. 2011.

SOUZA, Samuel B. **Feições regionais da região emersa do Alto de Cabo-Frio e sua continuação para as Bacias de Campos e Santos**. 2006. 131 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

TORRES, Luis Carlos. **Aplicação de métodos geofísicos (sísmica multicanal, gravimetria e magnetometria) para a determinação da estrutura crustal da margem ativa da região antártica**. 1997. 102 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, 1997.

VINE, F. J.; MATTHEWS, D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. **A century of Nature: twenty-one discoveries that changed science and the world**, [S.l.], v. 199, p. 947-949, 1963.