

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências Faculdade de Geologia

Natasha Stanton

Caracterização Crustal da Margem Sudeste Brasileira através de Magnetometria e suas Implicações Tectônicas

> Rio de Janeiro 2009

Natasha Stanton

Caracterização Crustal da Margem Sudeste Brasileira através de Magnetometria e suas Implicações Tectônicas

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Orientador (a): Prof. Dra. Renata da Silva Schmitt Coorientadores: Prof. Dr. Miguel Angelo Mane Dr. Armand Galdeano

Dra. Márcia Maia

FICHA CATALOGRÁFICA

S792

Stanton, natasha. Caracterização Crustal da Margem Sudeste Brasileira através de magnetometria e Suas Implicações Tectônicas. Natasha Stanton. – 2009.

Faculdade de Geologia – UERJ, DSc., Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, 2009

Tese – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Margem Sudeste 2. Magnetometria 3. Estrutura Crustal 4.Segmentação tectônica 5. Correlação continente-oceano

I – FGEL/UERJ II – Título (série)

Natasha Stanton

Caracterização Crustal da Margem Sudeste Brasileira através de Magnetometria e suas Implicações Tectônicas

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Aprovada em 02 de Março de 2009.

Banca examinadora:

Prof^a. Dra. Renata da Silva Schmitt (Orientadora)

Prof^a. Dra. Eliane da Costa Alves (UFF)

Prof. Dr. Peter Szatmari (PETROBRÁS)

Prof. Dr. Antonio Tadeu dos Reis (UERJ)

Prof. Dr. Sergio Fontes (Observatório Nacional)

Rio de Janeiro 2009

AGRADECIMENTOS

A realização desse trabalho se deu através de um grupo de professores que me acolheu, ensinou, corrigiu e, acima de tudo, incentivou meus passos para chegar até o fim. Minha orientadora *Renata Schmitt*, com quem tive o prazer de trabalhar, foi a principal incentivadora desde o primeiro dia, acreditando na minha capacidade de superar os limites, reconhecendo e guiando meus passos. Ao *Dr. Armand Galdeano*, co-orientador do *Institute de Physique Du Globe de Paris*, quem me abriu ao entendimento do magnetismo, através de seu carinho e cuidadosa dedicação à este trabalho, sua preciosa contribuição consistiu acima de tudo em me encantar a seguir nesta linha de pesquisa. À *Marcia Maia*, co-orientadora na França, que me ofereceu a oportunidade de realizar um estágio em seu Laboratório, no *Institute Universitaire Europeen de La Mer*, o qual tornou-se o ponto de integração de um grupo extraordinário de pesquisadores. A

Agradeço ao *Dr. Miguel Mane*, co-orientador na UERJ, sempre solícito, pelo auxílio no desenvolvimento do trabalho, acima de tudo, de maneira alegre e positiva.

Devo meus agradecimentos à ANP pelo apoio total financeiro ao projeto, assim como ao *Dr. Antônio Thomaz*, pela confiança e pelo incentivo à realização do estágio na França. *À Regina Celso*, secretária do departamento, sempre disposta, muito nos auxiliou nos trâmites com a ANP.

Certamente gostaria de expressar meus agradecimentos a *Christian Sue*, por seu incentivo, carinho e por me mostrar as inúmeras oportunidades oferecidas aos estudantes de doutorado no mundo todo, professor e amigo, do *Institute Universitaire Europeen de la Mer*. Nesse laboratório tive a oportunidade de desfrutar de um estimulante ambiente de trabalho, e da amizade e alegria de *Julie Albaric*, a dama da Etiópia *Hawi Abate*, meu querido companheiro de esporte e congressos, *Pierre Strzerzynski, Yassine Abdelfettah* quem muito me ensinou sobre o divertido Fortram, e queridos *Abel* e *Caroline Gernez, Carlos Palhares, Ivo Bruno e Carla*, companheiros fiéis e da boa estirpe, tão raros nesse mundo.

Devo expressar meus agradecimentos a todos os professores e alunos da UERJ com quem tive a oportunidade de discutir.

Em especial, à minha princesa Ainoa e a toda minha Família, pelo amor incondicional e compreensão.

RESUMO

STANTON, Natasha. **Caracterização Crustal da Margem Sudeste Brasileira através de Magnetometria e suas Implicações Tectônicas**. 2009. 139 f. Tese (Programa de Pós-Graduação em Geociências) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

A Margem Sudeste brasileira foi investigada quanto à estruturação de seu embasamento continental e a relação com as feições marinhas, utilizando como ferramenta principal a magnetometria. Buscou-se desenvolver uma metodologia que integrasse duas escalas de análise: uma análise regional, a partir da compilação de dados de satélite (WDMAM); e uma análise de detalhe da região entre 21° e 24° Sul, utilizando dados aeromagnéticos. O objetivo do trabalho consistiu numa investigação da estrutura crustal, através da variação no padrão das anomalias magnéticas, e sua relação com as anomalias gravimétricas e a geologia conhecida. Ulteriormente, foram traçadas correlações estruturais, litológicas e/ou reológicas entre as regiões continental e oceânica, de forma a compreender as inter-relações tectônicas e o contexto evolutivo. O embasamento continental da região entre 21º e 24º sul é caracterizado por lineamentos de direção N45E-S45W e N30E-S30W, relacionados à estruturação da Faixa Ribeira. O padrão em curva está associado às estruturas dúcteis Cambrianas. Acentuadas anomalias semicirculares (200-400 nT) estão relacionadas aos granitóides tardi-tectônicos e a alguns dos corpos alcalinos terciários do Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio. Lineamentos magnéticos de alta amplitude (100-150 nT) refletem enxames de diques toleíticos mesozóicos e sugerem a reativação das direções estruturais continentais durante a fase rifte. Entretanto, o mesmo padrão magnético-estrutural ocorre no Domínio Tectônico do Cabo Frio, estruturado segundo a direção NW-SE. Esses resultados implicam que a tectônica deformacional relacionada a essa fase afetou de forma generalizada o embasamento continental, independente de sua estruturação preexistente, e as feições meso-cenozóicas formadas teriam sido principalmente controladas pelo arranjo dos tensores atuante à época e/ou pela reologia da litosfera. A Bacia de Campos exibe uma região lineamentos magnéticos positivos N30E-S30W, identificada neste trabalho como Alto Magnético de Campos (AMC). O arcabouco estrutural do DTCF exibe um padrão magnético crustal distinto não-linear, coerente com um amalgamento tardio no Siluriano. Os principais limites tectônicos que separam esses terrenos, representados por acentuadas anomalias negativas, atingem pelo menos 5 km de profundidade crustal, caracterizando zonas de sutura continentais profundas.

Palavras:chave: Magnetismo; Tectônica; Margem sudente.

ABSTRACT

STANTON, Natasha. **Crustal characterization of the Brazilian Southeast margin through magnetometry and its tectonic implications**. 2009. 139 f. Tese (Programa de Pós-Graduação em Geociências) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

The Southeastern Brazilian margin was investigated focusing on its basement structure and its relations with the adjacent oceanic features. This study was carried out based mainly upon a magnetic dataset. Two scales of analysis were applied: a regional analysis, through the recently released World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM) compilation, and a detailed analysis, using high resolution aeromagnetic surveys covering the area between 21° and 24° S. The aim of this study is to characterize the crustal structure of this portion of the margin, correlating the magnetic anomalies with gravity and known geology. Ultimately, we investigated the existing correlations between structural, lithological and/or rheological variations, in order to understand the tectonic evolution of the margin during rifting. The aeromagnetic analysis for the continental basement between 21° and 24° S displays N45E-S45W e N30E-S30W magnetic lineaments, related to the main Ribeira Belt structural orientation. Strong gradient and circular-shaped anomalies are associated with late-tectonic granitic bodies and some alkaline rocks from Poços de Caldas-Cabo Frio Alignment, while curved-shaped lineaments can be related to ductile structures, like Precambrian shear zones. High amplitude and short-wavelength anomalies (100-150 nT) are interpreted as Mesozoic maffic dyke swarms. Their association with Ribeira Belt fault systems suggests a tectonic reactivation of the NE-SW direction during rifting. Nevertheless, the Cabo Frio Tectonic Domain (CFTD) exhibits the same magnetic pattern despite its NW-SE basement orientation, implying that the Mesozoic rifting was characterized by widespread tectonic deformation regardless preexisting basement orientation. The rifting structures formation seems to have been controlled mainly by the stress tensors during the Mesozoic and the rheology of the lithosphere. The Campos Basin exhibits strong, positive magnetic lineaments, N30E-S30W oriented, which characterize an important region identified here as the Campos Magnetic High. A magnetic modeling on this area showed that a deep magmatic source.

Keyword: Magnetism; Tectonics; Southeastern Brazilian.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1- Configuração pretérita do paleocontinente Gondwana, mostrando os principais blocos cratônicos (laranja) e os cinturões móveis (verde) correlacionáveis entre América do Sul leste e África oeste (Modificado de Schmitt et al., 2004). O quadrado rosa indica a área do presente estudo. WA- Oeste Africano; AMZ- Amazônia; SF- São Francisco; Br- Brasília; Rb- Ribeira; RDP- Rio de La Plata; KK- Kaoko; KAL- Kalahari; WC- ; CG- Congo; IND- India- ANE- Antártico Leste ; NA- Norte Australiano	6
Figura 1.2- Reconstituição tectônica de abertura do Atlântico Sul, modificado de Francheteau e Le Pichon (1972). A Linha laranja indica a localização da zona de Fratura a 42° do pólo de rotação das placas	7
Figura 1.3- Paleoreconstrução da abertura do Atlântico Sul segundo Rabinowitz e LaBrecque (1979) há 80 Ma, mostrando a identificação da Anomalia N34 e da Anomalia G (em laranja) (modificado de Rabinowitz e LaBrecque, 1979)	9
Figura 1.4- Evolução tectônica do Atlântico Sul segundo Eagles (2007). Notar, a partir de 120 Ma, a ocorrência de três <i>ridge jumps</i> consecutivos na faixa latitudinal correspondente à margem sudeste (quadrado vermelho). AiB- Bacia de Aimara; BA- Bacia da Amazônia; BS- Bacia de Salado; BL- Bacia do Levante; BRT- Sistema da Bacia de Recôncavo-Tucano- Jatobá; LSRF- Lineamento do Rio São Francisco; LBP- Lineamento ao sul da Bacia do Paraná; BT- Benue Trough	10
Figura 1.5- Deslocamento calculado a partir de paleomagnetismo para a América do Sul desde o Mesozóico até o presente (Ernesto, 1996). Ks- Cretacio Superior	11
Figura 1.6- Esquema mostrando a evolução do rifteamento e formação de crosta oceânica no Atlântico Sul (Modificado de Cainelli e Mohriak, 1999)	15
Figura 1.7- diagrama mostrando a evolução da separação entre Brasil e África associado a uma anomalia termal mantélica e sua infuência sobre a região sudeste brasileira (Fonte: Macedo, 1989)	16
Figura 1.8- Mapa batimétrico do Atlântico Sul, mostrando a configuração atual das margens sul-americana e africana (Fonte de dados: batimetria predita a partir de Sandwell e Smith, 1997- ETOPO2)	17
Figura 1.9- Mapa tectônico simplificado da Região Sudeste mostrando o cráton São Francisco, As Faixas Brasília e Ribeira. (Fonte: Schmitt et al., 2004; modificado de Heilbron et al., 2000, Trouw et al., 2000). APCCF- Alinhamento sismo-magmático Poços de Caldas Cabo Frio; CF- Cabo Frio	19
Figura 1.10- Mapa geológico simplificado do Estado do Rio de Janeiro (Modificado do mapa do Projeto Caminhos Geológicos do DRM: www.drm.rj.gov.br)	20
Fig. 1.11- Mapa geológico do Domínio Tectônico do Cabo Frio (Fonte: Schmitt et al., 2004)	22
Figura 1.12- Mapa batimétrico da margem sudeste, mostrando as principais feições fisiográficas e elementos estruturais (Fonte de dados: batimetria predita a partir de Sandwell e Smith, 1997- ETOPO2). ZTRJ- Zona de Transferência do Rio de Janeiro	24
Figura 1.13- Carta estratigráfica da Bacia de Campos (Rangel, 1990)	28

Figura 1.14- Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Pereira, 1990)	29
Figura 1.15- Mapa estrutural da margem sudeste compilado de vários autores, mostrando a inflexão das falhas e lineamentos estruturais de Santos e Campos e a correlação estrutural <i>onshore-offshore</i> (fonte: Dias et al., 1987)	32
Figura 1.16- Mapa geológico do Enxame de Diques da Serra do Mar (Fonte: Valente et al., 2007)	35
Figura 2.1- Mapa das anomalias magnéticas digital global (WDMAM) (Fonte: Thebault, 2008, http://www.ipgp.jussieu.fr/~ethebault/)	39
Figura. 2.2- Mapa esquemático mostrando a área de cobertura de dados dos 2 levantamentos aeromagnéticos utilizados, com a representação das direções das linhas de vôo para cada subárea.	41
Figura 2.3- Representação do Modelo internacional de referência para o campo magnético terrestre. (fonte: <u>http://www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/operobs.shtml</u>	43
Figura 2.4- Representação da relação entre os vetores intensidade: do campo magnético terrestre (T), da magnetização observada (F) e da anomalia magnética (F)	43
Figura 2.5- Representação do vetor campo magnético F e suas componentes horizontal Fh e vertical Fz. A projeção de Fh no plano horizontal em X e Y pode ser expressa por Fx (norte) e Fy (leste), de acordo com o sistema de coordenadas cartesianas. Os ângulos D e I correspondem à declinação e à inclinação magnética, respectivamente	45
2002 (B)	46
Figura 2.7- Exemplo ilustrativo do efeito da Redução ao Pólo sobre a anomalia magnética de um corpo intrusivo vertical, como um dique. A) dique magnetizado na latitude 230S. B)Dique magnetizado no pólo. Parâmetros do modelo para ambos os corpos: k=0.02nT; Profundidade do corpo: 100m; extensão vertical: 1000m; extensão longitudinal: 1000m; espessura: 260m Figura 3.1- Mapa de anomalias magnéticas para a margem sudeste, a 5 km de altitude, a partir de dados do WDMAM. Iluminação de NW. A linha fina preta mostra os limites entre os terrenos tectônicos. BP- Bacia do Paraná, CSF- Cráton São Francisco, FR- Faixa Ribeira, RJ-Rio de Janeiro, DTCF- Domínio Tectônico do Cabo Frio, ACF- Alto do Cabo Frio.	50 56
Figura 3.2- Mapa de anomalias magnéticas para a margem sudeste, a 5 km de altitude, interpretado para os principais lineamentos, feições magmáticas e descontinuidades crustais presente. ACF- Alto do Cabo Frio; AB- Alto de Badejo (Guardado et al., 1989). ZFVT- Zona de Fratura (ZF) de Vitória-Trindade; ZFMV- ZF de Martim Vaz; ZFRJ- ZF do Rio de Janeiro; ZFRG- ZF de Rio Grande. As ZFs foram delineadas baseando-se neste trabalho e em Alves (2002) e em seu traçado em direção ao continente (linha negra pontilhada). ZDCS- Zona de Deformação Cruzeiro do Sul (Souza, 1991); ZTRJ- Zona de Transferência do Rio de Janeiro; APCCF- Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio (Thomaz-Filho e Rodriguez, 1999); RJ- Rio de Janeiro.	59
Figura 3.3. Mana de anomalias magnéticas a 5 km de altitude. Contorno a cada 50 nT. CSE.	

Figura 3.3- Mapa de anomalias magnéticas a 5 km de altitude. Contorno a cada 50 nT. CSF-Cráton São Francisco; FR- Faixa Ribeira; BP- Bacia do Paraná; DTCF- Domínio Tectônico do

Cabo Frio; RJ- Rio de Janeiro	61
Figura 3.4- Mapa de anomalias magnéticas a 5 km de altitude. Contorno a cada 50 nT. É apresentada a interpretação da segmentação tectônica (linha preta contínua e pontilhada) a partir do deslocamento do contorno das anomalias. A linha vermelha pontilhada refere-se aos lineamentos negativos de orientação E-W que deslocam os anteriores. ACF- Alto do Cabo Frio; ZFVT- Zona de Fratura (ZF) de Vitória-Trindade; ZFMV- ZF de Martim Vaz; ZFRJ- ZF do Rio de Janeiro; ZFRG- ZF de Rio Grande. ZDCS- Zona de Deformação Cruzeiro do Sul (Souza, 1991); ZTRJ- Zona de Transferência do Rio de Janeiro; APCCF- Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio.	62
Figura 3.5- Mapa de anomalias magnéticas de longo comprimento de onda da margem sudeste, à altitude de 5 km, filtrado em 50 km	64
Figura 3.6- Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao pólo para a margem sudeste, à altitude de 5 km. Iluminação de NW	65
Figura 3.7- Mapa de anomalia de gravidade ar-livre da margem sudeste brasileira (Fonte world_grav.img.7.2., Sandwell and Smith, 1997). Iluminação de SE	67
Figura 3.8- Mapa de anomalia de gravidade ar-livre com a interpretação das principais feições tectônicas, mostrando as correlação estruturais e magnéticas. Iluminação de SE. Máximo magnético MM1 (linha amarela), Anomalia zero (linha negra) e máximo magnético MM2 ou Anomalia G (linha vermelha). ACF- Alto do Cabo Frio; CF- Cabo Frio; ZTRJ- Zona de Transferência do Rio de Janeiro; ZDCS- Zona de Deformação Cruzeiro do Sul; ZFMV- Zona de Fratura de Martim Vaz; ZFRJ- Zona de Fratura do Rio de Janeiro; ZFRG- Zona de Fratura de Rio Grande	68
Figura 3.9- Mapa de anomalias de gravidade residual bouguer para a região continental e ar- livre para a região oceânica. (Fonte: IAG/USP). O mapa menor mostra a localização dos dados gravimétricos terrestres em relação à cobertura dos dados de satelite. CSF- Cráton São Francisco; FR- Faixa Ribeira; DTCF- Domínio Tectônico do Cabo Frio; RJ- Rio de Janeiro	69
Figura 3.10- Mapa de anomalias aeromagnéticas reduzido ao pólo a 150 m de altit Iluminação de NW	ude. 71
Figura 3.11- Mapa de anomalias aeromagnéticas reduzido ao pólo, a 150 m de altitude, mostrando a localização dos perfis magnéticos (linhas azuis) apresentados na figura 3.12. CSF- Cráton São Francisco; KPS-Klippe Paraíba do Sul; ArcM- Arco Magmático Rio Negro; Dco- Domínio Costeiro; DTCF- Domínio Tectônico do Cabo Frio; LTC- Limite Tectônico Central; LTCF- Limite Tectônico do Cabo Frio. Os limites tectônicos da Faixa Ribeira foram baseados em Schmitt et al. (2004), Heilbron et al, (2000) e Trouw et al. (2000). AMC- Alto Magnético de Campos. As linhas pontilhadas preta e vermelha representam limites tectônicos inferidos neste trabalho	72.
Figura 3.12- Perfis aeromagnéticos reduzidos ao pólo. Vide figura 3.11 para localização	76
Figura 3.13- Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao pólo, a 150 m de altitude. Legenda para as figuras 13, 13ª e 13 B: LTCF- Limite Tectônico do Cabo Frio, AMC- Alto Magnético de Campos. SI- Granitóide de Silva Jardim e F- Granitóide do Frade	
ac campos. 55 Granitoide de 511va fardini e 1 - Granitoide do Frade	78
Figura 3.13A- Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao pólo, mostrando a interpretação principais estruturas tectônicas	das 79

Figura 3.13B- Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao pólo, mostrando a comparação d interpretação deste trabalho com Rizzo (1987) e Silva (1995)	a)
Figura 3.14- Mapa de anomalias magnéticas de longo comprimento de onda, reduzido ao póle (continuado para cima) a 5 km de altitude	0 2
Figura 3.14A- Mapa de anomalias magnéticas de longo comprimento de onda, reduzido ao pólo (continuado para cima) a 5 km de altitude. Os limites tectônicos e falhas mostrados foram interpretados neste trabalho, baseando-se na variação da anomalia magnética e no mapa geológico. KPS-Klippe Paraíba do Sul; ArcM- Arco Magmático Rio Negro; Dco- Domínio Costeiro; DTCF- Domínio Tectônico do Cabo Frio; LTC- Limite tectônico Central; LTCF-Limite Tectônico do Cabo Frio; CSF- Cráton São Francisco; AMC- Alto Magnético de Campos. Legenda idem para a figura 3.14B	3
Figura 3.14B- Mapa de anomalias magnéticas de longo comprimento de onda, continuado para cima a 5 km de altitude. Os limites tectônicos representam aqueles encontrados na literatura, visando comparar com aqueles definidos neste trabalho	4
Fig. 4.1- Mapa de anomalias magnéticas da margem sudeste para comparação do limite crustal relacionado à transição continente-oceano proposto neste trabalho, a partir da magnetometria (Anomalia G) com trabalhos anteriores. A linha azul pontilhada mostra o limite proposto por Karner (2000) a partir do modelo bouguer e a linha branca indica o limite proposto por Gamboa et al. (2008) a partir de interpretação sísmica	
92 Firme 4.2 Mars de constitue de la constitue de conde adride com en	2
filtro passa-baixa, com janela de 50 km	7
Figura 4.3- Modelo de Zalán e Oliveira (2005) mostrando a reconstituição do soerguimento do embasamento continental regional que teria originado a Serra do Mar Cretácea (área vermelha).	9
Figura 4.4- Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao pólo, a 150 m de altitude, mostrando a interpretação das principais estruturas tectônicas. Iluminação de NW	2
Figura 4.5 - Mapa de anomalias magnéticas de longo comprimento de onda, continuado para cima a 5 km de altitude.	2
Figura 4.6- Detalhe do mapa tectônico da Faixa Ribeira Central, mostrando a localização do perfil interpretado para o Limite Tectônico do Cabo Frio. O perfil simplificado A – A' é mostrado na parte inferior. (modificado de Heilbron et al., 2000; Schmitt et al., 2004)	5
Figura 4.7- Detalhe do mapa aeromagnético, a 150 m de altitude, reduzido ao pólo. Iluminação de noroeste As linhas azuis indicam a localização dos perfis modelados: P1 corresponde ao perfil para a falha do Limite Tectônico do Cabos Frio (LTCF) e P2 ao perfil modelado para o Alto Magnético de Campos (AMC). A linha pontilhada mostra o limite inferido no presente trabalho para o LTCF, que separa o Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF) do Terreno Oriental da Faixa Ribeira a oeste	8
Figura 4.8- Perfil P1, extraído do mapa aeromagnético reduzido ao pólo (vide localização na figura 4.7). Modelo 1 - Falha com mergulho para NW. A localização do perfil magnético é indicada na figura XA. O modelo mostra a estrutura dos blocos crustais que compõe a Faixa Ribeira mostrando e a falha do Limite Tectônico do Cabo Frio. O ajuste da curva foi obtido	

assumindo-se susceptibilidade específicas, e inferindo a extensão vertical para cada bloco crustal	109
Figura 4.9- Perfil P1, extraído do mapa aeromagnético reduzido ao pólo (vide localização na figura 4.7). Modelo 2- Falha com mergulho para SE. Esse modelo corresponde à configuração encontrada na literatura.	110
Figura 4.10- Visão em 3D do detalhe de uma região do mapa aeromagnético reduzido ao pólo (figura pequena superior) para as regiões costeira e <i>offshore</i> do Domínio Tectônico do Cabo Frio, mostrando as 3 direções de lineamentos magnéticos	114
Fig. 4.11- Modelo mostrando o efeito da colocação de um dique numa zona de rifte heterogênea. Nesse caso, o stress gerado atinge a superfície sob a forma de uma falha, gerando um horst. (Fonte: Gudmundson e Loetveit, 2005)	117
Figura 4.12- Perfil P3 (vide figura 4.5 para localização) a partir do mapa aeromagnético reduzido ao pólo, interpretado para as fontes subsuperficiais crustais	118
Figura 4.13- Perfil modelado P2, sobre o Alto Magnético de Campos (AMC). A linha contínua corresponde à anomalia calculada e a linha verde pontilhada corresponde à anomalia observada a partir dos dados aeromagnéticos. Vide figura 4.5 para localização	121

SUMÁRIO

	V
INTRODUÇÃO	1
► OBJETIVOS	2
► ÁREA DE ESTUDO	3
► JUSTIFICATIVA	4
<u>CAPITULO I – GEOLOGIA REGIONAL</u>	6
HISTÓRICO DA ÁREA DE ESTUDO – Geologia, Geofísica e Tectônica	6
I. 1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO DE FORMAÇÃO DA MARGEM	
SUDESTE BRASILEIRA	6
I. 1.1 A Abertura do Atlântico Sul	6
I. 1.2 O Rifteamento na Margem Sudeste	12
I. 1.2.1 O Magmatismo e a Idade da Abertura	13
I. 1.2.2 A Geometria do Rifteamento	14
I. 2 A MARGEM CONTINENTAL SUDESTE	18
I. 2.1 Geologia do Embasamento Pré-Siluriano	18
I. 2.1.1 O Domínio Tectônico do Cabo Frio	21
I. 2.2 Principais Feições Fisiográficas da Margem Sudeste	23
I. 2.3 Tectonismo e Magmatismo na Margem Continental Sudeste	27
I. 2.3.1 Padrões Estruturais	30
I. 2.3.2 Feições Magmáticas do Meso-Cenozóico	33
<u>CAPITULO II – DADOS E MÉTODOS</u>	37
DESCRIÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS MAGNÉTICOS	37
II. 1 BASE DE DADOS UTILIZADA	38
II. 1.1 Banco mundial de dados magnéticos – WDMAM	38
II. 1.2 Aeromagnetometria	39

II. 1.2.1 Bacia de Campos	40
II. 1.2.2 Estado do Rio de Janeiro	40
II. 2 CALCULO DO CAMPO DE ANOMALIAS	42
II. 2.1 Campo Normal Global do IGRF	45
II. 2.2 Campo Normal Local	
II. 3 CÁLCULO DOS MAPAS TRANSFORMADOS	47
II. 3.1 Definição das anomalias	48
II. 3.2 Cálculo dos operadores de transformação	49
II. 3.2.1 Redução ao Pólo	49
II. 3.2.2 <i>Compilação do mapa aeromagnético ao nível de 5km (upward continuation)</i>	
II. 3.2.3 Filtro Passa-Baixa	52
II. 4 LIMITAÇÕES DO METODO MAGNETICO	53
II. 5 DADOS DE ALTIMETRIA DE SATÉLITE	53
II. 5.1 Topografia e Batimetria	53
II. 5.2 Gravimetria	54
<u>CAPITULO III – RESULTADOS</u>	55
PARTE I - ANÁLISE REGIONAL: WDMAM	55
III. 1. CARACTERÍSTICAS MAGNÉTICAS DA MARGEM SUDESTE BRASILEIRA	••••• 55
PARTE II – ANÁLISE DE DETALHE: Aeromagnetometria	70
III. 2. PADRÃO MAGNÉTICO-ESTRUTURAL DA MARGEM SUDESTE ENTRE 21° E 24° S	
70	

<u>CAPÍTULO IV – DISCUSSÃO</u>

IV. 1 O PADRÃO MAGNÉTICO REGIONAL	87
IV.1.1 Os Lineamentos Magnéticos e as Estruturas Formadas na Margem Continental	
IV.1.2 A Segmentação Tectônica na Margem Sudeste	93
IV.2 EVIDÊNCIAS DE UMA ANOMALIA MAGNÉTICA REGIONAL NO SUDESTE	95
IV.3 A ARQUITETURA CRUSTAL DA REGIÃO CONTINENTAL E A BACIA DE CAMPOS ADJACENTE - Evidências a partir da Aeromagnetometria	98
IV. 3.1 Os Limites Tectônicos da Faixa Ribeira	••••• 101
IV. 3.2 O Padrão Magnético-estrutural do DTCF – Um terreno alóctone?.	103
IV. 3.2.1 Modelagem da estrutura crustal em Cabo Frio	104
IV. 4 CONTINUAÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL EM OFFSHORE AS FEIÇÕES FORMADAS NO MESOZÓICO	••••• 111
IV. 5 A DEFORMAÇÃO TECTÔNICA ATUANTE DURANTE A FASE RIFTE	. 112
IV. 5.1 As Estruturas Transversais na Bacia de Campos	 113
IV. 6 MODELOS PROPOSTOS PARA AS FONTES DAS ANOMALIAS MAGNÉTICAS NA ÁREA DE ESTUDO	
5	••••• 11
IV. 6.1 Modelo de fontes magnéticas para os diques	••••• 116
IV. 8 ORIGEM DO ALTO MAGNÉTICO DE CAMPOS (AMC) – Diques, alto vulcânico, litologia desconhecida ?	118
Possíveis implicações tectônicas do AMC	123
CONCLUSÕES	125
REFERÊNCIAS	128

INTRODUÇÃO

Essa tese é o fruto do estudo da Margem Continental Sudeste Brasileira, especificamente da região entre 21° e 24° sul, a partir de uma investigação integrada baseada na magnetometria e na sua correlação com a geologia e a gravimetria. Uma descrição das características da margem sudeste, no que concerne ao seu embasamento continental, os terrenos geológicos e limites tectônicos e as principais feições fisiográficas marinhas é apresentada no *Capítulo I*. Neste, disserta-se sobre o contexto geotectônico e as questões que motivaram essa tese.

Para o desenvolvimento desse estudo, realizou-se uma análise de âmbito regional da margem, observando-se primeiramente as tendências de larga escala tanto da porção emersa quanto marinha adjacente. Posteriormente, procedeu-se a uma análise de menor escala da região específica deste estudo, buscando-se, ulteriormente, uma correlação entre as mesmas. Ambos os resultados e as discussões serão apresentados seguindo essa lógica de abordagem, ao longo dos *Capítulos III e IV*, respectivamente.

O alicerce desse trabalho correspondeu aos dados de magnetometria, tanto a partir da compilação do projeto do WDMAM (World Digital Magnetic Anomaly Map), os quais foram utilizados para a análise regional, quanto a partir de aerolevantamentos, os quais permitiram uma análise das características crustais para a área específica. Dessa forma, desenvolveu-se uma metodologia de investigação baseada nas interrelações físicas entre as feições observadas, buscando as causas de suas correlações e de suas diferenças. A descrição e o tratamento dos dados são apresentados no *Capítulo II*.

A partir de então abriu-se um terreno vasto e animado de tentativas, erros e soluções aos desafios práticos, técnicos e fundamentais surgidos, de forma a conduzir a uma interpretação próxima da natureza dos corpos (escala local) e processos (escala regional) que originaram as feições geológicas e suas anomalias associadas. O objetivo principal aqui consistiu, portanto, no entendimento.

OBJETIVOS

O principal objetivo dessa tese é permitir o conhecimento dos padrões magnéticos associados às principais feições tectônicas e ao arcabouço estrutural da área de estudo, a partir de uma caracterização de sua estrutura crustal. Dessa forma, buscouse contribuir com a compreensão da evolução tectônica da margem sudeste, traçando correlações entre o continente e a região marinha adjacente, com foco sobre a sua fase inicial de formação no Mesozóico. Nesse contexto, foram estabelecidos alguns objetivos específicos, tais como:

- Caracterizar as variações horizontais e verticais de magnetização crustal, associando-as às feições tectônicas conhecidas.
- A partir da geometria das anomalias magnéticas, inferir as variação laterais litológicas (relacionada aos terrenos tectônicos continentais), identificando as descontinuidades crustais presentes e caracterizando sua configuração.
- Tentar delinear o arcabouço estrutural em escala regional e local, identificando a presença de intrusões ígneas básicas, de falhas/fraturas, e a importância destas na estrutura crustal e no contexto de evolução estrutural da área.
- Através das características magnéticas, traçar conjecturas a cerca do processo de formação das feições da margem sudeste, em relação à direção de extensão crustal, aproveitamento ou não de estruturas pretéritas e possível continuação do arcabouço estrutural continental em direção *offshore*.
- Identificar variações laterais de reologia e inferir sobre a localização da zona de transição continente-oceano e a configuração do rifteamento.

ÁREA DE ESTUDO

Ao longo da margem sudeste brasileira existem diversos compartimentos tectônicos que refletem a sua história evolutiva pretérita. A escolha da área deste trabalho baseou-se exatamente na sua relevância dentro do contexto tectônico dessa margem. Partindo-se de tal premissa, definiu-se a região compreendida entre os paralelos de 21° e 24° sul, que corresponde também à área dos dados concedidos de aeromagnetometria, para a realização do estudo específico. Sua inserção no contexto regional, por sua vez, inclui a interpretação magnetométrica da margem sudeste desde 20° a 28° S e entre os meridianos de 48° e 36° W.



JUSTIFICATIVA

A Margem Sudeste Brasileira tem sido foco de intensos estudos nos últimos 30 anos, por um lado por constituir um exemplo clássico de margem continental passiva, proporcionando um vasto campo de investigação sobre as feições tectônicas associadas, mas principalmente por abrigar em seu seio duas dentre as maiores bacias petrolíferas do mundo, as Bacias de Campos e Santos.

Devido a isso, a região sudeste apresenta características, sejam estruturais, magmáticas e/ou tectônicas que refletem sua história evolutiva, e constituem as evidências dos elementos tectônicos responsáveis pela implantação de suas bacias sedimentares. Nessa região, a configuração das feições marginais apresenta uma importante mudança entre 21° e 24° Sul, onde passam a dispor-se quasi-paralelamente ao eixo principal de extensão, e não mais ortogonal ou obliquamente, como ocorre ao sul e ao norte da margem. Essa mudança regional engloba a região do Cabo Frio, que é caracterizada por uma concentração de intrusões magmáticas e estruturas deformacionais rúpteis relacionadas ao processo de abertura do Gondwana, que constitui ainda uma área pouco investigada.

Embora tenham sido realizados diversos estudos sobre a evolução das bacias de Campos e Santos, a região entre as mesmas, comumente aceita como uma zona de intensa deformação que deu origem à uma complexidade tectônica que dificulta seu entendimento, apresenta ainda muitas lacunas no seu conhecimento, podendo-se salientar aqui algumas questões relevantes:

- Quais os fatores que condicionaram a intensa atividade magmática antes, durante e após o rifteamento do continente Gondwana, com as reativações tectônicas sucessivas nessa porção da margem sudeste?
- Que elementos tectônicos e/ou geodinâmicos foram responsáveis por uma configuração morfológica e estrutural diferenciada nessa porção da margem?
- Quais são as inter-relações estruturais entre o continente emerso e imerso?
- Qual a importância relativa da estruturação pretérita do embasamento continental na formação das novas feições da margem?

Para a compreensão da evolução de uma margem continental, certamente não existe um modelo único, entretanto a formação de estruturas continentais e

4

JUSTIFICATIVA

oceânicas como consequência do processo de ruptura continental segue uma linha de esforços, atuantes durante a fase rifte. Nesse contexto, a região sudeste, especialmente ao largo do Cabo Frio, compreende uma região de estudo que demanda um novo entendimento geodinâmico. Tal entendimento deve

levar em consideração as relações fundamentais entre as estruturas pré-existentes e aquelas recém-formadas.

A magnetometria constitui uma ferramenta de grande utilidade em estudos geológicos e que vem sendo especialmente utilizada em correlações entre provínicas tectono- estruturais e paleoreconstruções. Dessa forma, a apresentação de novos dados que fornecem uma cobertura regional e revelam o padrão magnético da margem sudeste *onshore e offshore* pode contribuir com novas interpretações sobre o arcabouço tectono-estrutural e a formação das feições marginais. A sua integração a uma investigação de detalhe, a partir de dados aeromagnéticos, permite o conseguinte refinamento dessas interpretações.

Sempre inserido num contexto de integração de informações e conhecimentos, o entendimento da margem implica, necessariamente, em conhecer seu arcabouço o mais completamente possível, para poder inferir as suas forças deformadoras, inserido-as no processo global da tectônica de placas que culminou com a abertura do Atlântico Sul.

CAPITULO I – GEOLOGIA REGIONAL

Histórico da área de estudo - Geologia, Geofísica e Tectônica

I.1 Contexto Geotectônico de Formação da Margem Sudeste Brasileira

A compreensão da evolução da margem continental brasileira se insere no processo de tectônica de placas que formou o Atlântico Sul, iniciado no Jurássico. O movimento divergente de placas culminou com a fraturamento e ruptura do continente Gondwana, separando a América do Sul e a África no Cretáceo (Fig. 1.1). Inúmeros estudos apontam que esse processo obedece uma configuração litosférica pré-existente (Francheteau e Le Pichon, 1972; Asmus, 1978, Cordani *et al.*, 1983; Dias *et al.*, 1987; Heilbron *et al.*, 2000; Tommasi *et al.*, 2001), a qual estabeleceria a localização das feições que se sucedem, como fratura, falhas, condutos magmáticos, etc.



Figura 1.1- Configuração pretérita do paleocontinente Gondwana, mostrando os principais blocos cratônicos (laranja) e os cinturões móveis (verde) correlacionáveis entre América do Sul leste e África oeste (Modificado de Schmitt *et al.*, 2004). O quadrado rosa indica a área do presente estudo. WA- Oeste Africano; AMZ- Amazônia; SF- São Francisco; Br- Brasília; Rb- Ribeira; RDP- Rio de La Plata; KK- Kaoko; KAL- Kalahari; WC- ; CG- Congo; IND- India- ANE- Antártico Leste ; NA-Norte Australiano.

I. 1.1 Abertura do Atlântico Sul

Um dos estudos pioneiros sobre o Atlântico Sul deve ser atribuído a Le Pichon e Hayes

de que as Zonas de Fratura Oceânicas (ZFOs) refletem o movimento das placas litosféricas em torno de um pólo de rotação. O movimento de rotação das placas seria estavél em torno de um mesmo pólo durante os estágios iniciais do processo de separação (Le Pichon e Hayes, 1971). Esses autores opinam ainda que o controle mecânico exercido pelos segmentos de litosfera continental durante o processo de rifteamento é muito mais importante do que aqueles impostos pela crosta oceânica em formação. Nesse modelo, através do traçado das ZFOs no assoalho oceânico do Atlântico Sul, determinou-se que sua abertura teria ocorrido em dois estágios, iniciando-se há 140 Ma e posteriormente com uma mudaça e rearranjo cinemático há 80 Ma. Este rearranjo foi devido à migração para o norte do pólo de rotação das placas, o qual teria sofrido ainda fortes variações ao longo de sua evolução. A velocidade de expansão média calculada desde o iníciodo rifteamento é quase quatro vezes superior ao sul do rifte do que ao norte segundo esse modelo.

Francheteau e Le Pichon (1972) calcularam os pólos de rotação para a abertura do AS, e delinearam o traçado das principais zonas de fratura como linhas de deslocamento em torno deste pólo (Fig. 1.2). Na margem sudeste brasileira, a Zona de Fratura de Martins Vaz corresponderia à linha de deslocamento de 42.5° de Francheteau e Le Pichon (1972) (Alves, 2002), a qual estaria a 42 graus de distância deste pólo calculado pelos supracitados autores. Essa linha é exatamente coincidente com a porção onde ocorre uma inflexão leste-oeste da atual costa sudeste brasileira, adjacente à região de Cabo Frio, em 20°S e 12°W.



Figura 1.2 – Reconstituição tectônica de abertura do Atlântico Sul, modificado de Francheteau e Le Pichon (1972). A linha laranja indica a localização da zona de Fratura a 42º do pólo de rotação das placas.

O traçado da zona de fratura de 42,5° como determinado por Francheteau e Le Pichon (1972) corresponde ao limite norte do Platô de São Paulo, o qual se ligaria ao limite sul da Bacia de Kuanza, na África oeste. (Fig. 1.2).

A descoberta de lineamentos magnéticos do Mesozóico no oeste de Cape Basin permitiu a Larson e Ladd (1973) datarem a abertura do Atlântico Sul em torno de 130 Ma. Entretanto, as reconstruções de Rabinowitz e LaBreque (1979) revolucionaram o modelo evolutivo do Atlântico Sul, sugerindo uma mudança no posicionamento do pólo de abertura no Aptiano superior (~107 Ma) e descrevendo a evolução tectônica do Atlântico Sul desde o início do Cretáceo Inferior até 80 Ma (Fig. 1.3). Esse modelo descreve uma configuração dos continentes obtida com a rotação das placas de 11.1° em torno do pólo inicial, que estaria localizado em 2.5°S e 45°W, até o Aptiano, seguida de uma rotação de 1º a partir de então. Essa rotação é inferior àquela proposta por Le Pichon e Hayes (1971), de 29° que é baseada em um pólo de abertura inicial localizado mais ao norte do que na configuração proposta por Rabinowitz e LaBreque (1979), apresentando este último um ajuste mais preciso dos continentes do que anteriormente proposto. Outra contribuição desses autores foi a identificação da Anomalia G dos oceanos. Essa corresponde à uma anomalia magnética linear, quase contínua, identificada próximo à costa da América do Sul desde a argentina até o sul do Brasil, a qual apresenta correlação na margem Africana. Segundo esses autores, essa anomalia magnética marca a transição de um embasamento continental para um embasamento oceânico (Fig. 1.3).

O movimento de abertura, conforme a cinemática de placas sobre uma superfície esférica, seguiu uma orientação WNW-ESE para o deslocamento da placa sul-americana (Eagles, 2007). Tal propagação teria sido acomodada por diferentes taxas de estiramento ao longo das bacias marginais anteriormente à ruptura dos continentes (Vink, 1982, Chang *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1989; Macedo, 1989). De acordo com diversos autores (Ponte *et al.*, 1971; Asmus, 1975; Scotese, 1979; Vink, 1982; Szatmari *et al.*, 1987), o movimento de separação entre os continentes sul-americano e Africano se deu através de um movimento de rotação, cujo pólo se situa atualmente no nordeste brasileiro. A deformação e grau de distensão da placa seriam, segundo modelo de Macedo (1989) superiores ao sul, devido ao aumento da distância à esse pólo.

Nurnberg e Müller (1991) descreveram um modelo tectônico para o Atlântico Sul e inferiram uma combinação de movimentos dextrais tipo *strike-slip* até 28° S. Segundo estes autores, a partir de 84 Ma. o Atlântico Sul teria então evoluído como dois sistemas distintos de placas. Os autores sugerem uma extensão associada ao cisalhamento dextral ao longo das Bacias do Paraná/Chacos, além de mudanças sutis da direção de expansão ao longo de sua evolução. Diferentemente, Macdonald *et al.* (2003) dividiram a América do Sul em quatro microplacas, afetadas durante a fase sin-rifte por uma rotação e extensão oblíqua, caracterizada por falhas tipo *strike-slip*, onde o final da

fase extensional, em torno de 130 Ma foi acompanhado por grande volume de magmatismo. De acordo com esses autores, a linha de quebra do Gondwana foi principalmente controlada pelos limites entre unidades do embasamento de diferentes idades.



Figura 1.3- Paleoreconstrução da abertura do Atlântico Sul segundo Rabinowitz e LaBrecque (1979) há 80 Ma, mostrando a identificação da Anomalia N34 e da Anomalia G (em laranja) (modificado de Rabinowitz e LaBrecque, 1979).

Um modelo recente baseado no traçado das ZFOs e nas isócronas magnéticas do assoalho oceânico foi desenvolvido por Eagles (2007) e estabeleceu uma série de novos pólos de rotação para a abertura do Atlântico Sul (Fig. 1.4), em concordância um movimento de rotação horária, como anteriormente proposto. O processo de abertura do rifte, iniciado ao sul da América do Sul, teria durado cerca de 40 Ma.



Figura 1.4- Evolução tectônica do Atlântico Sul segundo Eagles (2007). Notar, a partir de 120 Ma, a ocorrência de três *ridge jumps* consecutivos na faixa latitudinal correspondente à margem sudeste (quadrado vermelho). AiB- Bacia de Aimara; BA- Bacia da Amazônia; BS- Bacia de Salado; BL-Bacia do Levante; BRT- Sistema da Bacia de Recôncavo-Tucano-Jatobá; LSRF- Lineamento do Rio São Francisco; LBP- Lineamento ao sul da Bacia do Paraná; BT- Benue Trough.

Eagles (2007) sugere ainda a formação de extensas zonas de deformação continental na América do Sul e/ou África de forma a acomodar a propagação do rifte, e para explicar a superposição observada para o encaixe pré-rifte dos continentes nos modelos anteriormente propostos. Essas zonas de deformação teriam atuado como partes ativas da placa sul-americana-africana por períodos de curta-duração. Cinco zonas de deformação para acomodar a propagação são propostas, sendo uma delas correspondente ao Lineamento São Franciso (Fig. 1.4), aproximadamente no centro das região sudeste brasileira, que estaria ativa no período entre 125-120 Ma. A partir do movimento geral da placa com orientação WNW-ESE, as zonas de deformação apresentaríam a mesma orientação e descreveriam um movimento tipo falha *strike-slip* dextral.

O mais recente modelo tectônico evolutivo foi desenvolvido por Ernesto (1996), onde o autor mostra a evolução cinemática da placa Sul-americana através de paleomagnetismo. Foi constatada que a placa apresenta um deslocamento desde o Cretáceo Superior até os dias de hoje que corresponde a uma rotação horária entre 10° e 15° , rotação esta que tem consequências importantes principalmente nos estágios iniciais da ruptura.



Figura 1.5- Deslocamento calculado a partir de paleomagnetismo para a América do Sul desde o Mesozóico até o presente (Ernesto, 1996). Ks- Cretacio Superior

I. 1.2 O RIFTEAMENTO NA MARGEM SUDESTE

De acordo com Asmus e Porto (1980) e Asmus (1984), a ruptura da crosta e abertura do Atlântico Sul que daria origem à formação às bacias de rifte do sudeste, também chamadas "bacias de arco vulcânico," se deu no Cretáceo, processo este acompanhado por intensa atividade magmática basáltica nas Bacias do Paraná, Santos e Campos. Posteriormente, essa datação foi confirmada em diversos estudos como em Fodor *et al.* (1984), Dias *et al.* (1987, 1990); Mizusaki (1986); Turner *et al.* (1994).

Segundo alguns autores, durante o Jurássico–Cretáceo, há 180 Ma, ocorreu um evento térmico, gerado por uma pluma mantélica que atingiu a litosfera subcontinental sul americana, em especial sob a região sudeste. Com isso, uma ampla área foi soerguida e sofreu mudanças em sua reologia, tornando-se mais dúctil e, portanto, menos resistente ao estiramento (Estrella, 1972; Asmus e Ferrari, 1978; Asmus, 1975, 1984; Ojeda, 1982; Fulfaro *et al.*, 1982; Macedo, 1989). Entretanto, a hipótese de presença da de Pluma de Tristão da Cunha que culminou com a abertura do Atlântico Sul é ainda tema de intenso debate. Segundo modelo de Gibson *et al.* (2005) para a pluma de Tristão da Cunha, essa teria impactado sob a litosfera continental do Gondwana no início ou antes do rifteamento, há 137 Ma. Esse autor sugere uma zona de atuação desta pluma superior a 500 km de largura e sua cabeça estaria a mais de 50 km de profundidade no interior da litosfera, a partir de onde pequenas "bolhas" ascenderiam em direção à supefície.

Dessa forma, segundo Asmus (1975) e Asmus e Ferrari (1975) uma área que corresponde atualmente ao sudeste brasileiro teria sido sujeita a um soerguimento crustal por efeito termal na fase pré-rifte (Permiano-Triássico), apresentando uma evolução tectono-sedimentar diferenciada das demais áreas da margem brasileira. Isso ocasionaria posteriormente a implantação de estruturas que seriam responsáveis pela compartimentação da margem e um tectonismo tardio, conhecido como Tectonismo Cenozóico. Lateralmente, essa área mais aquecida seria delimitada por zonas de transferência que a separaria de outras áreas com distintas reologias, aqui representadas pelas Zonas de Transferência do Rio de Janeiro (Fig. 1.12) e de Florianópolis (Macedo, 1989). No contexto da margem, a área da Bacia de Santos e a região continental adjacente corresponderia à principal zona de anomalia térmica na fase pré-rifte (Asmus e Porto, 1980). Tal anomalia conduziu a processos de atenuação da crosta na sua porção inferior e erosão na porção superior, originando diferenças de espessura crustais entre esta e suas áreas vizinhas, dando origem a um desequilibrio isostático que se repercutiu em movimentos verticais diferenciados (Asmus e Porto, 1980; Ojeda, 1982; Karner, 2000; Zalán e Oliveira, 2005).

I. 1.2.1 Magmatismo e Idade da Abertura

O estabelecimento de uma datação precisa foi proposta por Fodor *et al.* (1984), e propôs que o processo de formação do rifte teria começado antes de 130 Ma como havia sido estipulado por Larson e Ladd (1973), uma vez que foram encontrados basaltos sob sedimentos de rifte em 19°S, implicando em que o rifteamento deveria ter se iniciado muito antes ao sul da América do Sul em 45°S. Os autores mostram que a idade do rifte nessa região, que corresponde à Bacia de Campos, seria contemporâneo à formação de Serra Geral, cujas idades estão em torno de 147 Ma e, portanto, muito anterior à idade de rifteamento proposta por Larson e Ladd, (1973). Os autores propõem ainda que os basaltos *offshore* datados na região proximal da Bacia de Santos teriam intrudido uma crosta atenuada, isto é, com características não puramente continentais, e talvez já submersa.

Na Bacia de Campos, os basaltos também revelam evidências de início do rifteamento anterior a 130 Ma, com a presença de uma amostra de composição semelhante a MORB que foi interpretada por Fodor *et al.* (1984) como associada ao início de uma região de crostal transicional a 50 km da costa. Segundo esses autores, parte do magmatismo Jurássico-Cretáceo de Serra Geral, originalmente subaéreo, teria posteriormente submergido como resultado de estiramento crustal. A partir destes resultados, esses autores apontam a possibilidade da presença de uma pluma mantélica durante o processo de rifteamento no sudeste, ou ainda uma magmatismo gerado como o produto de reativação de falhas e/ou fraturas existentes na margem, através da observação de basaltos de 73 Ma sobre a Zona de Fratura do Rio de Janeiro. Essa proposta também havia sido levantada por Asmus (1978, 1984) onde o processo de rifteamento no Sudeste teria envolvido a formação e/ou reativação de feições crustais e/ou subcrustais de direção leste-oeste.

Na região da atual Bacia de Campos, Mizusaki e Mohriak (1992) descreveram sequências de derrames de basalto e vulcânicas relacionados ao processo de rifteamento, com idade entre 120-130 Ma. Esses depósitos são caracterizados tanto por vulcanismo subaéreo quanto subaquoso, com episódios explosivos (Mizusaki, 1986).

Baseado no modelo de Austine e Uchupi (1982), Chang *et al.* (1990) propuseram que o início do espalhamento oceânico no AS ocorreu há 125 Ma, com a formação de crosta oceânica ao norte da Elevação do Rio Grande somente a partir do limite Aptiano-Albiano, há 113 Ma. A partir de modelagem gravimétrica, esses autores observaram que cada bacia ao longo da margem foi sujeita a distintos graus de estiramento e para compensar mecanicamente as diferenças isostáticas, formaram-se falhas de transferência, as quais estendem-se em direção a *offshore* como Zonas de Fratura Oceânicas (ZFOs). O evento de rifteamento, ou a fase rifte das bacias brasileiras, teria seu final definido por uma discordânica regional formada no Aptiano Inferior, que separa a sequência

rifte, marcada por intenso basculamento e falhamento dos blocos crustais, daquela pós-rifte, caracterizada por subsidência tectônica por contração termal.

I. 1.2.2 A Geometria do Rifteamento

O estudo da evolução tectônica das bacias sedimentares do Atlântico Sul permitiu estabeler as principais fases relacionadas ao rifteamento e as feições formadas durante o processo. O modelo proposto por Cainelli e Mohriak (1999) para a fase rifte das bacias brasileiras apresenta uma sequência evolutiva coerente, embora generalista (Fig. 1.6), cujas sequências foram baseadas em modelos anteriores para outras margens passivas. Segundo estes modelos, o processo do rifteamento consistiu em 5 etapas principais: Fase I (Fig. 1.6a)- soerguimento termal astenosférico, com afinamento regional da crosta continental e manto superior, chamada fase dúctil, e formação de falhas na crosta superior; Fase II (Fig. 1.6b)- corresponde a fase rúptil, com um aumento do estiramento litosférico e a ocorrência de grandes falhas afetando a crosta continental, extrusões basálticas e formação de semi-grábens; Fase III (Fig. 1.6c)- Intensa extensão litosférica, com geração de grandes falhas e rotação de blocos do rifte. A partir de então, esses autores admitem a ruptura que deu início à formação do assoalho oceânico (Fig. 1.6). Fase IV (Fig. 1.6d)- A concetração da extensão litosférica em um lócus leva à formação da Cordilheira Meso-Atlântica, concomitantemente ao extravasamento de crosta oceânica, estando associada nas bacias ao sul pelos seaward dipping reflectors (SDRs) e reativação de falhas regionais; Fase V (Fig. 1.6e)- Contração termal da litosfera e aprofundamento da batimetria no final do albiano. É importante notar que esses autores incluem em todas as fases evolutivas o processo de underplating da base da litosfera.

O modelo genético de Macedo (1989) para a atual região sudeste estabelece uma fase de intumescência termal sob a mesma no Jurássico (Fig. 1.7), seguida pelo início da deformação extensional, onde os esforços de estiramento que culminaram com a separação continental, tiveram início durante o Eocretáceo, há cerca de 145 Ma. A disposição das estruturas do embasamento oblíquas à esses esforços pode ter favorecido a implantação de uma ampla zona de deslocamento ao longo dessa área do sudeste brasileiro, como já havia sido proposto por Gibbs (1984). A ocorrência de movimentos horizontais relativos entre os blocos de diferentes reologias, de forma a compensar as diferenças locais, ocorreram tanto na porção marinha quanto continental, e constitui uma hipótese que vem sendo sustentada em diversos estudos (Asmus, 1975; Alves, 1981, 2002, Alves *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 1986; Macedo, 1989; Chang *et al.*, 1990; Zalán e Oliveira, 2005).

Em relação à geometria do rifte, Gibbs (1984) seguido por Rosendahl (1987) citam que as zonas de transferência são aproximadamente paralelas ao vetor principal de extensão horizontal. Para a

margem sudeste, que apresenta falhas de transferência E-W e WNW-ESSE ao longo da margem, isso implica num eixo principal de extensão segundo estas direções.



Figura 1.6 – Esquema mostrando a evolução do rifteamento e formação de crosta oceânica no Atlântico Sul (Modificado de Cainelli e Mohriak, 1999)

O movimento ao longo dessas zonas de transferência teria ocorrido a partir de um movimento de escalonamento dextral, ocasionando a disposição *en echelon* para os depocentros dos riftes de Santos e Campos (Meisling *et al.*, 2001).



Figura 1.7 – Blocos diagrama mostrando a evolução da separação entre Brasil e África associado a uma anomalia termal mantélica e sua infuência sobre a região sudeste brasileira (Fonte: Macedo, 1989).

A presença de atividade magmática vastamente distribuída, seja a partir de pontos-quentes ou não, durante sua evolução classificam a margem atlântica como uma margem do tipo vulcânica.

Os processos tectônicos ocorridos durante a evolução da margem sudeste ocasionaríam a geração de um enorme volume de magmatismo, antes, durante e após a ruptura continental e início da expansão oceânica, originando feiçoes importantes como derrames basálticos observados tanto *onshore*, como a representado pela Província Paraná-Etendeka, enxames de diques (White e

Capítulo I – GEOLOGIA REGIONAL MacKenzie,1995), plugs alcalinos, etc, quanto offshore, representados pelos Seaward Dipping Reflectors (SDRs), vulcões, montes submarinos e cadeias vulcânicas (Oreiro, 2006). Ainda devem

ser considerados o intenso tectonismo associado, como falhamentos de grande rejeito e zonas de transferência.



Figura 1.8 – Mapa batimétrico do Atlântico Sul, mostrando a configuração atual das margens sulamericana e africana (Fonte de dados: batimetria predita a partir de Sandwell e Smith, 1997-ETOPO2).
I. 2 A MARGEM CONTINENTAL SUDESTE

I. 2.1 Geologia do Embasamento Pré-Siluriano

A parte continental emersa da área deste estudo corresponde à porção central da Faixa Ribeira, cujas rochas mais antigas formaram-se no Paleoproterozóico (ca 2.0 Ga, Zimbres *et al.*, 1990; Schmitt *et al.*, 2004). Essas rochas foram intensamente deformadas e metamorfisadas durante os eventos termo-tectônicos Pan-Africano-Brasiliano (790 a 450 Ma) (Almeida *et al.*, 1973; Schmitt *et al.*, 2008), juntamente com sequências vulcano-sedimentares do Neoproterozóico.

Durante o Cambro-Ordoviciano, período de intensa reativação segundo Almeida (1976), ocorreu o último evento de remobilização deste cinturão, originando as extensas falhas transcorrentes destrógiras com orientação ENE-WSW (Almeida, 1976) (Fig. 1.9 e 1.10), que cruzam transversalmente as estruturas Pré-Cambrianas (Alves, 1981). Esses eventos resultaram na colagem de terrenos geológicos formando a Faixa Ribeira e o amalgamento do paleocontinente Gondwana, finalizado no Ordoviciano (Fig. 1.1).

A Faixa Ribeira Central é dividida em quatro terrenos geológicos (Heilbron e Machado, 2003), denominados de NW para SE (Fig. 1.9): 1) Terreno Ocidental, constituído por rochas metassedimentares Neoproterozóicas que formavam uma margem passiva, que corresponde à margem retrabalhada do Cráton São Francisco - Domínios Andrelândia e Juiz de Fora - e importantes zonas de cisalhamento e miloníticas. 2) Sobrejazendo o Domínio Juiz de fora se encontra o Terreno Paraíba do Sul (Eirado et al., 2006), que segundo Heilbron et al. (2000) corresponde à porção mais superior do segmento central da Ribeira, uma megassinforme de orientação NE-SW, sendo caracterizado por um embasamento paleoproterozóico ortognaissico, supracrustais metassedimentares e granitóides neoproterozóicos; 3) O Terreno Oriental, composto por ortognaisses interpretados como um arco magmático (Tupinambá et al., 1996), chamado Arco Magmático do Rio Negro, e rochas metasedimentares, intrudidas por granitóides. O contato entre os dois Terrenos Oriental e Ocidental é interpretado como uma zona cisalhamento de 200 km de comprimento, com mergulho de 35º para NW, denominada por Almeida et al. (1998) como Limite Tectônico Central (LTC); e 4) O Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF), descrito por Schmitt et al. (2004) como o mais recente domínio amalgamado ao continente Gondwana, através de uma falha de empurrão com mergulho para SE, que o sobrepõe ao Terreno Oriental (Fig. 1.11). Esse domínio será pormenorizado mais adiante, no item I.2.1.1.



Figura 1.9- Mapa tectônico simplificado da Região Sudeste mostrando o cráton São Francisco, As Faixas Brasília e Ribeira. (Fonte: Schmitt *et al.*, 2004; modificado de Heilbron *et al.*, 2000, Trouw *et al.*, 2000). APCCF- Alinhamento sismo-magmático Poços de Caldas Cabo Frio; CF- Cabo Frio.



Figura 1.10- Mapa geológico simplificado do Estado do Rio de Janeiro (Modificado do mapa do Projeto Caminhos Geológicos do DRM: www.drm.rj.gov.br).

Resumindo-se, a Faixa Ribeira representa uma zona de convergência litosférica, cujas expressivas cicatrizes tectônicas observadas em mapas e imagens de satélite representam profundas descontinuidades crustais, que se estendem até o manto superior (Macedo, 1989), formadas entre 790 e 490 Ma (Heilbron & Machado, 2003). Segundo sugere Asmus (1984), o magmatismo recorrente na Faixa Ribeira poderia ser explicado como resultante da presença de grandes descontinuidades crustais ao longo da borda da região sudeste brasileira.

I. 2.1.1 O Domínio Tectônico do Cabo Frio

Na ponta SE da Faixa Ribeira aflora o mais recente domínio tectônico amalgamado durante o Cambro-Ordoviciano (Schmitt *et al.*, 2004) (Fig. 1.11), o Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF). As estruturas da Faixa Ribeira estão orientadas preferencialmente segundo a direção NE-SW, enquanto o DTCF apresenta uma orientação estrutural ortogonal, de direção NNW-SSE (Fonseca *et al.*, 1984). Esse domínio registrou o mais jovem evento da colisão continental, conhecido como Orogenia Búzios (Schmitt, 2001, Schmitt *et al.*, 2004), durante o Cambriano. Em torno de 510 Ma, o DTCF foi empurrado sobre a borda sudeste da Faixa Ribeira (Fig. 1.11) através de uma falha de empurrão de baixo ângulo, com mergulho para sudeste, o que ocasionou a intensa deformação e tectonização de suas unidades litológicas, culminando com o amalgamento final do Gondwana.

O DTCF é constituído por duas unidades litoestratigráficas principais, ortognaisses do Paleoproterozóico e uma seqüência supracrustal do Neoproterozóico. Os ortognaisses apresentam composição variando de tonalítica a sienogranítica com idade de cristalização em torno de 2.0 Ga (Schmitt *et al.*, 2004), compondo a Unidade Região dos Lagos (Reis e Mansur, 1995). Além destes litotipos, apresenta também corpos anfibolíticos intercalados, com idade ainda desconhecida (Schmitt *et al.*, 2008).

A sequência supracrustal está representada por paragnaisses e anfibolitos, cujos protólitos constituíam pacotes sedimentares com intercalações ígneas, formados no final do Neoproterozóico, há 600 Ma, numa bacia oceânica próxima à uma margem ativa (Schmitt *et al.*, 2008). A estratigrafia normal destas duas unidades foi totalmente modificada durante a Orogenia Búzios, evento tectono-termal que afetou o DTCF entre 525 e 490 Ma (Schmitt, 2001). A seqüência supracrustal foi submetida a pressões e temperaturas altas, estimadas em 13 kbar e 850°C, sendo metamorfisadas e deformadas ductilmente. Lascas dos ortognaisses paleoproterozóicos foram empurradas por sobre a seqüência supracrustal durante as fases deformacionais D1 e D2, no auge do metamorfismo.

MAPA GEOLÓGICO DO DOMÍNIO TECTÔNICO DE CABO FRIO (**DTCF**) e parte do "*terreno Oriental*"⁴ (modificado de Reis, 1995; Fonseca, 1998).



Figura 1.11- Mapa geológico do Domínio Tectônico do Cabo Frio (Fonte: Schmitt et al., 2004).

Integrando o DTCF, diversos trabalhos indicam uma correlação das rochas granito- gnaissicas deste com o Cinturão Kaoko, que bordeja o Cráton do Congo exposto na costa de Angola e Namíbia, na margem oeste da África (Fonseca *et al*, 1992; Fonseca, 1984; Zimbres *et al.*, 1990, Schmitt *et al.*, 2004, 2008). Trabalhos mais recentes caracterizam a presença de uma Faixa móvel na costa de Angola, a Faixa Angolana, com rochas de mesma composição e idade do que as rochas do DTCF (Delor *et al.*, 2006).

I. 2.2 Principais Feições Fisiográficas da Margem Sudeste

Atualmente, a Margem Sudeste Brasileira representa um dos sítios tectônicos mais intensamente estudados do Brasil e talvez da América do Sul. Fazendo juz à seu histórico evolutivo deve-se remontar ao trabalho de Ponte e Asmus (1976), que descreveram pioneiramente as estruturas marginais, salientando que estas dispunham-se paralelamente aos alinhamentos estruturais pré-cambrianos do continente.

A margem sudeste brasileira é caracterizada por feições típicas de uma margem passiva, mas também por estruturas transversais, cujas implicações tectônicas ainda não são completamente conhecidas e por um magmatismo intensificado, relacionado aos inúmeros eventos desde o Mesozóico.

Na margem continental adjacente à Serra do Mar, encontra-se o Platô de São Paulo, na Bacia de Santos (Fig. 1.12), com largura entre 125 e 500 km estendendo-se até a isóbata de 3000 m (Palma, 1984). Segundo Asmus (1984) e Leyden (1976) a partir de um estudo magnético e topográfico, suas características representariam uma crosta intermediária, constituída por diques basálticos intrudidos em crosta continental distendida. Segundo modelo genético de Macedo (1989), essa feição teria sido formada como consequência do estiramento anômalo regional, relacionado às alterações reológicas da crosta continental ocasionadas pelo evento tectono-térmico permotriássico. Kumar e Gamboa (1979) propuseram a existência de crosta oceânica sob este platô, o qual seria limitado tectonicamente ao sul por uma zona de fratura, Zona de Fratura de Rio Grande (Fig. 1.12), a qual também constituiría o limite sul da 23

Bacia de Santos. Essa

feição estaria conectada no continente, formando o limite tectônico sul do Arco de Ponta Grossa (Kumar e Gamboa, 1979).



Figura 1.12- Mapa batimétrico da margem sudeste, mostrando as principais feições fisiográficas e elementos estruturais (Fonte de dados: batimetria predita a partir de Sandwell e Smith, 1997- ETOPO2). ZTRJ- Zona de Transferência do Rio de Janeiro.

O limite norte desse platô, assim como da Bacia de Santos ocorre em 24ºS, e é definida a partir da inflexão da linha de costa antes discutida, bem como das falhas lesteoeste mapeadas na Bacia. Como já proposto por Alves (2002), esse limite corresponde à Zona de Fratura de Martins Vaz (Fig. 1.12) a qual extende-se desde a cordilheira mesoceânica até a margem, (Alves et al., 2005). O prolongamento dessa zona de fratura em direção ao continente engloba a área que se estende desde a Ilha de São Sebastião até o sul do Cabo Frio, o que corresponde, a aproximadamente, uma zona de 500 km de extensão ao longo da costa e à Zona de Transferência do Rio de Janeiro (Fig. 1.12). Tal característica já havia sido hipotetizada por Sadowski e Dias Neto (1981). Alves (1981) e Asmus (1978) ressaltam a sua influëncia na mudanca das curvas batimétricas, inflexão da linha de costa, das anomalias magnéticas e das falhas e zona de flexura na área da plataforma, que passam a assumir uma orientação lesteoeste. Essa direção é coincidente com aquela das zonas de fratura oceânicas, e distinta do restante da margem sudeste, e pode ser observada até o cabo peninsular de Cabo Frio. A Zona de Fratura de Martins Vaz e a Zona de Transferência do Rio de Janeiro poderiam também estar relacionadas ao Alinhamento de Paranapanema no continente. Kumar e Gamboa (1979) associaram esse alinhamento ao magmatismo observado na Bacia do Paraná, onde teria servido como conduto alimentador para os derrames basálticos da Formação Serra Geral, ao qual limita tectonicamente no norte desta bacia.

Em torno de 32°S, está presente a dorsal assísmica conhecida como Elevação do Rio Grande (ERG), formada por intensa atividade vulcânica. Essa feição é constituída por uma seqüência vulcânica de cerca de 1 km de espessura, sobre basaltos de crosta oceânica (Kumar, 1979), jazendo sob delgada camada sedimentar (Gamboa e Rabinowitz, 1985). Em sua porção central está presente um gráben orientado segundo a direção NW-SE, descrito por Souza (1991) como a Zona de Deformação Cruzeiro do Sul (ZDCS). A origem da ERG estaria relacionado à uma cadeia de vulcões emersos entre formada há 85 e 75 Ma atrás (Fodor *et al.*, 1984). Segundo Souza (1991) e Oreiro (2006), asua associação com a ZDCS, sugere uma atividade tectônica recente, relacionada ao Eoceno. O magmatismo que ocorre em seu entorno, caracterizado pelos montes submarinos Jean Charcot, pode ainda estar associado ao prolongamento do Sistema de Zonas de Fratura do Rio de Janeiro (Alves, 2002; Alves *et al.*, 2005) (Fig. 1.12).

O Alinhamento sismo-magmático Poços de Caldas-Cabo Frio corresponde a

uma feição formada pelo magmatismo alcalino tardio continental, e ocorre na faixa desde o

norte de Santos até 20°S, com idades entre entre 83 e 51 Ma. (Marsh, 1973; Almeida, 1991; Alves *et al.*, 1996, 2000; Thomaz-Filho e Rodriguez, 1999; Thompson *et al.*, 1998; Bennio *et al.*, 2002; Sichel *et al.*, 2005). Ao longo do mesmo ocorrem diques, plugs, e ilhas oceânicas orientados segundo a direção WNW-ESE (Asmus, 1975, 1981, Almeida, 1991; Sadowski e Dias Neto, 1981).

As características estratigráficas (Fig. 1.13 e 1.14) e tectônicas da Bacia de Campos foram resumidas por Guardado *et al.* (1989), baseado principalmente em relatórios internos antes inacessíveis da PETROBRÁS. Os autores atestaram que durante a fase rifte, formaram-se grabens e *horsts* nessa bacia, limitados por falhas antitéticas e sintéticas, de alto ângulo e rejeito, contínuas lateralmente por grandes distâncias. Essas falhas *offshore* seguem uma orientação principal NE-SW, coincidente com os lineamentos estruturais pré-cambrianos do continente, sugerindo a reativação desses (Guardado *et al.* 1989).

Dias et al. (1987) salientaram uma importante mudança nas direções estruturais mapeadas na região da Bacia de Campos, onde predominam estruturas orientadas segundo N40-60E na sua porção sul, enquanto na porção setentrional estas passam a NNE-SSW, acompanhando o padrão transicional observado na região continental adjacente, a qual tem sido associado à presença do Cráton São Francisco (Fig. 1.9) e à presença do Alto de Cabo Frio (Fig. 1.12). Essa feição corresponde a um estrutural do embasamento localizado no meridiano correspondente ao Cabo Frio, na porção offshore, e separa estruturalmente as Bacias de Campos e Santos. À essa feição está associada uma importante mudança no caráter estrutural da margem (Mohriak e Barros, 1990), como a inflexão da linha de costa, da Plataforma Continental e das falhas e fraturas do rifte. Além disso são descritas espessas sequências vulcânicas intrusivas e extrusivas sobre o alto (Mizusaki e Mohriak, 1992), que sugerem uma concentração de atividade magmática nas cercanias do mesmo (Oreiro, 2002, 2006). Segundo Pedro e Silva (2003), o Alto do Cabo Frio faria parte do assoalho da margem desde antes do início do rifteamento e separaria estruturalmente as duas bacias até pelo menos o Oligoceno.

Recentemente Fairhead e Wilson (2004) interpretaram a Zona de Deformação Cruzeiro do Sul como apresentando uma componente de movimento dextral,

responsável pelo magmatismo que deu origem aos Montes Submarinos Jean Charcot (Fig. 1.12), e as

intrusões que ocorrem no Alto do Cabo Frio representariam a sua expressão em direção ao continente. Esses autores propuseram um modelo evolutivo para a Elevação do Rio Grande e a Zona de Deformação Cruzeiro do Sul, propondo que tais feições seriam originadas pela resposta periódica às mudanças de direção do movimento relativo e liberação de *stress* intra-placa, correspondente a uma zona de fraqueza.

I. 2.3 Tectonismo e Magmatismo na Margem Continental Sudeste

Na década de 70 o projeto REMAC permitiu o reconhecimento da margem brasileira, cujos resultados podem ser encontrados em Asmus (1978) e Alves (1981) e Palma (1984), onde foram descritas em detalhe as estruturas da margem continental sudeste. Desde então, tem sido sugerida a continuação de algumas feições da margem em direção ao continente, construindo um *link* genético entre estruturas continentais e oceânicas, o que remete à associação entre as feições tectônicas e o magmatismo observado. Esses autores propuseram que as principais estruturas marginais possuem continuação por centenas de quilômetros adentro das áreas emersas, através dos alinhamentos estruturais. Esses, por sua vez, manifestaram-se posteriormente como zonas de fratura oceânicas durante a abertura do Atlântico Sul (Fulfaro, 1974; Alves, 1981; Asmus, 1978).

Evidências de que as zonas de fratura servem como conduto para o magmatismo de plumas mantélicas foram propostas, como no caso da Cadeia Vitória-Trindade (Fig. 1.12). Essa cadeia de vulcões estaria relacionada à zona de fratura homônima, cuja formação e posterior reativação tectônica favoreceu o magmatismo relacionado à Pluma de Trindade (Ferrari e Riccomini, 1999; Alves *et al.*, 2006). Recentemente, a Zona de Fratura de Martim Vaz foi descrita por Alves *et al.*, (2005), a qual estaria relacionada à margem sudeste através do Alto do Cabo Frio e da Zona de Transferência do Rio de Janeiro.

Dessa maneira, a estrutura continental que favoreceu ou controlou o rifteamento, assim como a posterior implementação da segmentação nessa porção da margem, repercutiu na formação da supracitada zona de fratura, exercendo um controle estrutural relacionado ao Alto do Cabo Frio nesta fase (Fig. 1.12).



Figura 1.13- Carta estratigráfica da Bacia de Campos (Rangel, 1993).



Figura 1.14- Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Pereira, 1990).

Conjectura-se ainda a possibilidade desse controle tectono-estrutural ter facilitado o magmatismo associado à Pluma de Tristão da Cunha. Entretanto, de acordo com Fairhead e Wilson (2004), algumas das grandes manifestações magmáticas seriam não necessariamente o resultado de atividade de plumas mantélicas, mas de processos tectônicos litosféricos, que gerariam e/ou reaproveitariam rupturas crustais, favorecendo, por conseguinte, a fusão e ascenção do magma gerado por alívio de pressão. Silveira *et al.* (1994) igualmente cita que as zonas de fratura oceânicas podem constituir descontinuidades pretéritas, funcionando como sítios favoráveis às reativações tectônicas na crosta oceânica através de esforços compressivos e distensivos, gerando vulcanismo e falhas.

Nesse contexto, o Alinhamentoi sismo-magmático Poços de Caldas-Cabo parece situar-se sobre a linha de deslocamento do pólo de rotação de Francheteau e Le Pichon (1972) (Fig. 1.2 e 1.9). Em função disso, foi sugerido por Almeida (1991) que sua formação estaria ligada às profundas falhas geradas na litosfera continental ao longo da Zona de Transferência do Rio de Janeiro (Fig. 1.12) durante a mudança do pólo de rotação das placas ocorrido há 80 Ma. De acordo com Alves *et al.*, (2005) a origem deste alinhamento é atribuída à reativação da Zona de Fratura de Martins Vaz, que serviu de conduto para o magmatismo associado à Pluma de Tristão da Cunha, quando da passagem da placa Sul-Americana sobre a mesma.

I. 2.3.1 Padrões Estruturais

A investigação do padrão estrutural *onshore* e *offshore* levou diversos autores a sugerirem uma correlação entre os sistemas de falhas e fraturas do embasamento aflorante da Faixa Ribeira àqueles observados nas bacias marinhas adjacentes (Bryan *et al.*, 1972; Francheteau e Le Pichon, 1972; Asmus, 1975, Asmus e Ferrari, 1978; Cordani *et al.*, 1983; Dias *et al.*, 1987; Macedo, 1989; Bacoccoli e Aranha, 1984 apud Dias *et al.*, 1987; Ricommini *et al.*, 2001; Ferrari e Ricommini, 1999 Alves, 1981, 2002; Alves *et al.*,

2005; Zalán e Oliveira; 2005) (Fig. 1.15).

Na porção onshore Ponte e Asmus (1976) descrevem as Serras do Mar e da

Mantiqueira como blocos falhados dirigidos pelos alinhamentos estruturais pré-

cambrianos. Estes autores e posteriormente Asmus e Ferrari (1978) citam como cogenéticos tectonicamente a falha de Santos em offshore e o basculamento de blocos supracitados. O relevo observado nessa porção da margem corresponderia aos blocos crustais deslocados pelo movimento vertical da crosta (Riccomini et al., 2001), provocado pelo desequilíbrio isostático devido à uma anomalia térmica do manto no Triássico, a qual teria afetado uma faixa costeira desde Cabo Frio até Florianópolis (Asmus, 1978, 1984; Macedo, 1989). As falhas teriam sido dirigidas pelos alinhamentos estruturais préexistentes do embasamento cristalino (Fig. 1.15), enquanto tendências de elevação e subsidência relacionaram-se a blocos com diferentes espessuras crustais, segundo Asmus (1984). As condições pré-rifte, de soerguimento termal, viriam a condicionar toda a evolução tectônica posterior dessa área, onde o mesmo tectonismo responsável pela sua formação também teria influenciando a implementação do arcabouço estrutural das bacias marginais. Os registros estratigráficos (Fig. 1.14) apresentam uma ausência das sequências pré-rifte na Bacia de Santos, sugerindo a existência de uma região soerguida na fase pré-rifte na atual área desta bacia (continental e marinha) (Asmus, 1978).

A evolução dessa porção da margem sudeste, especialmente a Bacia de Santos, foi alvo de extensos estudos por Macedo (1989), que aponta para a influência das estruturas crustais pre-existentes da Faixa Ribeira no seu processo de formação (Fig. 1.7). Caracterizada predominantemente por uma orientação estrutural segundo a direção NE- SW, essa faixa orogênica dispôs-se obliquamente ao processo de estiramento e ruptura da crosta continental no sudeste, onde os esforços do rifteamento teriam uma orientação geral WNW-ESE (Macedo, 1989; Karner, 2000; Stanton *et al.*, 2008). Tal configuração fez com que o estilo de deformação da fase rifte apresentasse características transtensionais, com movimentos distensivos associados a movimentos horizontais (Macedo, 1989). Assim, a Bacia de Santos teria se desenvolvido sob um vasto planalto intracontinental, gerado por magmatismo sublitosférico, cujos remanescentes atuais estão representados pelas Serras do Mar e da Mantiqueira (Asmus, 1978; Karner, 2000; Zalán e Oliveira, 2005). Essas diferenças verticais são consideradas responsáveis pelo grande acúmulo sedimentar que caracteriza essa bacia (Fig. 1.14). Esse mesmo processo de alteração tectono-térmica litosférica iniciado na fase pré- rifte segundo Asmus (1978), teria sido responsável pela formação Serra Geral e pela advecção de calor que gerou o magmatismo aí encontrado (Thompson *et al.*, 1998) e influenciou a litosfera sob a Faixa Ribeira. A extrusão dos enxames de diques do sudeste (Fig. 1.16) também poderia ser uma consequência desse magmatismo (Valente *et al.*, 2007; Karner, 2000).



Fig. 1.15- Mapa estrutural da margem sudeste compilado de vários autores, mostrando a inflexão das falhas e lineamentos estruturais de Santos e Campos e a correlação estrutural *onshore- offshore* (fonte: Dias *et al.*, 1987).

De acordo com o Zalán e Oliveira (2005), um soerguimento de natureza epirogenética teria ocorrido no Neocretáceo (89-65 Ma) dando origem a uma "Serra do Mar Cretácica", cujo limite oeste corresponderia à borda das áreas subsidentes das Bacias de Campos e Santos. Os esforços transtensivos atuantes à época ocasionaram o seu colapso gravitacional dando origem à linha de charneira dessas bacias e ao Sistema de Riftes Cenozóicos. Esses Riftes constituem grabens escalonados, implantados entre as bordas das Serras do Mar e da Mantiqueira e a região costeira, separados por falhas de transferência NW-SE (Riccomini *et al.*, 2004; Zalán e Oliveira, 2005). Karner (2000) propôs que essas regiões de relevo costeiro positivo corresponderam à porção do flanco do rifte iniciado no Cretáceo, como resposta isostática à extensão intensificada que caracterizou essas bacias da margem brasileira. Segundo esse autor, a zona de charneira das bacias consistiria em uma série de segmentos de blocos altos do embasamento continental, falhados e basculados, dispostos *en echelon*.

De acordo com Cordani *et al.*, (1983) é indiscutível o controle exercido pela composição e a fábrica estrutural do embasamento pré-cambriano sobre a origem e a evolução das bacias marginais. As diferenças pré-existentes entre as diversas áreas continentais deram lugar a uma tectônica de ruptura e formação de depressões e altos estruturais diferenciada. A distinção estrutral das províncias como áreas cratônicas de escudo, cinturões móveis e zonas de sutura, determinaram a localização e a implantação de falhas limitando bacias, altos estruturais intermitentes, bem como as direções estruturais dentro das bacias (Chang *et al.*, 1990).

I. 2.3.2 Feições Magmáticas do Meso-Cenozóico

As estruturas rúpteis como diques, falhas e fraturas servem, atualmente, como evidências dos esforços relacionados ao processo de ruptura continental e formação da margem e assoalho oceânico na região. O magmatismo basáltico observado na margem sudeste estaria geneticamente relacionado ao magmatismo da área continental emersa, expresso pela Formação Serra Geral, pelo embasamento basáltico neojurássico e eocretácico das Bacias de Campos, Santos e Espírito Santo e o Alto de Florianópolis,

todos relacionados às intrusões mesozóicas aliadas aos esforços extensionais de ruptura

(Almeida *et al.*, 1996). Os enxames de diques constituem, em especial, uma importante manifestação magmática em consequência do tectonismo relacionado ao processo de extensão e ruptura continental (Fig. 1.16). Na região sudeste brasileira essa expressão é representada pelos enxames de diques da Serra do Mar e do Arco de Ponta Grossa, que foram observados tanto no continente quanto no oceano.

O magmatismo que ocorre na Serra do Mar e que gerou o Alinhamento sismomagmático Poços de Caldas-Cabo Frio tem sido associado às falhas de transferência, isto é, ao esforço transtensivo e/ou à passagem da Pluma de Trindade sob o continente sul- americano (Thompson *et al.*, 1998; Thomaz-Filho *et al.*, 1999).

Na região *onshore*, ao longo da Faixa Ribeira ocorrem diversos enxames de diques toleíticos, que constituem evidência dos eventos magmáticos do Cretáceo Inferior (Valente *et al.*, 2005, 2007; Tetzner e Almeida, 2003; Guedes *et al.*, 2005; Corval, 2005; Stanton *et al.*, 2005, 2007). Esse foi denominado Enxame de Diques da Serra do Mar (EDSM, Fig. 1.16) (Valente *et al.*, 2007). Tetzner e Almeida (2003) realizaram um estudo estrutural nos corpos do EDSM que afloram no dos Cabo Búzios, numa correlação tentativa com o enxame co-relacionado na sua contra-parte africana. Os diques deste enxame possuem orientação preferencial NE-SW (Fig. 1.156e subordinadamente NNE e NW (Valente *et al.*, 2005, Tetzner e Almeida, 2003), correspondendo às direções estruturais gerais da Faixa Ribeira, à excessão do Domínio Tectônico do Cabo Frio, onde estão alojados. Tetzner e Almeida (2003) propuseram que a intrusão deste enxame ocorreu sob um regime transtensional com forte componente extensional e pequena componente transcorrente sinistral. Segundo esses autores, o EDSM concorda com os enxames de diques na África ocidental.

Ao noroeste da Faixa Ribeira, o enxame de diques aflorantes nas Bacias de Resende e Volta Redonda que pode ser correlacionado com o EDSM apresenta idades entre 138-134 Ma, estando orientado segundo a direção N-S e NNE (Guedes *et al.*, 2005), dispondo-se obliquamente aos diques costeiros e ao embasamento précambriano e apresenta alguns diques com idades mais antigas, de até 160 Ma (Fig. 1.16).

A geração do EDSM no continente é atribuída à atividade conjunta de uma possível pluma no Cretáceo, a Pluma de Tristão da Cunha, a qual teria fundido e

gerado basaltos com contribuição da delaminação sublitosférica, associado à reativação de

estruturas préexistentes – zonas de fraqueza continentais (Valente *et al.*, 2005, 2007; Lobo *et al.*, 2006). Entretanto, a natureza da fonte para essas manifestações constitui ainda tema de debate. Alguns modelos geodinâmicos foram propostos, a partir da petrogenética (Valente *et al.*, 2007), que evidenciaram uma composição parental que sugere uma fonte enriquecida, o que pode estar relacionado à uma contaminação pelo manto sublitosférico, com ou sem o envolvimento de uma pluma, mas até o momento não foram apresentadas evidências conclusivas.



Figura 1.16- Mapa geológico do Enxame de Diques da Serra do Mar (Fonte: Valente *et al.*, 2007)

Na porção *offshore*, Oreiro (2006) descreveu evidências de diques básicos contemporâneos à fase rifte, correlacionáveis aos derrames basálticos eocretáceos (Mizusaki, 1986; Mizusaki e Mohriak., 1992) que compõem o embasamento das Bacias de Santos e Campos (Almeida *et al.*, 1996). No Alto estrutural que se interpõe à estas bacias, o Alto de Cabo Frio, também observou-se grande incidência de rochas magmáticas (Almeida *et al.*, 1996; Mohriak *et al.*, 1990; Oreiro, 2006),

constituindo-se a sequência basáltica relacionada ao rifte por idades entre 120-130 Ma (Dias *et al.*, 1994; Oreiro, 2006). Nessa região foram descritas rochas ígneas em diversos níveis estratigráficos (Oreiro, 2006), o que poderia ser explicado por um modelo tectônico de reajuste de placas ocorrido entre 84 e 50 Ma, relacionado a falhas profundas na crosta, como proposto por Asmus (1975) e Almeida (1991).

Misuzaki *et al.*, (1988) observaram na região da margem adjacente ao Cabo Frio, registros de uma série de pulsos magmáticos, que os autores individualizaram em: 1) de idade eo-cretácea, correspondendo aos basaltos da Formação Cabiúnas da Bacia de Campos que pode ser correlacionada com a Formação Serra Geral da Província ígnea do Paraná; 2) de idade campaniana-turoniana, constituída predominantemente por basaltos com pouca representatividade.

Assim, é prudente considerar a origem desses eventos magmáticos toleíticos do Cretáceo como consequência do processo de extensão litosférica relacionado ao rifteamento do Gondwana, onde os esforços distensivos estiveram associados à uma rotação da placa sul-americana no Mesozóico, a exemplo do enxame de diques do Arco de Ponta Grossa, na Bacia do Paraná.

CAPÍTULO II – DADOS E MÉTODOS

Descrição e Tratamento dos Dados Magnéticos

No presente estudo desenvolveu-se uma análise integrada da Margem Sudeste Brasileira, com foco sobre a região entre 21° e 24° Sul, utilizando como ferramenta principal a magnetometria. Abordou-se o tema a partir de duas escalas de análise: uma análise regional, visando identificar as principais anomalias da margem sudeste e seu significado tectônico; e uma segunda análise de detalhe, com o objetivo de investigar a estrutura crustal continental e oceânica da área do Estado do Rio de Janeiro, relacionada ao embasamento da Faixa Ribeira e águas rasas da Bacias de Campos, através de aeromagnetometria. Para tanto, foi gerado um banco de dados magnéticos, a partir dos levantamentos aéreos existentes e da compilação do banco mundial de dados magnéticos - WDMAM.

A magnetometria constitui uma poderosa ferramenta na interpretação tectônica, e vem sendo globalmente utilizada na caracterização de terrenos geológicos, suas descontinuidades, presença de intrusões, contatos litológicos, paleoreconstruções, etc. Sua aplicação integrada ao conhecimento da geologia de superfície permite uma investigação da estrutura crustal de razoável precisão, revelando as variações laterais e verticais de magnetização que podem ser transcritas em termos de variações de reologia na crosta.

A forma de análise consistiu em traduzir as anomalias magnéticas em termos de geologia de subsuperficie. Aquilo que não pode ser traduzido a partir do que se observa em superfície, sugere a existência de anomalias ou diferenças na estrutura crustal subsuperficiais.

O estudo das anomalias magnéticas consiste em uma análise quantitativa e qualitativa, esta última obedecendo os seguintes critérios:

- Observação geral da forma e trend das anomalias maiores;
- A partir de uma análise geral, conduz-se a uma observação de detalhe das características de cada feição relacionada à cada anomalia importante, notando-se:
 - A localização e amplitude das partes negativas e positivas do sinal, que fornecem o contraste lateral de magnetização;
 - A agucidade da anomalia. A relação entre a agucidade e o comprimento de onda da anomalia permite inferir a extensão e profundidade aproximada do fonte;
 - Continuidade ou não das linhas de contornos, que pode ser interpretado em termos de presença de falhas e/ou contatos litológicos

 A mudança da forma da anomalia a partir de filtragens. Anomalias de longo comprimento de onda são normalmente associadas à fontes mais profundas e vice-versa.

Um dos principais parâmetros a ser determinado num estudo de estrutura crustal é a profundidade das fontes causadoras das anomalias observadas. Não existem regras para estimar-se esse parâmetro, que não pode ser determinado diretamente. Dessa forma, utiliza-se a modelagem para simular a forma e profundidade de corpos conhecidos. Os resultados dessa análise serão apresentados no Capítulo IV, em Discussão.

II. 1 BASE DE DADOS UTILIZADA

II. 1.1 Banco mundial de dados magnéticos - WDMAM

Os dados referentes ao World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM) foram inéditamente disponibilizados em Julho de 2007, através da estação de tratamento do *Institute de Physique du Globe de Paris*, França (Fig. 2.1). A iniciativa que deu origem ao banco de dados do WDMAM engloba não somente aerolevantamentos mundiais, mas também o que há de disponível a partir de navios (fonte: NGDC), levantamentos terrestres e uma cobertura completa a partir de dados dos satélites MAGSAT e CHAMP, nos últimos 50 anos (mais informações em Maus *et al.*, 2007), suplementado por valores de anomalia derivados das idades da crosta oceânica (Müller *et al.*, 1997). O campo magnético terrestre medido pelos satélites é obtido a partir de um magnetômetro tipo Fluxgate, com uma resolução de 10 pT e de 150 m ao longo da órbita.

O campo de anomalias é calculado a 5 km de altitude acima do elipsóide WGS84 e a resolução depende da área considerada, em função dos dados disponíveis de navio e de aerolevantamento. Esses últimos são continuados para cima até a altitude de 5 km, de modo a gerar um banco de dados homogêneo para uma mesma altitude. A malha (*grid*) gerada possui 3 min de arco de espaçamento, interpolado com o método dos mínimos quadrados. Para a América do sul, a resolução espacial media é de 15 minutos. Primeiramente os dados aéreos e de navios são combinados para formar uma malha única. Como as anomalias de longo comprimento de onda (> 400 km) são melhor cobertas através do levantamento de satélite, estas são substituídas na malha supracitada pelo modelo do campo crustal do satélite CHAMP (modelo MF6, Maus *et al.*, 2007).

O aumento natural da temperatura com a profundidade implica em que as rochas da crosta terrestre mantém sua magnetização até uma certa profundidade, conhecida como "profundidade Curie". Essa corresponde a, aproximadamente, 15-20 km para regiões continentais estáveis (Blakely, 1988), considerando um gradiente geotérmido de 30 °C por km, mas pode chegar a 2 km em certas regiões oceânicas. Baseado nesse princípio, as anomalias representadas no mapa mundial gerado a partir dos dados do WDMAM originam-se principalmente do conteúdo de material magnético das rochas ígneas e metamórficas presentes na crosta e manto superior terrestre, até a profundidade acima estimada (Maus *et al.*, 2007).



Figura 2.1- Mapa das anomalias magnéticas digital global (WDMAM) (Fonte: Thebault, 2008, <u>http://www.ipgp.jussieu.fr/~ethebault/</u>)

II. 1.2 AEROMAGNETOMETRIA

Os dados empregados no presente estudo foram obtidos a partir de três levantamentos aeromagnéticos: o primeiro e mais antigo corresponde à área do Estado do Rio de Janeiro realizado em 1978 pelo Centro de Pesquisas e Recursos Minerais do Rio de Janeiro (CPRM);

o segundo levantamento foi realizado pela empresa Lasa-Fugro em 2002 para a região

oceânicas de águas rasas da Bacia de Campos até a isóbata de 200 metros (Fig. 2.2). Esses serviram à análise de detalhe da área de estudo.

Todos os dados referentes aos aerolevantamentos já haviam sido previamente corrigidos para a variação magnética diurna, variação secular e correção Paralax pelas empresas responsáveis pelos levantamentos.

II. 1.2.1 Bacia de Campos

Os dados da porção offshore que cobrem a porção rasa da Bacia de Campos, RJ constam de 20.776 km de perfis aerogeofísicos, recobrindo uma área de aproximadamente 15.332 km². As linhas de vôo foram espaçadas de 1.000 m, orientadas nas direções N30°W e N60°E, obtidas a uma altitude média de 150 m. Os dados finais do levantamento foram obtidos em CD_ROM, em arquivos ASCII, no formato XYZ. O aparelho utilizado para o levantamento foi um magnetômetro de bombeamento ótico de vapor de césio *Scintrex* CS-2, com intervalo entre as medições de 0.1 seg ou uma medição a cada 6-8 metros e uma resolução de 0.001 nT. Duas estações munidas de magnetômetro de prótons em terra serviram para monitorar a órbita dos satélites e para realizar a correção da variação diurna.

A partir desse banco de dados, foi gerado um grid utilizando como método de interpolação os mínimos quadrados, num intervalo de 250 x 250 m.

II. 1.2.2 Estado do Rio de Janeiro

Na porção emersa, os dados obtidos através ao CPRM correspondem a um levantamento de uma área de 38.000 km, à 150 metros de altitude, sendo os perfis orientados N-S. O espaçamento entre as linhas de vôo é de 1000 m, e entre as linhas de controle de 10.000 m. A densidade de dados varia segundo a direção especificada, sendo superior ao longo do eixo Y (eixo das latitudes) pois corresponde à direção das linhas de vôo.

Por constituir um levantamento antigo, os dados continham muitas altas frequências, dificultando o tratamento e a correta interpretação. Dessa forma, previamente à união dos grids foi necessário aplicar técnicas de filtragem e micronivelamento nesta base de dados, que estão descritos posteriormente no ítem .

As características dos levantamentos aeromagnéticos estão na tabela 1, apresentada a seguir.

Tabela 1- detalhe dos dados aeromagnéticos a partir de A- levantamento da Bacia de Campos (Lasa), e B) levantamento do Estado do Rio de Janeiro (CPRM).

Total de Perfis Geofísicos	20.776 Km
Area recoberta	15.332 km ²
Direção das linhas de vôo	N 30° W
Espaçamento entre as linhas de vôo	1.000 m
Direção das linhas de controle	N 60° E
Espaçamento entre as linhas de controle	4.000 m
Altitude média de vôo	150 m
Sistema de navegação	PICODAS PNAV 2000

А

Total de Perfis Geofísicos	41.595 km
Area recoberta	38.000 km2
Direção das linhas de vôo	N-S
Espaçamento entre as linhas de vôo	1.000 m
Direção das linhas de controle	E-W
Espaçamento entre as linhas de controle	10.000 m
Altitude média de vôo	150 m

B



Fig. 2.2 - Mapa esquemático mostrando a área de cobertura de dados dos 2

levantamentos aeromagnéticos utilizados, com a representação das direções das linhas de vôo para cada subárea.

II. 2 CÁLCULO DO CAMPO DE ANOMALIAS

O campo magnético medido na superficie da Terra origina-se em quase sua totalidade de fontes internas no globo (Jacob's, 1975). O principal mecanismo responsável pelo campo magnético terrestre compreende um complexo sistema que os cientistas simplificama através de uma comparação a um mecanismo que se assemelha a um geodínamo, que origina-se da circulação de correntes elétricas no nucleo externo da Terra. Entretanto, muitas novas teorias tem sido propostas na tentativa de explicar o fato de que o campo magnético terrestre varia, e mesmo sofre inversões ao longo dos milênios, além da presença das altas temperaturas existentes no núcleo terrestre, superiores a 5000° C. Assim, cientistas como Merril *et al.* (1996) e Demorest, (2001) propuseram que esse campo magnético seria gerado pelo próprio fluxo de um fluido condutor através de um campo magnético existente, induzindo a geração de correntes elétricas. Essas, por sua vez, dão origem um outro campo magnético. As variações de fluxo podem reforçar o campo magnético já existente em consequência, tornonado-o variável e auto-sustentável.

Para efeitos de cálculo, esse campo pode ser aproximado por um ponto dipolo localizado no centro da Terra, com seu momento magnético apontando para o pólo geográfico sul e ligeiramente inclinado em relação ao eixo da Terra. Ao campo magnético gerado por essa fonte profunda denominaremos Campo Regional **F**, tal qual se encontra comumente na literatura. Esse campo é caracterizado por anomalias de grande comprimento de onda (da ordem de centenas a milhares de km), alta intensidade de magnetização (em torno de dezenas de milhares de nT) e baixas frequências (Fig. 2.3). Além deste campo regional, existe um campo magnético local **F** superficial, de menor intensidade (cerca de centenas a alguns milhares de nT) e menor comprimento de onda (dezenas de km), gerado pela magnetização das rochas da crosta terrestre, mais especificamente entre a superficie da Terra e a isoterma de Curie (~480°C).

Dessa forma, durante um levantamento, o magnetômetro mede a intensidade do Campo Total Terrestre **T**, que corresponde à soma do campo magnético nuclear profundo **F** (ou campo regional) e o campo magnético superficial crustal **F**.


Figura 2.3- Representação do Modelo internacional de referência para o campo magnético terrestre. (fonte: <u>http://www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/operobs.shtml</u>



Figura 2.4- Representação da relação entre os vetores intensidade: do campo magnético terrestre (T), da magnetização observada (F) e da anomalia magnética (F).

$$\mathbf{T} = \mathbf{F} + \mathbf{F} \tag{1}$$

Ou seja,

$$\mathbf{F} = |\mathbf{T}| - |\mathbf{F}|,$$

$$\mathbf{F} = (\mathbf{T}^2 + \mathbf{F}^2)^{1/2}$$
(2)

No cáculo do campo potencial, deve-se assumir determinadas premissas. O ângulo α entre o vetor Campo Total **T** e o vetor Campo Regional **F** deve ser muito pequeno (Fig. 2.4). Assim pode-se assumir que **F** equivale à diferença entre a projeção de **T** sobre **F** e o próprio **F**; a intensidade do campo de anomalias **F** deve ser muito pequena quando comparada ao campo Regional **F**; e a direção deste campo regional deve ser constante, o que é verdadeiro para um plano horizontal finito, como é o caso para a região de estudo.

Finalmente, de acordo com a teoria de campos potenciais, a partir do Teorema de Holtz, o campo de anomalias \mathbf{F} será igual ao gradiente do campo potencial escalar magnético **B**:

 $\mathbf{F} = \mathbf{B}$

Num sistema de coordeadas cartesianas, o potencial magnético satisfaz a *Equação de Laplace*, onde a variação do campo potencial é dado pela sua variação em cada direção **x**, **y** e **z**:

B (x,y,z) = dx, dy, dz, ${}^{2}B = O$ $\frac{{}^{2}B}{z^{2}} + \frac{{}^{2}B}{x^{2}} + \frac{{}^{2}B}{y^{2}} = 0$ (3) $\frac{{}^{2}B}{z^{2}} = -\left[\frac{\partial^{2}B}{\partial x^{2}} + \frac{\partial^{2}B}{\partial y^{2}}\right]$ (4)

O campo potencial é, portanto, um potencial harmônico e pode ser calculado através da análise esférica harmônica, a partir da Transformada de Fourier. A projeção desse campo magnético no sistema de coordenadas cartesianas pode ser representado por:



Figura 2.5- Representação do vetor campo magnético \mathbf{F} e suas componentes horizontal \mathbf{F}_h e vertical \mathbf{F}_Z . A projeção de \mathbf{F}_h no plano horizontal em $\mathbf{X} \in \mathbf{Y}$ pode ser expressa por \mathbf{F}_x (norte) e \mathbf{F}_y (leste), de acordo com o sistema de coordenadas cartesianas. Os ângulos \mathbf{D} e \mathbf{I} correspondem à declinação e à inclinação magnética, respectivamente.

Assim, decompondo-se o vetor campo magnético em suas componentes horizontal norte (\mathbf{F}_x), leste (\mathbf{F}_y) e na componente vertical (\mathbf{F}_z), a equação 2 pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\mathbf{F} = (\mathbf{F}_{\mathbf{x}} + \mathbf{F}_{\mathbf{y}} + \mathbf{F}_{\mathbf{z}})^{1/2}$$

Em estudos tectônicos nos interessa somente o campo magnético superficial, fazendo-se necessário separar cada campo a partir dos dados iniciais. Isso pode ser feito através de análise harmônica esférica, pois a diferença de frequência referente a cada campo é evidente.

II. 2.1 Campo Normal Global do IGRF

As comunidades cientificas concordaram em adotar uma representação do campo magnético terrestre que constitui um modelo universal, chamado de IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*).

Como os dados aeromagnéticos foram obtidos a partir de diferentes levantamentos, procedeu-se à união dos grids, de forma a obter um grid final de alto resolução para permitir a correta análise das anomalias e realizar posteriores transformações. Para realizar a união dos grids aeromagnéticos foi necessário primeiramente calcular a diferença de valor do campo normal regional entre cada um dos levantamentos, e para área de superposição dos grids (Fig. 2.6).



Figura 2.6 – Diferença do modelo do IGRF, para a área de estudo, entre os anos de 1978 (A) e 2002 (B).

O campo magnético global entre os anos de 1978 e 2002 vem diminuindo para a área de estudo, fazendo-se necessário subtrair do grid do levantamento mais antigo do CPRM tal variação, que corresponde a cerca de 470 nT. Para unir os grids foi utilizada a ferramenta *Blend*, que calcula a média ponderada dos valores na área de superposição dos grids, através da função *Grid Knitting* do GEOSOFT.

II. 2.2 Campo Normal Local

O campo magnético regional nem sempre é apropriadamente representado pelo modelo do IGRF em vigor. No presente estudo, após retirado este campo regional do campo total e realizada a correção para os anos de 1978 e 2002, observou-se ainda uma forte diferença na região de união dos grids. Dessa forma, fez-se necessário calcular um polinômio de baixo grau (de 1 a 3) para extrair o campo magnético global, profundo, do campo de anomalias locais. Para mais detalhes ver em Galdeano (1980), Asfirane (1989) Miranda *et al.*(1989).

Após essas correções, notou-se que a região continental apresentava muitas altas frequências, o que impossibilita o a aplicação de transformadas e dificulta a correta interpretação das anomalias. Assim, aplicou-se um micronivelamento ao grid final, através da ferramenta de Regressão Polinomial do *Surfer*. Após todas as correções, obteve-se uma malha aeromagnética única de razoável precisão, com intervalo de interpolação de 250 x 250 m. Essa permite analisar feições de comprimento de onda superiores a 300 metros.

II. 3 CÁLCULO DOS MAPAS TRANSFORMADOS

Nos tratamentos magnéticos, assume-se, em geral, a interface crosta-manto como o embasamento magnético, referenciada à isoterma de Curie, que corresponde a aproximadamente 480°C. Numa região geologicamente estável o grau geotérmico pode ser considerado em torno de 30° por quilômetro, significando uma profundidade de 15-20 km até a qual as rochas mantém a sua magnetização. Essa profundidade foi utilizada para estimar a profundidade dos corpos-fonte na modelagem dos perfis magnéticos.

O magnetismo, por se tratar de um campo potencial, apresenta inúmeras soluções no cálculo das anomalias. Os parâmetros utilizados em cada transformação devem ser precisamente definidos, assim como a corrrelação com dados diretos, de forma a minimizar os erros que geram soluções sem significado tectônico.

II. 3.1 Definição das Anomalias

Neste trabalho, as anomalias magnéticas foram definidas utilizando determinados parâmetros, de forma a estabeler critérios que permitissem uma análise o mais completa possível, sendo para tal observadas em mapa e em perfil extraídos dos grids transformados. A análise qualitativa baseou-se em mapas e em perfis. Em mapa, caracterizou-se as anomalias a partir de sua forma (linear, circular, alongada, curva, etc.), a sua extensão; a amplitude e o comprimento de onda, (localização relativa das partes negativa e positiva da anomalia - agucidade - foram investigados através de perfis.

Ambos permitiram identificar padrões magnéticos para área de estudo, ou seja, a continuidade ou não de certos parâmetros lateralmente está relacionada a uma organização crustal interna que possui uma determinada característica ou arranjo diretamente ligados ao "tipo de crosta" constituinte. A continuidade ou não dessas características lateralmente reflete os limites tectônicos entre os diferentes "tipos crustais". Os tipos crustais aqui referidos significam porções da crosta, com características internas intrinsecas definidas, que refletem um padrão magnético coerente, e que portanto podem ser correlacionados à províncias tectono-magnéticas.

Por mapas transformados entende-se a aplicação de transformadas matemáticas sobre o grid inicial Anomalia Magnética de Campo Total, resultando em mapas residuais que permitem uma melhor visualização da variação da forma das anomalias magnéticas em funçao de diferentes parâmetros. Essas têm como objetivo, por exemplo ressaltar as fontes ou o embasamento magnético, sua extensão, localização e profundidade (Lillie, 1999). Uma vez que as características magnéticas estão diretamente relacionadas às propriedades reológicas da crosta, diferenças de densidade e composição da mesma, suas variações laterais podem ser interpretadas em termos de variações litológicas (Schwarz, 1991).

Finalmente, os mapas transformados foram sobrepostos ao mapas tectônicos da área *onshore* e aos mapas estruturais da região *offshore* publicados, de forma a traçar correlações entre as estruturas mapeadas na superficie e as anomalias magnéticas subsuperficiais.

II. 3.2 Cálculo dos Operadores de Transformação

II. 3.2.1 Redução ao Pólo

Devido à caracteristica não-vertical das anomalias magnéticas medidas em regiões distantes dos pólos, como no caso do Rio de Janeiro, as anomalias apresentam-se deslocadas de suas respectivas fontes magnéticas. Para contornar tal caracteristica, realiza-se a Redução ao Polo, que se basia na transformação introduzida por Baranov (1957) a partir da Relação de Poisson, que associa o potencial magnético ao potencial gravitacional. Dessa forma, redireciona-se os valores medidos de direção e intensidade do campo magnético como se estas tivessem sido realizadas sobre o pólo magnético, onde as fontes possuem uma direção de magnetização vertical.

Para um dipolo magnético, considerando uma superfície esférica, **B** representa o potencial magnético e **M** a magnetização de uma estrutura que gera uma anomalia magnética **F**.

$$\mathbf{F} = \underline{\qquad} \int \mathbf{M} \cdot \mathbf{1/r} \cdot \mathbf{dv}$$

= permeabilidade magnética $C_m = /4$ é a constante de proporcionalidade da magnetização

No polo, tem-se

$$\mathbf{F} = \frac{\int \mathbf{M}}{4} \cdot \frac{\mathbf{B} \cdot \mathbf{1/r}}{\mathbf{z}^2} \cdot \mathbf{dv}$$

O operador de redução ao polo permite transformar a anomalia medida em um campo com uma direção e magnetização qualquer dentro do espaço em uma anomalia que teria sido medida no polo magnético, onde o campo possui uma direção de magnetização vertical, como mostra o exemplo da figura 2.7. Para realizar a Redução ao Pólo, assim como as demais transformações descritas a seguir, foi utilizado o programa TRANSMAP (Gilbert e Galdeano, 1985) através de operadores FORTRAN.

A região de estudo apresenta anomalias de dimensões da ordem de 5 km em média, e o grid possui uma interpolação de 250 x 300 m.



Figura 2.7 – Exemplo ilustrativo do efeito da Redução ao Pólo sobre a anomalia magnética de um corpo intrusivo vertical, como um dique. A) dique magnetizado na latitude 23^{0} S. B)Dique magnetizado no pólo. Parâmetros do modelo para ambos os corpos: k=0.02nT; Profundidade do corpo: 100m; extensão vertical: 1000m; exrensão longitudinal: 1000m; espessura: 260m.

Assim, o filtro de Redução ao polo escolhido deve possuir uma dimensão de pelo menos três vezes aquela da anomalia em média. A janela escolhida tem 30 x 15 km, que constrói um filtro retangular (aqui m=101; n=51).

II. 3.2.2 Compilação do mapa aeromagnético ao nível de 5km (upward continuation)

Como os diferentes levantamentos foram realizados à diferentes altitudes, distintas análises podem ser realizadas. Para observar a continuidade das estruturas em profundidade ou a estruturação mais profunda da crosta através do embasamento magnético, pode-se modificar o nível de referência de medidas do campo de anomalias. Isso é realizado através da convolução (Galdeano, 1980; Miranda *et al.*, 1989). Esse tratamento é realizado a partir da *continuação para cima*, uma ferramenta muito útil na análise das estruturas profundas, uma vez que elimina as anomalias de alta amplitude e curto comprimento de onda, associadas às estruturas superficiais, ou seja, mais próximas do ponto de medida.

A partir da equação 3, assumindo uma forma para o corpo (uma esfera), podemos aplicar a *Transformada de Fourier*, obtendo-se no espaço frequencial:

$$\mathbf{TF} \ \underline{\ }^{2}\mathbf{B} = \mathbf{-TF} \quad \left[\frac{\partial^{2}\mathbf{B}}{\partial \mathbf{x}^{2}} + \ \underline{\ }^{2}\mathbf{B} \right]$$

A Transformada de Fourier da derivada segunda do potencial magnético B fornece:

$$\frac{\text{TF}(B)}{z^2} = 2 \quad . (^2 + ^2) \cdot \text{TF}(B)$$
 (5)

Sejam e as frequências associadas a x e y, respectivamente. Supõe-se ainda:

$$B^2 = {}^2 + {}^2$$

A informação da profundidade da fonte magnética é obtida a partir do power spectrum \mathbf{R}_n , o qual é definido pelo produto escalar \mathbf{B}_n . \mathbf{B}_n sobre a superficie esférica, ou seja:

$$\mathbf{R}_{n} = \mathbf{1}_{0} \int_{0}^{2} \mathbf{0} \int_{0}^{2} \mathbf{B}_{n} \cdot \mathbf{B}_{n} \mathbf{a}^{2} \cdot \sin \mathbf{d} \cdot \mathbf{d} + \mathbf{a}^{2}$$

$$R_{n} = (n + 1) \quad {}^{n} [(g_{n}^{m})^{2} + (h_{n}^{m})^{2}]$$

m=0

Dessa forma, observa-se que $\mathbf{R}_{\mathbf{n}}$ decresce com o aumento de \mathbf{n} . Sua taxa de decrescimento é diretamente relacionado à profundidade das fontes nesta parte do espectro. Baseado nessas assunções, pode-se determinar o espectro $\mathbf{R}_{\mathbf{n}}$ num novo raio para a superficie da esfera, multiplicando-se este pelo fator $(\mathbf{a/r})^{2n+4}$. Se $\mathbf{r} > \mathbf{a}$, $\mathbf{R}_{\mathbf{n}}$ será transformado em uma esfera maior, e o procedimento é conhecido como *Continuação para cima*. Se $\mathbf{r} < \mathbf{a}$, $\mathbf{R}_{\mathbf{n}}$ é transformado em uma esfera menor (no interior da Terra), e este procedimento é conhecido como *downward continuațão*, ou *continuação para baixo*.

A equação diferencial de segunda ordem (5) do Potencial admite, para o caso de um levantamento a altitude constante, a seguinte solução:

$$TF(V) = C^{\underline{te}} \cdot e^{-(2 - z)}$$

Para a situação particular de z = 0, pode-se escrever:

$$TF(V)_{z=h} = TF(V)_{z=0} \cdot e^{-(2 - h)}$$

A partir da equação anterior nota-se que o tratamento de prolongamento para cima atenua as altas frequências.

II. 3.2.3 Filtro Passa-baixa

Constitui um filtro que deixa passar as baixas fraquências, mas atenua ou reduz a amplitude das frequências superiores ao *cuttoff* do filtro utilizado. Essa ferramenta foi utilizada apenas na análise regional, onde aplicou-se um filtro de 100 km e de 500 km. A

interpretação das anomalias magnéticas a partir dos mapas transformados é apresentada no Capítulo III.

O modelo (Fig. 4.11, Capítulo IV) da fonte para os diques foi utilizado visando inferir a topografia da base da crosta, a partir do embasamento magnético, para representar a fonte alimentadora dos diques em superfície. Esse modelo foi baseado na dimensão e forma das anomalias magnéticas observadas na área de estudo, assim como nos trabalhos anteriores sobre os mecanismos de intrusão mecânica de diques e de profundidade crustal dos corpos magmáticos que constituem suas fontes (Discussão, Capítulo IV)

II. 4 LIMITAÇÕES DO MÉTODO MAGNÉTICO

A determinação da origem da magnetização. Uma fonte pode possuir ambas as magnetizações induzida e remanescente, tornando difícil discernir qual está produzindo a anomalia em questão.

- A direção da magnetização, uma vez que o campo magnético sobre um corpo depende da direção e magnitude de sua magnetização, assim como de sua profundidade, dois corpos idênticos e em uma mesma profundidade podem produzir padrões magnéticos distintos, dependendo da direção de sua magnetização.

Além disso, a magnetização de um mesmo corpo pode variar muito, com parte da fonte magnetizada na direção do CMT presente, enquanto outra parte apresenta magnetização remanescente. A magnetização de rochas do embasamento pode variar em até uma ordem de magnitude em virtude de alterações hidrotermais e mudanças litológicas (Jones, 1999).

II. 5 DADOS DE ALTIMETRIA DE SATÉLITE

II. 5.1 Topografia e Batimetria

Os dados da batimetria foram obtidos junto ao site da NGDC da NASA e correspondem a medidas de altimetria por satélite, realizadas a partir da altura da superfície do mar acima do nível de referência do geóide. A partir dessas medidas e baseando-se no princípio de que a forma da Terra não é uma esfera perfeita, pois a força do campo gravitacional terrestre, responsável pela forma do Geóide, varia de local para local devido às irregularidades crustais, obtém-se a topografia do fundo do mar.

A topografia terrestre pode ser investigada através dos dados do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission (disponível em ftp://edcsgs9.cr.usgs.gov/pub/data/srtm/SRTM30). O grid possui uma resolução de 30 segundos e permite analisar feiçoes de aproximadamente 1 km em terra.

II. 5.2 Gravimetria

Os dados da anomalia gravimétrica ar-livre foram obtidos a partir de satélites GEOSAT/Ers1 *gravity*, junto ao banco de dados do NGDC/NOAA. O *grid* foi extraído do próprio banco de dados do GMT, através do world_grav.img.7.2 (Smith e Sandwell, 1997) para a área de estudo. A partir do *grid* foi gerado o mapa da anomalia ar-livre (Fig. 3.5, Capítulo III).

Para computar a Anomalia Bouguer do Manto (ABM), utiliza-se o *grid* da anomalia gravimétrica ar-livre. A ABM representa anomalias de gravidade em subsuperfície, uma vez que o efeito gravimétrico causado pela topografia do fundo oceânico é retirado no seu cálculo e as densidades da crosta e do manto são conhecidas e consideradas constantes. Assim, ao subtrair esse efeito gravimétrico da anomalia ar-livre e assumir uma espessura crustal constante, a anomalia restante, chamada ABM indica regiões onde existem variações de densidade sob o fundo oceânico. O gride da Anomalia Bouguer foi gentilmente dcedido pelo IAG/USP.

Todos os dados foram tratados e os mapas confeccionados utilizando o pacote do *Generic Mapping Tools* (GMT), de Wessel e Smith (1998) e Mirone 3.1.0 (Luiz, 2007).

CAPITULO III – RESULTADOS

APRESENTAÇÃO

De forma a conduzir a uma análise que permita realizar uma caracterização crustal, é indispensável integrar as informações, produzindo resultados que revelem tendências em um âmbito regional e de detalhe.

Visando facilitar o entendimento, os resultados desse trabalho serão apresentados em duas partes, sendo posteriormente integrados na Discussão (Capitulo IV). Começando por uma visão geral das características magnéticas da Margem Sudeste, conduz-se a uma análise regional, partindo-se da visão de grande escala, a partir de dados do banco mundial de dados digitais magnéticos (WDMAM). Em seguida procede-se à visão de detalhe das estruturas e litologias presentes, baseada nos dados aeromagnetométricos.

Todos os mapas transformados foram obtidos a partir de tratamento utilizando o TRANSMAP (Gilbert e Galdeano, 1985). As figuras foram produzidas a partir de Generic Mapping Tools – GMT (Wessel and Smith, 1998) e Mirone (Luis, 2007).

PARTE I - ANÁLISE REGIONAL: Magnetometria do WDMAM

III. 1 CARACTERÍSTICAS MAGNÉTICAS DA MARGEM SUDESTE BRASILEIRA

O mapa de campo total de anomalias magnéticas é apresentado na figura 3.1. Esse refere-se às estruturas (fontes de anomalias) não-superficiais, com comprimento de onda superior à 15 km. Para o estudo da estrutura crustal profunda (até 15 km de profundidade), utilizou-se o mapa de anomalias magnéticas transformado utilizando um filtro passa-baixa, com uma janela de 50 km (Fig. 3.4), que reflete o embasamento magnético regional.

A principal característica do padrão de anomalias magnéticas regionais observado na margem sudeste é a distinção entre suas porções continental e oceânica (Fig.3.1).



Figura 3.1- Mapa de anomalias magnéticas para a margem sudeste, a 5 km de altitude, a partir de dados do WDMAM. Iluminação de NW. A linha fina preta mostra os limites entre os terrenos tectônicos. BP- Bacia do Paraná, CSF- Cráton São Francisco, FR- Faixa Ribeira, RJ- Rio de Janeiro, DTCF- Domínio Tectônico do Cabo Frio, ACF- Alto do Cabo Frio.

No continente emerso as anomalias apresentam, de forma geral, menores intensidades (entre 0-250 nT), formas circulares com picos suaves, formando largos núcleos positivos e negativos, sem um padrão de orientação definido. Em contrapartida, na porção imersa da margem sudeste o padrão magnético é relativamente linear, representado por alinhamentos de núcleos magnéticos, dispondo-se semi-paralelamente à costa, onde acompanham as inflexões da mesma (Fig. 3.1 e 3.3).

No continente, a presença do Cráton São Francisco é marcada por uma forte anomalia bipolar, larga e circular, que compreende uma região de caráter magnético negativo, atingindo valores de -150 nT, a qual é circundada por regiões de intensidade magnética positivas, da ordem de dezenas de nT. Algumas dessas áreas de anomalias positivas correspondem aos contornos tectônicos representados por falhas de empurrão e zonas de cisalhamento, que separam os terrenos da Faixa Ribeira e o Cráton de São Francisco (Fig. 3.1). O trend estrutural que caracteriza a Faixa Ribeira se mostra muito suavizado, estando evidente apenas na porção próxima à costa, onde forma uma extensa faixa, de 100-200 km de largura. Aí observa-se um aumento gradativo da magnetização de NE (valores entre -30 nT até 20 nT) para SW, onde atinge valores de até 60 nT. Essa porção SW da Faixa Ribeira corresponde à região do Arco Magmático do Rio Negro, composto por ortognaisses (Heilbron et al., 2000). Essas características podem explicar a maior intensidade magnética observada nessa porção continental. A menor magnetização presente à nordeste da supracitada faixa corresponde à área composta por rochas metasedimentares intrudidas por granitóides do Terreno Oriental (Heilbron et al., 2000). Na porção oeste do mapa da figura 3.1 observa-se uma vasta área de baixa intensidade de magnetização (de 0 nT a -50 nT), correspondendo à região leste da Bacia do Paraná (BP) (Fig. 3.1).

No extremo sudeste da Faixa Ribeira ao longo do Domínio Tecônico do Cabo Frio (DTCF) observa-se uma região de anomalias positivas de maior intensidade, em torno de

100 nT. Esse domínio caracteríza-se por rochas paragnaissicas e metabásicas da sequência supracrustal Búzios-Palmital, com presenca de magnetita em sua composi'c~ao, al'em de ortognaisses paleoproterozóicos (Schmitt *et al.*, 2004). Pode-se notar um aumento de intensidade das anomalias ao longo do limite tectônico que o separa da Faixa Ribeira a oeste (Fig. 3.1), associado ao contraste de magnetização

no contato

deste domínio com o Terreno Oriental a oeste (Fig. 3.1). Uma faixa de maior intensidade das anomalias pode ser observada no entorno do Cráton São Francisco, a qual acompanha o contorno das zonas de falhas de cisalhamento que separam terrenos. A faixa entre o Cráton São Francisco e a Bacia do Paraná corresponde aproximadamente ao alinhamento do Alto do Paranaíba, com rochas alcalinas ultramáficas a félsicas (Asmus, 1984) (Fig. 3.1).

A figura 3.2 apresenta a interpretação das anomalias magnéticas em relação às estruturas mapeadas *onshore e offshore* neste trabalho e em estudos anteriores. Na porção imersa da margem essas anomalias apresentam uma tendência linear, podendo-se observar dois lineamentos magn'eticos principais de caráter positivo, orientados segundo as direções: a) NE-SW ao longo da Bacia de Santos, passando a assumir uma orientação E-W a partir de 24.4°S até a área de Cabo Frio; e b) NNE-SSW, observáveis a partir da região *offshore* de Cabo Frio em direção ao norte (Figs. 3.1 e 3.2).

O primeiro lineamento magnético positivo próximo à costa, que se estende ao longo de toda a margem desde 26°S até 21°S, corresponde ao primeiro *máximo magnético* (MM1) (fig. 3.2), e apresenta amplitudes entre 120-200 nT em média e comprimentos de onda em torno de 100 km. Na região próxima à costa ao sul da cidade do Rio de Janeiro são observadas as mais altas anomalias magnéticas, que chegam a atingir 400 nT. Como o mapa magnetico não está reduzido ao pólo, o pico da anomalia não est'a localizado sobre a sua fonte. Assim, o lineamento máximo magnético é seguido por uma região de sinal negativo, que corresponde à parte negativa do sinal da anomalia. A transição entre as duas partes do sinal, representada pela *anomalia zero* está destacada no mapa da figura

3.2 por uma linha preta cheia e representa o máximo gradiente da anomalia magnética.

Capítulo III - Resultados



Figura 3.2- Mapa de anomalias magnéticas para a margem sudeste, a 5 km de altitude, interpretado para os principais lineamentos, feições magmáticas e descontinuidades crustais presente. ACF- Alto do Cabo Frio; AB- Alto de Badejo (Guardado *et al.*, 1989). ZFVT- Zona de Fratura (ZF) de Vitória- Trindade; ZFMV- ZF de Martim Vaz; ZFRJ- ZF do Rio de Janeiro; ZFRG- ZF de Rio Grande. As ZFs foram delineadas baseando-se neste trabalho e em Alves (2002) e em seu traçado em direção ao continente (linha negra pontilhada). ZDCS- Zona de Deformação Cruzeiro do Sul (Souza, 1991); ZTRJ- Zona de Transferência do Rio de Janeiro; APCCF- Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio (Thomaz-Filho e Rodriguez, 1999); RJ- Rio de Janeiro.

A aproximadamente 200 km para *offshore* do primeiro lineamento magnético de máximos valores (MM1) (linha amarela, figura 3.2), observa-se um segundo lineamento de máximos valores de anomalia magnética (MM2) (linha vermelha e preta), sendo este caracterizado por amplitudes um pouco menores do que o anterior, entre 50 e 150 nT e comprimento de onda também da ordem de 100 km, semelhante àquele observado anteriormente. Ambos lineamentos principais apresentam a mesma tendência em suas orientações. O acentuado gradiente magnético observado, representado pela sequência de máximos e mínimos magnéticos dispostos linearmente na margem têm importantes implicações tectônicas, o que ser'a discutido no cap'itulo IV.

O padrão das anomalias magnéticas *offshore* revela trechos de deslocamento lateral na linearidade dos alinhamentos magnéticos, como evidenciado a partir do mapa contornado apresentado nas figuras 3.3 e 3.4. Ao largo da região de Cabo Frio (23°S), ocorre um deslocamento lateral de cerca de 1° para leste que afeta os dois lineamentos de máximos magnéticos (MM1 e MM2) discutidos anteriormente, sendo observável desde a costa até a região de 39°W. Essa linha de deslocamento está localizada sobre o traçado do prolongamento da Zona de Fratura de Martins Vaz (ZFMV) em direção à margem, já sugerida por Alves (2002) e pode estar relacionado à atuação desta.

Na região de mudança no alinhamento das anomalias, que corresponde à área próxima ao Alto do Cabo Frio, ocorre uma zona de *mounds* vulcânicos (Mizusaki e Mohriak, 1992). Essa zona está compreendida entre o traçado das Zonas de Fratura de Martins Vaz e do Rio de Janeiro e se caracteriza por uma anomalia magnética positiva de alta amplitude, semi-circular, atingindo valores em torno de 180 nT (Fig. 3.2). A partir daí em direção ao norte os alinhamentos de máximos magnéticos MM1 e MM2 afastam- se da costa e adquirem uma orientação quase N-S. Os deslocamentos dos contornos magnéticos são comumente associados à presença de falhas regionais, como as zonas de fratura oceânicas, principalmente por estarem representados por lineamentos magnético negativos de orientação E-W, como ocorre ao sul do Alto do cabo Frio, cujo deslocamento abrange uma área desde 40° a 44° S. Esse lineamento pode estar associado às falhas da Zona de Transferência do Rio de Janeiro, que cortam o assoalho nessa porção da margem (Fig. 3.4).

Capítulo III - Resultados



Figura 3.3 – Mapa de anomalias magnéticas a 5 km de altitude. Contorno a cada 50 nT. CSF- Cráton São Francisco; FR- Faixa Ribeira; BP- Bacia do Paraná; DTCF- Domínio Tectônico do Cabo Frio; RJ- Rio de Janeiro.

Capítulo III - Resultados



Figura 3.4 – Mapa de anomalias magnéticas a 5 km de altitude. Contorno a cada 50 nT. É apresentada a interpretação da segmentação tectônica (linha preta contínua e potilhada) a partir do deslocamento do contorno das anomalias. A linha vermelha pontilhada refere-se aos lineamentos negativos de orientação E-W que deslocam os anteriores. ACF- Alto do Cabo Frio; ZFVT- Zona de Fratura (ZF) de Vitória-Trindade; ZFMV- ZF de Martim Vaz; ZFRJ- ZF do Rio de Janeiro; ZFRG- ZF de Rio Grande. ZDCS- Zona de Deformação Cruzeiro do Sul (Souza, 1991); ZTRJ- Zona de Transferência do Rio de Janeiro; APCCF- Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio.

O prolongamento da ZFMV em direção à margem e a continuação continente adentro relacionado à ZTRJ parece coincidir com uma inflexão na linearidade das anomalias próximo à borda do continente em torno de 23.5°S e 44°W.

O presente mapa regional não permite fazer maiores inferências sobre feições estruturais específicas, sem antes realizar uma correlação com dados magnetométricos de maior precisão, a partir de levantamentos aéreo e/ou terrestre. Entretanto, a partir da ana'alise das anomalias magn'eticas de longo compriemnto de onda (Fig. 3.5) 'e possivel inferir sobre o arcabou'co estrutural profundo (at'e 15 km) da margem.

O mapa total das anomalias magnéticas de longo comprimento de onda (Fig. 3.5) foi obtido utilizando-se um filtro passa-baixa, com uma janela de 50 km. Nota-se uma larga faixa de anomalias positivas, em torno de 60 nT, que abrange toda a borda continental desde 26°S a 20°S, incluindo as porções *onshore* e *offshore*, abrangendo uma área de centenas de kms de largura. Ao norte de 21°S essa anomalia parece apresentar continuidade para leste, em direção à bacia oceânica.

Dessa forma, apesar das limita'c~oes de resolu'cao dos dados magn'eticos, 'e possive observar que existe uma continuidade no padrao magn'etico *onshore-offshore*, em profundidade, na regiao da borda do continente, relacionada às feições de larga- escala. Tal configura'c~ao sugere uma transição crustal suave (Fig. 3.2 e 3.6). A relação entre a transição de uma estruturação puramente continental para feições típicas de uma margem passiva e suas implicações tectônicas será discutida no Cap. IV.

Apesar da variação causada na localização das fontes para anomalias magnéticas devido à latitude da área de estudo, fora do pólo magnético, optou-se por utilizar aqui o mapa de anomalias de campo total (Fig. 3.1). O mapa de anomalias magnéticas reduzido ao pólo (Fig. 3.6) mostrou-se inadequado a uma correta interpretação das estruturas mapeadas na margem, devido à acentuada distorção na forma das anomalias presentes. Isso se deveu a dois fatores: primeiramente, nessa transformação, o sinal de altas frequências é acentuado, incluindo ruídos ao mapa final. Somando-se a isso, ocorre ainda uma influência sobre o sinal do efeito regional de magnetização, isto é, por localizar-se em baixas latitudes magnéticas e no hemisfério sul, a magnetização dessa área é afetada por um campo regional de tendência N-S, cuja extração nem sempre é completa através das correções usuais.



Figura 3.5- Mapa de anomalias magnética de longo comprimento de onda, obtido com um filtro passa-baixa, com janela de 50 km

Capítulo III - Resultados



Figura 3.6- Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao pólo para a margem sudeste, à altitude de 5 km. Iluminação de NW.

O mapa gravimétrico ar-livre a partir de satélite (Fig. 3.7 e 3.8) permite uma visão geral da disposição das anomalias ao longo da margem. Observa-se primeiramente uma anomalia positiva configurando um alto gravimétrico que segue a borda do continente, descrevendo uma configuração NE-SW / E-W / NNE-SSW, similar àquela observada nos alinhamentos magnéticos.

A correlação dos máximos magnéticos com o mapa de anomalia ar-livre (Fig. 3.8) mostra que o primeiro alinhamento de máximos magnético e a anomalia zero praticamente coincidem com o maximo gradiente gravimétrico que acompanha a borda do continente no sudeste. Em contrapartida, o segundo lineamento máximo magnético MM2 descreve um traçado que segue o mínimo observado para a anomalia ar-livre. Isso pode dever-se ao fato deste m~inimo estar relacionado à uma zona de falhas que marca o aprofundamento do embasamento. Da mesma forma, o afastamento em relação à costa observado no MM2 em 41°W e seu encontra paralelo com o padrão das anomalias ar-livre (Fig. 3.8), sugere uma área de maior extensão crustal.

O mapa de maior detalhe das anomalias de gravidade ar-livre (mar) e bouguer (continente) (Fig. 3.9) a partir de dados terrestres para a area de estudo constitui uma forma de estabelecer as relações entre as fontes causadoras para as anomalias magnéticas observadas, fornecendo informações sobre as variações laterais de densidade crustal. No continente, a área correspondente ao Cráton São Francisco é caracterizada por fortes valores negativos (-50 a -100 mGal), sugerindo aí uma região menos densa e/ou de maior espessura crustal, representada por um contato crosta/manto mais profundo, o que e coerente com a presença das raízes do cráton. A região do DTCF se encontra numa área de gradiente positivo de anomalia bouguer, onde os valores passam de -40 a 10 mGal, o que está coerente com o padrão de anomalias magnéticas, onde igualmente se observa um gradiente positivo, com valores chegando a 140 Nt. Nessa regiao, os contornos das anomalias gravimétricas positivas atravessam o continente na região do e continuam para o norte (Fig. 3.9), numa configura~c"ao semelhante 'aquela observada para a geometria do Limite Tectonico do Cabo Frio. Na Plataforma Continental Sudeste, em Santos e Campos, observa-se a exist^encia de dois altos gravimétricos, orientados segundo a dire'c~ao ENE-SSW, até a inflexão da costa na altura de Cabo Frio, onde são deslocados para leste voltando a assumir uma orientação NNE a partir de então.



Figura 3.7 – Mapa de anomalia de gravidade ar-livre da margem sudeste brasileira (Fonte world_grav.img.7.2., Sandwell and Smith, 1997).
Iluminação de SE. ACF- Alto do Cabo Frio, CF- Cabo Frio.

Capítulo III - Resultados



Figura 3.8 – Mapa de anomalia de gravidade ar-livre(idêntico ao da figura 3.7), com a interpretação das principais feições tectônicas, mostrando as correlação estruturais e magnéticas. Iluminação de SE. Máximo magnético MM1 (linha marela), Anomalia zero (linha negra) e máximo magnético MM2 ou *Anomalia G* (linha vermelha). ACF- Alto do Cabo Frio; CF- Cabo Frio; ZTRJ- Zona de Transferência do Rio de

Janeiro; ZDCS- Zona de Deformação Cruzeiro do Sul; ZFMV- Zona de Fratura de Martim Vaz; ZFRJ- Zona de Fratura do Rio de Janeiro; ZFRG- Zona de Fratura de Rio Grande.

Capítulo III - Resultados



Figura 3.9- Mapa de anomalias de gravidade residual bouguer para a região continental e ar-livre para a região oceânica. (Fonte: IAG/USP). O mapa menor mostra a localização dos dados gravimétricos terrestres em relação à cobertura dos dados de satelite. CSF-

Cráton São Francisco; FR- Faixa Ribeira; DTCF- Domínio Tectônico do Cabo Frio; RJ- Rio de Janeiro.

PARTE II

ANÁLISE DE DETALHE: Aeromagnetometria

III.2. Padrão Magnético-Estrutural da Margem Sudeste entre 21º e 24º S

A região de estudo entre 21° e 24° sul foi analisada a partir de dados aeromagnetométricos, de forma a realizar uma correlação mais precisa entre as anomalias magnéticas e a tectônica da margem sudeste nas porções *onshore* e *offshore*, utilizando-se para isso mapas *em camadas*. Assim, cada mapa de anomalias é apresentado em sua forma pura e, sobreposto ao mesmo, são adicionadas 2 camadas: uma camada mostrando a interpretação produzida neste trabalho e uma segunda camada com as estruturas encontradas na literatura.

Uma característica marcante observável no mapa de anomalias aeromagnéticas reduzido ao pólo para o continente (Fig. 3.10) é a linearidade geral no padrão das mesmas, o qual obedece predominantemente a uma orientação NE-SW. Dentre esses, pode-se notar duas subdireções: N45E-S45W e N30E-S30W. Esses lineamentos correspondem a anomalias positivas e negativas, com os mínimos apresentando valores médios de -100 nT, enquanto os lineamentos positivos possuem intensidades variando entre 50 e 250 nT. Esses lineamentos possuem comprimentos de onda entre 2 e 5 km (Fig. 3.10) e ocorrem com grande frequência na porção SE da Faixa Ribeira, na área do Domínio Tectônico da Cabo Frio (DTCF), onde observa-se um adensamento dos mesmos. Nessa região estão mapeados diversos enxames de diques toleíticos mesozóicos (Tetzner e Almeida, 2003; Valente *et al.*, 2005; Stanton *et al.*, 2006), além de falhas extensionais da fase rifte (Almeida et al., 2003), orientados preferencialmente segundo a direção N40-50E.

Os lineamentos localizados ao sul do Cráton São Francisco apresentam um padrão em curva, semelhante à configuração das zonas cisalhantes descritas ao longo da Faixa Ribeira, provavelmente refletindo os sitemas de orientação N45E-S45W do embasamento Precambriano.

Capítulo III - Resultados



Figura 3.10- Mapa de anomalias aeromagnéticas reduzido ao pólo a 150 m de altitude. Iluminação de NW.



Figura 3.11- Mapa de anomalias aeromagnéticas reduzido ao pólo, a 150 m de altutude, mostrando a localização dos perfis magnéticos (linhas azuis) apresentados na figura 3.12. CSF- Cráton São Francisco; KPS-Klippe Paraíba do Sul; ArcM- Arco Magmático Rio Negro; Dco-Domínio Costeiro; DTCF- Domínio Tectônico do Cabo Frio; LTC- Limite Tectônico Central; LTCF- Limite Tectônico do Cabo Frio. Os limites tectônicos da Faixa Ribeira foram baseados em Schmitt *et al.* (2004), Heilbron *et al.* (2000) e Trouw *et al.* (2000). AMC- Alto

Magnético de Campos. As linhas pontilhadas preta e vermelha representam limites tectônicos inferidos neste trabalho.

Aparentemente sobrepondo-se aos lineamentos N45E anteriormente descritos são observados o grupo de lineamentos magnéticos orientados segundo N30E, de curto comprimento de onda (3-5 km) e alta amplitude (> 100 nT) estendendo-se ao longo de toda a área continental, por pelo menos 200 km. Em alguns trechos a intensidade das anomalias é superior a 300 nT, indicando a existência de fontes magnéticas mais expressivas, possivelmente relacionadas a corpos magmáticos intrusivos, não evidenciados na superfície. A ocorrência de diques, por vezes associado às falhas, como reportado na região, constiui o provável responsável pelas anomalias positivas observadas. Como o mapa aeromagnético apresenta resolução para feições superiores a 300 m, as anomalias observadas estariam refletindo grupos de estruturas, como enxames de diques e/ou zonas de falhas.

Além dos lineamentos que predominam no mapa aeromagnético, ficam também evidenciadas no continente altas anomalias positivas semi-circulares, com intensidades superiores a 250 nT. As maiores anomalias positivas da região emersa correspondem aos batólito de granitóides do Frade e da Silva Jardim (Fig. 3.13), atingindo mais de 400 nT. Esses corpos de hornblenda-biotita, de idade Paleozóica, foram gerados na fase tardi- colisional do continente Gondwana. Em mapa, esses batólitos correspondem a anomalias semi-circulares de pelo menos 10 km de largura, ocupando uma área de aproximadamente 100 km² cada. Essas duas importantes anomalias apresentam ainda acentuada assinatura magnética quando se procede à continuação para cima do mapa aeromagnético (Fig. 3.14), indicando que suas fontes magnéticas correspondem a corpos magmáticos profundos, que se estendem a até pelo menos 5 km de profundidade na crosta continental. Também apresentam marcante assinatura magnética as rochas que compõem o Alinhamento Sismo-Magmático Alcalino de Poços de Caldas-Cabo Frio, embora de intensidade mais amena do que os granitóides, chegando a 250 nT (Fig. 3.13).

Na porção *offshore* adjacente à área costeira do Domínio Tectônico do Cabo Frio observa-se a continuação dos lineamentos magnéticos justapostos observados para a região continental. Isso sugere uma continuação do mesmo padrão estrutural do continente emerso nessa porção da plataforma continental, caracterizando uma crosta intensamente intrudida por enxames de diques e falhas orientados segundo a direção principal N40-50E como observado no continente e ilhas oceânicas adjacentes

74

(Schmitt

et al., 2005; Stanton *et al.*, 2006). Em direção a *offshore*, esse padrão magnético muda e pode-se observar a ocorrência de uma larga zona magnética negativa, com valores entre -

100 e -200 nT, sem a presença de anomalias lineares (Fig. 3.11). Essa região de anomalias negativas estende-se para leste até uma a zona marcada por altas anomalias positivas lineares, que será aqui referida como Alto Magnético de Campos (AMC), devido à sua marcante assinatura magnética e importantes implicações tectônicas para a margem (Fig. 3.11 e 3.13). Tais implicações serão pormenorizadas no capítulo IV.

O AMC se insere no grupo de estruturas secundárias orientadas segundo N30E-S30W também descritas no continente (Stanton *et al.*, 2006) e ocupa uma área de cerca de 2.800 km² ao longo da plataforma rasa da Bacia de Campos, até a isóbata de 100 m. Essa constitui a mais proeminente anomalia magnética observável em todo o mapa e é caracterizada por lineamentos justamente dispostos, com amplitudes que variam entre 200-550 nT e comprimento de onda entre 3-6 km. Essa anomalia é limitada lateralmente por acentuados gradientes magnéticos negativos, variando de -100 a -200 nT de intensidade.

Análise dos Perfis Magnéticos

Os perfis magnéticos foram extraídos do mapa aeromagnético reduzido ao pólo. Os perfis **P1** a **P3** mostram a variação da intensidade e do comprimento de onda das anomalias magnéticas ao longo da Faixa Ribeira até a plataforma continental da Bacia de Campos (Fig. 3.12). Essa variação parece correlacionar-se com a presença de estruturas superficiais, como os diques e falhas, assim como com a mudança de litologia associada aos diferentes terrenos dessa faixa. Nota-se no perfil magnético **P1** que a região no entorno do Cráton São Francisco, que correesponde ao Terreno Ocidental da Faixa Ribeira, apresenta uma alta densidade de anomalias de curto comrimento de onda, o que pode estar relacionado ao grande número falhas e zonas de cisalhamento presentes, inclusive coerente com a inflexão para norte observada no padrão das mesmas (Fig. 3.13). O Limite Tectônico Central (LTC), que corresponde a uma zona de cisalhamento regional com mergulho para NW (Almeida, 1998) está bem 76

Capítulo III - Resultados marcado por uma expressiva anomalia magnética negativa, de cerca de -200 nT, que abrange uma zona de 3-4 km de largura (Fig. 3.12). De acordo com a assinatura magnética no mapa total, no mapa continuado para cima e em perfil (Fig. 3.11, 3.14 e 3.12, respectivamente), essa feição se amplia em profundidade, atingindo cerca de 10 km de largura, estendendo-se até pelo menos 15 km através da crosta continental.

O Perfil magnético **P1** mostra claramente os limites tectônicos associados à variação lateral de litologia, refletida na diferença de assinatura magnética entre o Arco Magmático do Rio Negro (ArcM) e o Domínio Costeiro (DCo) (Fig. 3.12). O primeiro exibe anomalias de maiores intensidades (até 130 nT), provavelmente associadas às rochas metabásicas, enquanto o DCo apresenta uma magnetização mais baixa, inferior a 50 nT, relacionado às rochas metasedimentares que o compõe. A mais proeminente anomalia desse perfil, com valores de 250 nT ocorre sobre o AMC, precisamente sobre o Alto estrutural de Badejo.

O perfil magnético **P2** é marcado pela presença de picos positivos e negativos relacionados às falhas intrudidadas por diques, aos enxames de diques e aos sistemas de falhas, respectivamente (Fig. 3.12). No perfil magnético **P1** fica evidente a mudança de litologia entre o Terreno Oriental e o DTCF, representada por um aumento dos valores de anomalias ao longo do Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF), onde atingem valores superiores a 150 nT. A falha que separa esses terrenos, o Limite Tectônico do Cabo Frio (LTCF), pode ser identificada no perfil através de um forte gradiente negativo- positivo em direção ao DTCF (Fig. 3.12). Para SE, em direção a *offhore*, observa-se uma intensa anomalia relacionada ao alto Magnético de Campos (AMC), que nessa porção da plataforma atinge valores de até 500 nT. A forma do AMC, como evidenciado através dos perfis, consiste em sucessivos picos positivos estão, por sua vez, sobrepostos a um domo magnético, com largura entre 20 a 30 km, cuja intensidade mínima é superior a 100 nT (Fig. 3.11 e 3.12)

A forma da anomalia sobre o AMC aponta para a existência de uma fonte magnética profunda (até 15 km de profundidade). Esses resultados deram origem ao modelo apresentado no Capítulo IV, em Discussão.



Figura 3.12- Perfis aeromagnéticos reduzidos ao pólo. Vide figura 3.11 para localização.

O perfil **P3** localizado mais ao sul da área de estudo abrange uma faixa maior do terreno que corresponde ao ArcM, que ocupa a porção NW deste perfil, mostrando picos positivos entre 100 e 150 nT, provavelmente associados à presença de inúmeros enxames de diques. Acentuadas anomalias magnéticas estão associadas aos granitóides, com intensidade entre 150 e 400 nT. A porção sudeste do AMC está representado neste perfil, apresentando valores em torno de 200 nT (Fig. 3.12).

O mapa da figura 3.13 mostra, na região nordeste do Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF), uma suave diminuição da intensidade magnética em direção à região submersa, provavelmente relacionada ao aprofundamento do embasamento magnético, devido a uma maior distância à fonte da anomalia, uma vez que essa área corresponde ao Gráben de São João. O padrão magnético continental nessa porção da plataforma adjacente diferencia-se do restante da área continental. Observa-se um padrão caótico, isto é, sem estruturação interna, numa ampla área de anomalias positivas com intensidades variando entre 50 e 300 nT (fig. 3.13). Essa mudança de padrão de anomalias de SW para NE ao longo do DTCF é difícil de ser explicada, mas pode estar relacionada ao arranjo crustal de camadas interlaminadas do embasamento deste domínio.

Na região do Alto Magnético de Campos, os lineamentos positivos são limitados lateralmente por anomalias magnéticas lineares também de direção N30E, além de lineamentos negativos de direção NW-SE e E-W. Entretanto, as direções subordinadas NW-SE e E-W praticamente não são evidentes através do mapa de anomalias aeromagnéticas para a região continental. Isso pode dever-se a dois fatores: essas direções de lineamentos estarem mascaradas pelos ruídos causados pelas altas frequências que não foram completamente retiradas no micronivelamento aplicado ao levantamento do continente, somado à configuração N-S das linhas de vôo do mesmo; ou pelo fato desses lineamentos e suas estruturas correspondentes serem menos representativos espacialmente do que as demais estruturas de direção NE-SW, com suas assinaturas estando abaixo da resolução do gride aeromagnético.

Capítulo III - Resultados



Figura 3.13 – Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao pólo, a 150 m de altitude. Iluminação de NW.Legenda para figuras 13, 13A e 13B: LTCF- Limite

Tectônico do Cabo Frio, AMC- Alto Magnético de Campos. SJ- Granitóide de Silva Jardim e F- Granitóide do Frade.

Capítulo III - Resultados



Figura 3.13A – Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao pólo, mostrando a interpretação das principais estruturas tectônicas.

Capítulo III - Resultados



Figura 3.13B – Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao pólo, mostrando a comparação da interpretação deste trabalho com Rizzo (1987)

e Silva (1995).

A figura 3.13-A mostra o mapa de anomalias interpretado para as principais feições tectônicas continentais e marinhas, enquanto as estruturas descritas na literatura são mostradas na figura 3.13-B. Essa última foi baseada nos trabalhos de Rizzo (1987) e Silva (1995). A principal característica observada é a corrrelação direta entre as estruturas superficiais do embasamento continental e as anomalias magnéticas de curto comprimento de onda. As anomalias relacionadas aos grupos de falhas e aquelas relacionadas aos enxames de diques mostra-se por vezes similar, dificultando sua distinção. Isso pode dever-se ao contraste magnético lateral associado às falhas ou ainda ao fato de essas falhas estarem intrudidas por diques que não são visiveis na superfície.

O Alto Magnético de Campos (AMC) corresponde, em sua porção extrema nordeste, ao Alto de Badejo, um alto estrutural do embasamento da Bacia de Campos formado na fase rifte (Dias *et al.*, 1987, 1990; Guardado *et al.*, 1989). Limitando-o lateralmente se encontra o Baixo de Corvina-Parati, um gráben também formado nessa mesma fase (Fig. 3.13). Esse baixo estrutural corresponde a uma forte anomalia magnética negativa, que se estende linearmente por mais de 40 km, com valores entre - 150 e -200 nT.

A estruturação crustal mais profunda da área de estudo foi analisada a partir do mapa aeromagnético continuado para cima (Fig. 3.14) e em sua correlação com a gravimetria. A característica que se destaca nesse mapa é a presença de contrastes magnéticos acentuados que marcam os limites entre os diferentes terrenos da Faixa Ribeira, representados pelas faixas de anomalias negativas, principalmente na porção NE dessa faixa. O Limite Tectônico Central (LTC), caracterizada por uma zona de cisalhamento regional (Almeida, 1998) é evidente tanto no mapa de anomalias aeromagnéticas a 150 m de altitude (Fig. 3.13), onde aparece como um lineamento negativo de curto comprimento de onda (3 km) quanto no mapa continuado para cima (Fig. 3.14). Uma anomalia de característica similar é também observada ao longo do contato entre o Arco Magmático do Rio Negro e o Domínio Costeiro, mais ao sul (Fig. 3.13 e 3.14).



Figura 3.14 – Mapa de anomalias magnéticas de longo comprimento de onda (continuado para cima a 5 km de altitude).

Capítulo III - Resultados



Figura 3.14A – Mapa de anomalias magnéticas de longo comprimento de onda (continuado para cima a 5 km de altitude). Os limites tectônicos e falhas foram

interpretados neste trabalho, baseando-se na variação da anomalia magnética e no mapa geológico. KPS-Klippe Paraíba do Sul; ArcM- Arco Magmático Rio Negro; Dco- Domínio Costeiro; DTCF- Domínio Tectônico do Cabo Frio; LTC- Limite tectônico Central; LTCF- Limite

Tectônico do Cabo Frio; CSF- Cráton São Francisco; AMC- Alto Magnético de Campos. Legenda idem para a figura 3.14B



Figura 3.14B – Mapa de anomalias magnéticas de longo comprimento de onda (continuado para cima a 5 km de altitude). Os limites tectônicos e falhas mostrados foram baseando no mapa geológico.

O mapa continuado para cima da figura 3.14 evidencia a forte tendência linear e de orientação N45E-S45W no padrão das anomalias magnéticas para o embasamento magnético em profundidade. Esse fato está provavelmente associado à conformação dos terrenos tectônicos da Faixa Ribeira, que dispõe-se alongadamente, na forma de escamas tectônicas justapostas. A excessão ocorre ao longo do Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF), que não apresenta em profundidade qualquer tendência linear em seu padrão de anomalias.

As maiores anomalias que marcam o embasamento magnético da região *onshore* caracterizam núcleos positivos circulares, associados aos granitóides e intrusões alcalinas do Alinhamento Sismo-magmático Alcalino Poços de Caldas-Cabo Frio (Fig. 3.14). Além dessas anomalias pontuais semi-circulares, são observáveis duas zonas anômalas positivas ao longo do DTCF, uma na sua borda setentrional e outra ao longo da costa norte do Rio de Janeiro (Fig. 3.14). Essas representam um acentuado gradiente positivo que marca um forte contraste lateral nas características da crosta. Partindo-se da premissa de que variações de magnetização refletem indiretamente a composição litológica e podem ser trasncritas sob a a forma de variações laterais de reologia (Schwarz, 1991), interpretou-se essas anomalias como o contato entre o DTCF e o Terreno Oriental, o Limite Tectônico do Cabo Frio (Schmitt *et al.*, 2004).

Uma comparação dos limites tectônicos mapeados na superfície, retirados do mapa geológico simplificado do DRM (Fig. 1.10, Capítulo I) com a interpretação baseada no mapa aeromagnético continuado para cima (Fig. 3.14) mostra uma boa correlação, com diferenças de caráter local (Fig. 3.14A). As principais falhas e limites geológicos que separam os terrenos da Faixa Ribeira na interpretação a partir do mapa continuado para cima mostram-se ligeiramente deslocados em relação àqueles observados através do mapa geológico (Fig. 3.14B). Para interpretar os limites aqui propostos, fez-se uma comparação entre o padrão das anomalias magnéticas a 150 m de altitude (Fig. 3.11), isto é, relacionadas às estruturas mais superficiais, com aquele evidenciado no mapa continuado para cima (Fig. 3.14).

<u>CAPÍTULO IV – DISCUSSÃO</u>

<u>Apresentação</u>

Ao longo deste capítulo serão discutidos os resultados e interpretações primeiramente a partir de uma visão regional, seguida da interpretação em menor escala, relacionada à análise a partir dos dados aeromagnéticos na região compreendida entre 21° e 24° S.

IV. 10 PADRÃO MAGNÉTICO REGIONAL

O padrão de anomalias magnéticas analisado a partir da compilação dos dados de satélite mostra, em larga escala, características distintas entre as regiões continental e marinha ao longo da margem sudeste brasileira. Esse resultado reflete a própria arquitetura crustal de cada uma dessas províncias, sendo coerente com a existência de distintos arcabouços estruturais e composições crustais. A linearidade das anomalias na porção imersa da margem é coerente com a presença de feições extensionais, enquanto o continente exibe características magnéticas típicas de um amalgamento de terrenos, ou uma crosta que foi alvo de sucessivos eventos orogênicos, com a presença de inúmeras estruturas deformacionais (falhas, dobras e extensas descontinuidades crustais), formando um padrão magnético "em mosaico".

Para a região continental, as anomalias magnéticas regionais não apresentaram uma correlação direta com os limites tectônicos dos terrenos geológicos (Fig. 3.1, Cap. III). Entretanto, faixas magnéticas positivas, de longo comprimento de onda parecem acompanhar os limites tectônicos dos cinturões orogênicos presentes, caracterizados por zonas de cisalhamento. É possível notar uma área magnética negativa de longo comprimento de onda, correspondente ao Cráton São Francisco, que está provavelmente relacionada a um embasamento magnético mais profundo. Como essa assinatura magnética está associada a uma região de anomalias bouguer negativas (Fig. 3.9, Capítulo III), isso sugere uma região menos densa e/ou de maior espessura crustal, associado a um contato crosta/manto mais profundo, o que é coerente com a presença das raízes de um cráton. Isso também foi constatado a partir de estudos de velocidades de ondas sísmicas (França, 2003; Schimmel *et al.,* 2003), que demonstraram que essas raízes podem se estender até 250 km de profundidade. Uma regiao positiva caracteriza a porção SW da Faixa Ribeira que corresponde à região do Arco Magmático do Rio Negro, composto por ortognaisses cujos protólitos correspondem aos plutons gerados durante o processo de magmatismo decorrente de subducção de crosta oceânica (Heilbron *et al.*, 2000). Essa crosta oceânica compunha a antiga placa São Francisco, parte do supercontinente Rodínia há 790 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000). Tais características podem ser responsáveis pelas anomalias observadas.

A região do Domínio Tecônico do Cabo Frio (DTCF) apresenta anomalias positivas de maior intensidade, em torno de 100 nT, o que potencialmente est'a relacionado ao seu embasamento caracterizado por uma amálgama de rochas paragnaissicas e metabásicas da sequência supracrustal Búzios-Palmital e ortognaisses do embasamento paleoproterozóico (Schmitt *et al.*, 2004). Como essas sequências estão intercaladas com uma foliação de baixo ângulo e dobradas, não é possível distinguir suas assinaturas magnéticas através do mapa regional, entretanto o limite tectônico que o separa do Dominio Costeiro, pertencente ao Terreno Oriental da Faixa Ribeira a oeste está claramente marcado por um acentuado gradiente magn'etico, possivelmente associado ao contraste de magnetização no contato entre estes dom'inios, indicando terrenos litológicamente contrastantes (Fig. 3.1).

Os limites tectônicos da Faixa Ribeira, especialmente no entorno do Cráton São Francisco onde ocorrem as falhas e zonas de cisalhamento regionais, podem estar gerando o contraste magnético responsável pelo gradiente observado, somado ao contraste relacionado à diferença lateral de litologia.

A presença de fontes magnéticas subsuperficiais, como intrusões magmáticas, sendo responsáveis pelas diferenças de magnetização observadas, é pouco provável considerando o longo comprimento de onda das anomalias e a escala de análise considerada. Entretanto, pode-se considerar como possivel responsável pelas anomalias magnéticas observadas no continente o Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio (Thomaz-Filho e Rodriguez, 1999). A importância desse alinhamento na estrutura crustal do sudeste já havia sido salientada por Schimmel *et al.* (2003), que postularam sua fonte no manto superior.

IV.1. 1 Os Lineamentos Magnéticos e as Estruturas Formadas na Margem Continental

Na região marinha, o mapa de anomalias magnéticas de larga escala (Fig. 4.1) mostra lineamentos magnéticos caracterizados por gradientes positivos e negativos da anomalia que ocorre junto à costa do sudeste, potencialmente relacionados à presença de descontinuidades, de caráter litológico ou não, em subsuperfície (até 15 km de profundidade). O primeiro lineamento, que corresponde ao máximo magnético (MM1) é naturalmente seguido por um alinhamento de anomalias zero (MM0). Nessa região, esse gradiente magnético define a localização de uma mudança nas características da crosta. Essa mudança pode ser de origem composicional/estrutural ou estar associada a um aprofundamento do embasamento magnético.

Segundo modelagem geofísica de Mio *et al.* (2005) na Bacia de Santos, utilizando sísmica, magnetometria e gravimetria, uma estrutura crustal coerente com as anomalias observadas nessa porção da margem implicaria na existência de uma calha marginal, preenchida por rochas vulcânicas na área proximal da margem. O modelo mostra uma calha localizada na base da sequência rifte e cobrindo uma área de, pelo menos 25 km, próximo à costa, o que se correlaciona à localização das anomalias MM1 e MM0 interpretadas. Assim, o primeiro máximo magnético pode estar relacionado às falhas da zona de charneira das bacias e a um possível preenchimento dos grabéns por rochas ígneas básicas. O segundo lineamento positivo de máxima anomalia magnética (MM2) acompanha o traçado do anterior e da linha de costa e apresenta intensidade e comprimento de onda similar ao MM1. A correlação direta desses lineamentos com a configuração das estruturas da margem, inclusive com a linha de charneira das bacias e as falhas da fase rifte, sugere que as anomalias magnéticas regionais refletem o próprio arcabouço estrutural da margem.

Rabinowitz e LaBrecque (1979) haviam mapeado um anomalia linear quase contínua que apresentava correlação tanto na costa da Argentina, sul do Brasil quanto oeste da Africa. Esses autores interpretaram o máximo gradientre positivo-negativo da anomalia linear como a zona de transição entre o embasamento continental e oceânico, chamando-a *Anomalia G* (Fig. 1.3). Na interpretação desses autores, essa anomalia se encontraria localizada ligeiramente mais próxima do continente do que na interpretação mais recente de Max *et al.* (1999). Esses últimos propuseram que na Bacia da Argentina a A*nomalia* G estaria localizada sobre o máximo da anomalia magnética linear e não sobre seu gradiente.

As rochas que compõem essa *Anomalia G* constituem os precursores tectonomagmáticos que imediatamente precedem a transição da fase rifte, de extensão continental, para a fase de espalhamento oceânico (Leford e Max, 1984). Por constituírem o local onde ocorreram as intrusões ígneas que culminaram finalmente na ruptura da crosta, essas rochas apresentam uma alta magnetização, mas são parte inerente à placa continental.

O segundo lineamento magnético MM2 interpretado neste trabalho apresenta similaridades, no que diz respeito à forma e localização, com a *Anomalia G* dos supracitados autores (Fig. 4.1). A partir desse pressuposto, propoe-se que a MM2 seria causada por uma concentração de falhas e intrusões magmáticas concentradas ao longo de uma estreita faixa, caracterizando o futuro *lócus* para o início a formação do assoalho oceânico.

Em seus estudos na margem do Japao, Cho *et al.* (2004) observaram um acentuado gradiente magnético na região de transição crustal continente-oceano. A partir de modelagem magnética e sismologia, os autores propuseram a presença de uma crosta continental estirada intrudida por material ígneo e um *underplating* no nível da crosta inferior, para justificar a anomalia observada.

Ressalta-se ainda que o padrão das anomalias magnéticas não mostra nenhuma correlação com uma importante feição da margem, o Platô de São Paulo (Fig. 4.1). Por ser caracterizado por grande volume de rochas salíferas e sedimentos, essa feição apresenta uma marcante assinatura nos mapas batimétrico e gravimétrico, ao contrário do que ocorre no mapa magnético. Isso reforça a interpretação de que esse mapa exibe *somente* a estruturação crustal regional, com suas descontinuidades e variações laterais de magnetização/composição do *embasamento*, podendo ser alternativamente utilizada na investigação da sua estruturação. Nos estudos sobre a evolução tectônica da margem, a presença do Platô de São Paulo dificulta a interpretação estrutural devido ao grande acúmulo de sal, mascarando o arcabouço tectônico da Bacia de Santos (Gamboa *et al.*, 2008). Isso fez com que muitos modelos interpretassem a presença de uma crosta continental sob o mesmo, admitindo que a deposição do sal ocorreu sobre esta, isto é, antes da ruptura continental e formação de crosta oceânica. A partir dessa premissa, a definição da zona de transição continente-oceano é estabelecida no limite externo deste platô (Kumar e Gamboa, 1979; Ojeda, 1982;

90

Macedo, 1989; Cainelli e Mohriak, 1999). Entretanto, alguns autores propuseram alternativamente que as camadas halocinéticas das bacias do Atlântico Sul tivessem se depositado sobre crosta oceânica, ou seja, são posteriores à ruptura (Nürnberg e Müller, 1991; Guiraud e Maurin, 1992; Karner, 2000; Abreu, 1998; Fonck et al., 1998; Marton et al., 2000), ou ainda contemporâneos à formação desta (Gamboa et al., 2008) ou parcialmente depositado em substrato não-continental (Jackson et al., 2000). Esses últimos propuseram ainda a provável existência de Seaward dipping reflectors (SDRs), ou seja, refletores relacionados às rochas vulcânicas que mergulham para o mar, sob o Platô de São Paulo, mascarados pelos depósitos de sal. O significado tectônico dos SDRs é globalmente associado à zona de transição continente-oceano. O modelo cinemático de Moulin et al. (2005) para o Atlântico Sul, a partir de análise sísmica da margem de Angola, propõe que os depósitos de sal foram depositados posteriormente ao processo de formação de uma proto-crosta oceânica, classificada como uma crosta intermediária, com características nem puramente continentais nem oceânicas, intrudida por material ígneo. Essa suposição é coerente com os lineamentos magnéticos observados na margem.

De acordo com o padrão de anomalias magnéticas de larga escala observado e discutido anteriormente, a presença de lineamentos de máximos magnéticos que acompanham quase-equidistantemente a costa e as estruturas mesozóicas parece refletir a estruturação do rifte para essa margem. A sucessão de máximos e mínimos no gradiente magnético tem sido interpretado como *lócus* da transição crustal (Rabinowits e LaBreque, 1979, Max *et al.*, 1999). Gladcenko *et al.* (1997) em seu trabalho na margem africana, propõem a presença de dois tipos crustais sobrepostos, isto é, uma crosta continental estirada presente sob rochas ígneas extrusivas relacionadas à zona de ruptura. O limite contienente-oceano é definido na porção mais distal dessa zona, ao qual está associado anomalias magnéticas lineares de alta amplitude, interpretadas como a *Anomalia G*.

Assim, no presente trabalho propõe-se que esses lineamentos regionais representem uma transição entre uma crosta continental "normal", isto é, espessura em torno de 30 km e composição principalmente ácida, para uma crosta estirada e intensamente intrudida por material vulcânico, de composição próxima àquela de crosta oceânica. A localização do MM2, que corresponde ao gradiente máximo magnético mais distal, pode estar indicando a localização da *Anomalia G*, interpretada como a zona de transição crustal continente-oceano (Fig. 4.1).

91

Capítulo IV - Discussão



Fig. 4.1- Mapa de anomalias magnéticas da margem sudeste para comparação do limite crustal relacionado à transição continenteoceano proposto neste trabalho, a partir da magnetometria (Anomalia G) com trabalhos anteriores. A linha azul pontilhada mostra o limite proposto por Karner (2000) a partir do modelo bouguer e a linha branca indica o limite proposto por Gamboa *et al.* (2008) a partir de interpretação sísmica.
IV. 1.2 A Segmentação Tectônica na Margem Sudeste

O deslocamento no alinhamento das anomalias marginais por lineamentos negativos, como mostrado no mapa de contorno das anomalias magnéticas regionais (Fig. 3.4, Cap. III) pode ser interpretada como evidência da segmentação tectônica da margem, onde as zonas magnéticas positivas representariam altos do embasamento, ou regiões de intrusões magmáticas básicas a ultrabásicas. As áreas negativas estariam associadas aos depocentros de bacias e/ou grábens, que constituem províncias caracterizadas por rochas menos magnetizadas e/ou de maior profundidade do embasamento magnético. Dessa forma, a distribuição dessas áreas magneticamente distintas, parece estar refletindo a tectônica atuante durante o processo de rifteamento, seja pela presença de intrusões ígneas básicas ou de levantamento e rebaixamento de blocos.

As anomalia magnética positivas observada associadas ao Alto do Cabo Frio está provavelmente relacionada `a presença de magmatismo concentrado nessa zona (Mizusaki e Mohriak, 1992; Oreiro, 2006). A presença de lineamento magnética negativa sob esse alto apresenta correlação com a continuação do traçado das zonas de fratura de Martinz Vaz e da Zona de Transferencia do Rio de Janeiro, também correlacionável ao prolongamento da ZFMV em direção à margem e sua continuação continente adentro na forma do Alinhamento Paranapanema (Fig. 3.4), como tem sido sugerida por diversos autores (Asmus, 1975, 1984; Alves, 1981, 2002, Almeida, 1996). Sua coincidência com a inflexão na linearidade das anomalias magneticas próximo à borda do continente em torno de 23.5° S e 44° W suporta tal hipótese. Esse resultado sugere uma associação direta entre tectonismo e magmatismo na evolução tectonica da margem sudeste.

A mudança no alinhamento dos altos magnéticos é acompanhada por outra de caráter estrutural, relacionada às direções estruturais da fase rifte e as estruturas transversais, como a Zona de Transferência do Rio de Janeiro (ZTRJ), a qual teria atuado como uma falha de transferência durante o rifteamento, acomodando os esforços regionais, as diferenças laterais de reologia e/ou graus de estiramento distintos da crosta (Asmus, 1978, 1984, Ponte e Asmus, 1975; Alves, 1981, 2002,

Capítulo IV - Discussão

Macedo, 1989). Almeida (1998) apontou que o rifteamento teria gerado uma série de riftes alongados orientados

segundo a direção NE-SW. As fahas de transferência teriam causado saltos na posição desses riftes, segmentando-os em distintos compartimentos. Essa segmentação é visível através do deslocamento dos contornos das anomalias magnéticas, caracterizando uma tectônica de componente preferencialmente dextral (Fig. 3.4, Cap. III).

Relações Estruturais de Larga Escala entre o Embasamento Continental e a Feições Marginais, onde as estruturas deformacionais e descontinuidades (falhas e dobras) do embasamento continental projetam-se em *offshore* nas bacias de Santos e Campos, refletindo o embasamento cristalino correspondente aos cinturões dobrados do sudeste, orientado segundo NE-SW (Alves, 1981; Ojeda, 1982; Cordani *et al.*, 1983; Zalán e Oliveira, 2005). As estruturas formadas no rifteamento também acompanham, em linhas gerais, os *trends* estruturais continentais. Entretanto, entre 24^o e 23^o S observa-se uma estruturação E-W ao longo da margem sudeste, relacionada às estruturas Mesozóicas, incluindo a linha de costa. Essa configuração E-W é restrita às feições da margem, não sendo observada no continente, indicando que o controle estrutural sobre as feições marginais formadas está relacionado à tectônica atuante desde a fase rifte, no Cretáceo. Essa configuração parece representar a linha de quebra para o Gondwana nessa porção da Placa Sul-Americana, num padrão de orientação que segue, na margem sudeste desde 26^o até 20^oS, as direções NE-SW / E-W / NNE, respectivamente.

Le Pichon e Hayes haviam sugerido em 1971 que o controle mecânico exercido pelos segmentos de espessa litosfera continental tinha um papel muito mais importante do que aquele da litosfera oceânica durante a formação de uma placa. Nesse contexto, as fraturas marginais seriam formadas como extensões dos principais *offsets* continentais, o que também foi proposto para o rifte jovem do Golfo de Adem (Fantozzi, 1995). O trabalho de Corti *et al.* (2003) sobre o papel das estruturas herdadas do embasamento continental no processo de ruptura continental, a partir de modelagem matemática e de análogos, mostra que a presença de anisotropias pré-existentes definem a localização e favorecem a ruptura continental e formação da nova margem. Já Francheteau e Le Pichon (1972) sugerem que o arcabouço estrutural, para a margem continental do Atlântico Sul, foi controlada principalmente pelos deslocamentos dos *ridges* marginais formados pela abertura inicial e chaman atenção

para a importância das estruturas transversais na formação das bacias marginais. O padrão estrutural que caracteriza a margem sudeste é,

até certo ponto, refletido através dos lineamentos das anomalias magnéticas regionais *offshore* (Fig. 4.1). A discrepância estrutural entre as feições formadas no rifte e as direções estruturais do embasamento continental, observada na área marginal entre os paralelos 23° e 24° S pode estar indicando que a linha de quebra do Gondwana seguiu, de forma geral, as antigas linhas de fraqueza pré-existentes. Entretanto, nessa porção da margem, essa linha de quebra obedeceu aos tensores atuantes na fase rifte. Essa suposição encontra subsídios também no fato de que, nessa região, a linha de costa condiz perfeitamente com a orientação de stress horizontal máximo (\Box_1) para a região continental adjacente à Bacia de Santos, calculada por Meijer (1995) apud Lima *et al.* (1997), relacionado à fase rifte.

Além disso, é marcante a coincidência entre o traçado da Zona de Fratura de Martns Vaz, que coincide com o círculo de 42,5 de Francheteau e Le Pichon (1972) (Fig. 1.2, Capítulo I) em direção ao continente e a linha de costa nessa porção da margem. Essa região corresponde a única área da margem brasileira onde ocorre tal correlação estrutural com os grandes círculos traçados de abertura do Atlântico Sul, interpretados pelos supracitados autores.

IV. 2 Evidências de uma Anomalia Magnética Regional no Sudeste

Foi identificada a existência de uma ampla área magnética anômala que compreende toda a porção da borda continental das bacias de Santos e Campos, principalmente concentrada entre 22° e 25° S, observável a partir do mapa de anomalias magnéticas de longo comprimento de onda (Fig. 4.2). Essa área magnética positiva encontra ainda paralelo no padrao de anomalias de gravidade ar-livre (mar) e bouguer (continente) (Fig. 3.9), onde ocorrem dois altos gravimétricos ao longo da Plataforma Continental Sudeste orientados ENE-SSW até a inflexão da costa na altura de Cabo Frio. Na região do Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF) ocorrem os maiores valores da porção continental.

Tal anomalia positiva regional pode estar relacionada à história tectono-magmática dessa porção da margem brasileira, a qual foi alvo de dois eventos térmicos no Meso-Cenozóico. O primeiro evento ocorreu no Cretáceo Inferior, originando vasto magmatismo toleítico, e o segundo evento se deu no Cretáceo Superior-Eoceno Inferior, caracterizado por magmatismo alcalino (82-53 Ma, Amaral et al., 1967; Sichel et al., 1997; Thompson et al., 1998). Tais eventos teriam enormes consequências na evolução tectônica e sedimentar regional, causando primeiramente um soerguimento de uma ampla área do sudeste, incluindo a plataforma continental e região adjacente do continente na fase pré-rifte (Torquato, 1976; Asmus, 1978, 1984; Asmus e Ferrari, 1975; Fulfaro et al., 1982 e Macedo, 1989). Em consequência, a crosta continental viria a apresentar uma reologia diferenciada. Segundo Macedo (1990) esse processo favoreceria a formação de uma ampla região mais dúctil com a geração de zonas de falhas de transferência, as quais acomodariam os deslocamentos laterais entre os blocos crustais de diferentes reologias e taxas de subsidência. Aqui pode-se citar as Zonas de Transferência do Rio de Janeiro e a de Florianópolis. No Cretáceo, esse soerguimento teria afetado a porção inferior da litosfera continental e ocasionado um processo erosivo superior, associado a intenso afinamento crustal (Asmus, 1978; Thompson et al., 1998; Almeida e Carneiro, 1998; Zalán e Oliveira, 2005). Os detritos dessa erosão comporiam os depósitos sedimentares da Bacia de Santos (Macedo, 1989; Almeida e Carneiro, 1998).

Uma das possíveis explicações para a presença da anomalia magnética de larga escala seria a ocorrência de *underplating*, no nível da crosta inferior, ocasionado pela intrusão de rochas máficas em decorrência desses eventos. Esse processo estaria provavelmente relacionado também à formação dos derrames basálticos de Serra Geral, na Bacia do Paraná, e poderia estar associado à atividade da Pluma de Tristão da Cunha. Uma *assinatura* litosférica relacionada à passagem dessa pluma sob o sudeste brasileiro foi proposta por Schimmel *et al.* (2003), representada por uma zona de anomalias de baixa velocidade de ondas sísmicas.

Um dos recentes modelos sobre esse processo tectono-térmico foi apresentado por Zalán e Oliveira (2005) (Fig. 4.3). Durante o Cretáceo teria ocorrido um 'pulso de natureza epirogenética regional', que abrangeu desde o Rio Grande do Sul até o Espírito Santo no Coniaciano (88 Ma, Almeida e Carneiro, 1998).



Figura 4.2- Mapa de anomalias magnética de longo comprimento de onda, obtido com um filtro passa-baixa, com janela de 50 km.



Figura 4.3- Modelo de Zalán e Oliveira (2006) mostrando a reconstiuição do soerguimento do embasamento continental regional que teria originado a Serra do Mar Cretácica (área vermelha).

Tal evento foi acompanhado de intrusões ígneas e de um soerguimento maciço da crosta continental, numa escala de comprimento de onda de milhares de quilômetros e amplitude entre 2.000 e 3.000 m, causado por uma anomalia termal no manto (Fig. 4.3). Uma análise comparativa com esse modelo mostra que a configuração proposta para a área relacionada a esse soerguimento regional apresenta uma razoável correlação com a região anômala observada no mapa de anomalias magnéticas de longo comprimento de onda (Fig. 4.2). Essa hipótese da alteração crustal em larga escala no sudeste como responsável pela anomalia magnética regional observada merece ser testada através de um estudo integrado, utilizando outras ferramentas, em conjunto com modelagem geofísica.

IV. 3 ARQUITETURA CRUSTAL DA REGIÃO CONTINENTAL E DA BACIA DE CAMPOS ADJACENTE - *Evidências a partir da Aeromagnetometria*

A região de estudo apresenta uma alta variação espacial da magnetização, refletindo um padrão crustal relacionado ao amalgamento de diferentes terrenos tectônicos durante a sua formação, somando-se a isso a deformação posterior caracterizada por uma tectônica extensional gerada pelos pulsos magmato-tectônicos associados à rupura do Gondwana. A análise a partir de aeromagnetometria mostra uma região continental, na área que corresponde ao Estado do Rio de Janeiro, marcada por lineamentos magnéticos caracterizados por forte tendência NE-SW, exibindo padrões em curva, de alta amplitude e curto comprimento de onda. Esse padrão está relacionados às estruturas deformacionais da Faixa Ribeira, considerando a sua forma, localização e padrão magnético observados (Fig. 4.4). É portanto coerente o padrão de lineamentos magnéticos e as estruturas rúpteis e dúcteis da Faixa Ribeira, inclusive refletindo a mudança de orientação que ocorre no contorno do Cráton São Francisco.

As estruturas de caráter rúptil mesozóicas, de orientação principal NE-SW, são comumente intrudidas por diques toleíticos, contribuindo para gerar as altas amplitudes responsáveis pelos lineamentos magnéticos observados (Fig. 4.4). Tais diques de diabásio são considerados como a principal fonte para as anomalias magnéticas, uma vez que

essas estruturas contribuem duplamente para produzir um contraste magnético. Por um lado constituem em si uma descontinuidade, isto é, uma variação lateral de litologia, que apresenta, característicamente, um alto teor de minerais magnetizáveis. Tal associação entre diques e falhas/fraturas do embasamento sugere que o processo de rifteamento envolveu antigas direções estruturais, reaproveitando linhas de fraqueza pré-existentes. Em contrapartida, essa possibilidade não pode ser considerada para o Domínio Tectônico do Cabo Frio, uma vez que seu embasamento não apresenta as mesmas linhas de fraqueza orientadas segundo NE-SW do restante da Faixa Ribeira, como será discutido no item

3.1.1. Isso implica em que essas estruturas magmáticas mesozóicas formaram-se independentemente da existência desas descontinuidades NE-SW, e parecem ter sido principalmente controladas pela tectônica rúptil à época de sua formação.

Assim, as anomalias magnéticas evidenciam como principal direção estrutural no continente N45E-S45W. Subordinadamente estão presentes estruturas lineares orientadas segundo N30E-S30W (Fig. 4.4), evidenciadas por lineamentos magnéticos positivos e negativos, que por vezes parecem truncar aos anteriormente descritos. Essas anomalias são principalmente evidentes na região de águas rasas da Bacia de Campos, onde observa-se uma acentuada anomalia magnética linear disposta segundo essa direção, o Alto Magnético de Campos (AMC) (Fig. 4.14).

A partir da comparação com o mapa estrutural do topo do embasamento acústico de Dias *et al.*, (1987), pode-se observar que as estruturas como falhas e fraturas do embasamento na região *offshore* ao norte da Bacia de Campos formadas na fase rifte, inclusive o principal *horst* formado na fase rifte, o Alto de Badejo, limitado lateralmente pelo Baixo de Corvina-Parati, apresentam uma orientação semelhante àquela observada para o AMC. Isso aponta para uma contemporaneidade entre essas feições e o AMC, sugerindo que esse alto magnético teria se formado na fase rifte, a partir do intenso estiramento crustal (Guardado *et al.*, 1989). A permanência dessa importante anomalia no mapa continuado para cima (Fig. 4.5), ainda mantendo uma direção N30E-S30W evidencia que esta feição não consiste numa estrutural superficial, mas faz parte do próprio embasamento da Bacia de Campos (vide também discussão do modelo no item IV. 6.2). O embasamento magnético da Faixa Ribeira, a partir do mapa continuado para cima em 5 quilômetros mostra uma configuração alongada segundo a direção NE-SW para os terrenos que compõe a Faixa Ribeira, relacionado à sua disposição lateral sob a forma de lascas tectônicas. Essa crosta foi marcada por uma transpressão segundo um eixo NW-SE no Neoproterozóico e Eopaleozóico (Heilbron *et al.*, 2000). A exceção ocorre para o Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF) devido ao fato de que este constitui um terreno alóctone à Faixa Ribeira, que foi amalgamado no final da formação do Gondwana, constituindo um evento orogênico tardio, a Orogenia Búzios (Schmitt *et al.*, 2004). Isto se reflete no seu padrão estrutural cujo arcabouço é caracterizado por estruturas subhorizontais decorrentes de uma tectônica compressional de baixo ângulo (Schmitt *et al.*, 2008).

Ao longo da Faixa Ribeira é possível observar um aumento gradativo na intensidade das anomalias de NE para SW (Fig. 4.5), o que pode estar relacionado à presença do Arco Magmático do Rio Negro na sua porção SW, caracterizado por rochas metabásicas, possivelmente responsáveis por uma maior intensidade de magnetização do que as metassedimentares do Domínio Costeiro no Terreno Oriental (Fig. 4.4 e 4.5). Segundo Eirado et al., (2007), a partir de perfil tectônico interpretado para essa região, o Terreno Ocidental comporia uma lasca tectônica colocada sob o Arco Magmático do Rio Negro através de uma falha de empurrão com mergulho para NW. Segundo essa hipótese, as rochas do Terreno Oriental estenderíam-se ao longo da crosta que compõe a Plataforma Continental ao sul do Rio de Janeiro sob uma camada de rochas do complexo Magmático do Rio Negro. Essa proposta não encontra subsídios a partir dos dados magnetométricos regionais (Fig. 3.2, Capítulo III), uma vez que o Arco Magmático do Rio Negro apresenta maiores intensidades de magnetização do que os metasedimentos do Terreno Ocidental. Como o mapa de anomalias magnéticas aqui analisado não reflete feições superficiais, a presença de rochas pouco magnetizadas sob o Arco Magmático é pouco provável. A presença de anomalias magnéticas altas e positivas nessa região está relacionada a um embasamento magnético de forte contraste magnético, relacionado às variações de intensidade de magnetização das rochas crustais localizadas até 15 km de profundidade. Esse fato descarta a hipótese de rochas pouco magnetizadas localizadas

Capítulo IV - Discussão

em porções mais inferiores da crosta nessa área.

IV. 3.1 Os Limites Tectônicos da Faixa Ribeira

A variação de intensidade magnética observada no mapa aeromagnético (Fig 4.4 e 4.5) é coerente com a presença de diferentes terrenos tectônicos dispostos lado a lado como observado ao longo da Faixa Ribeira, cujos limites tectônicos dispõe-se segundo a direção N45E e representam um forte contraste lateral de magnetização. A análise do mapa aeromagnético Continuado para Cima (Fig. 4.5) permite a visualização do comportamento dessas anomalias e de suas estruturas associadas em profundidade na crosta, mostrando a importância dessas feições na estruturação do mesmo. Os limites tectônicos regionais como o Limite Tectônico Central (LTC) e o Limite Tectônico do Cabo Frio (LTCF), a partir de suas assinaturas magnéticas no mapa total, no mapa continuado para cima e em perfil (Fig. 4.4, 4.5 e 3.12 do Capítulo III, respectivamente), correspondem a importante descontinuidades crustais.

Além destes limites, é possível também notar a existência de uma marcante anomalia negativa que definde outro importante limite, nesse caso associado ao contato entre o Domínio Costeiro e o Arco Magmático do Rio Negro, o qual apresenta características magnéticas semelhantes àquelas observadas mais ao norte, para o LTC.

É possível também notar, a partir de uma comparação entre os mapas aeromagnéticos a 150 m e a 5 km de altitude (Fig. 4.4 e 4.5, respectivamente) a ampliação lateral da anomalia negativa associada a estes limites tectônicos, indicando que os mesmos se encontram profundamente incrustados, afetando a estrututra crustal da Faixa Ribeira. Pela configuração do embasamento magnético, podería-se estimar que essas descontinuidades abrangem uma faixa superior a 10 km de largura, podendo estender-se verticalmente por pelo menos 15 km de profundidade na crosta.

A delimitação desses terrenos tectônicos a partir do mapa geológico simplificado (Fig. 1.10, Capítulo I) apresenta algumas diferenças em relação àqueles obtidos a através da análise magnética. A sua definição a partir do mapa aeromagnético total não se mostra o método mais eficiente, uma vez que estes constituem descontinuidades de larga escala. Tais feições são melhor evidenciados a partir de uma análise do embasamento profundo. Portanto, sua interpretação foi baseada nos contrastes laterais de magnetização obtidos a partir da continuação para cima do mapa aeromagnético.



Figura 4.4 Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao pólo, a 150 m de altitude, mostrando a interpretação das principais estruturas tectônicas. Iluminação de NW



Figura 4.5 - Mapa de anomalias magnéticas de longo comprimento de onda, continuado para cima a 5 km de altitude. Para legenda vide texto.

Isso pode dever-se ao deslocamento da anomalias magnética quando feito o procedimento de continuação para cima, embora a resolução dos dados aeromagnéticos seja de boa qualidade o que minimiza os erros derivados do tratamento matemático. Outra possível explicação seria o fato de que os limites aqui apresentados não estarem relacionados à feições superficiais, como aquelas mapeados em terra, mas refletirem sim a estruturação subsuperficial do embasamento e por isso podem apresentar diferenças lateralmente em profundidade em relação à posição destes na superfície. Nesse contexto, os resultados aqui apresentados podem servir para aprimorar a delimitação dessas estruturas nas áreas onde não é possível mapeá-las superficialmente devido à cobertura sedimentar ou dificuldade de acesso.

IV. 3.2 O Padrão Magnético-estrutural do DTCF - Um terreno alóctone ?

Uma mudança no padrão de anomalias continentais ocorre ao longo do DTCF, a qual pode ser explicada pelo próprio arranjo crustal do embasamento deste domínio. A sua orientação estrutural interna é NW-SE, ortogonal àquela observada nos demais terrenos tectônicos da Faixa Ribeira. O padrão magnético caótico que é visível na sua porção nordeste pode estar refletindo o seu arranjo crustal amalgamado, caracterizado pela interlaminação entre as rochas supracrustais metasedimentares, anfibolitos e o embasamento paleoproterozóico ortognaissico, todos dobrados tectonicamente (Schmitt *et al.*, 2004).

Embora esse terreno apresente uma estruturação diferenciada da Faixa Ribeira, são observados lineamentos N45E-S45W, principalmente concentrados em sua porção SW (Fig. 3.11) semelhante ao que ocorre no restante do continente e na região ao longo do cabo peninsular de Arraial do Cabo, Cabo Frio e Búzios. Esses lineamentos magnéticos estão potencialmente associados aos sistemas de falhas e diques mesozóicos (Schmitt *et al.*, 2005; Stanton *et al.*, 2007). Na ponta NE desse domínio, em contrapartida, observa-se a ausência destes lineamentos NE-SW, notando-se um padrão de anomalias magnéticas caótico, sem estruturação definida, que constitui o embasamento do DTCF. A presença de duas sequências crustais intercaladas tectônicamente através de falhas de empurrão

subhorizontais pode ser responsável pelo padrão magnético observado. De acordo com os recentes mapeamentos terrestres, (PRONAGEO, inédito.) praticamente não são observados diques ao longo dessa região do DTCF. Isso poderia explicar o padrão magnético observado. A diminuição da presença das estruturas crustais rasas responsáveis pelos lineamentos magnéticos de alta frequência no mapa, torna visível o padrão magnético-estrutural do embasamento. De acordo com as anomalias magnéticas, o padrão do embasamento desse domínio é caracterizado por uma assinatura não-linear, que se estende até pelo menos 5 km de profundidade crustal, como evidenciado no mapa continuado para cima (Fig. 3.14), e o distingue estruturalmente do restante da Faixa Ribeira. Esse interpretação é coerente com a história tectônica desse domínio, que não participou dos eventos colisionais iniciais que deram origem ao Gondwana associados à compressão dos terrenos da Faixa Ribeira, mas foi tardiamente amalgamado no Cambriano (Schmitt et al., 2004). Seu arcabouco magnético-estrutural diferenciado estaria, portanto, relacionado à presença de diferentes sequências crustais interlaminadas, compostas por metassedimentos, ortognaisses e anfibolitos.

IV. 3.2.1 Modelagem da estrutura crustal em Cabo Frio

De forma a permitir a compreensão do arcabouço estrutural da área de estudo, foi realizada uma modelagem bidimensional a partir de um perfil transversal ao Limite Tectônico do Cabo Frio (LTCF) (Fig. 4.4 e 4.5).

A anomalia negativa linear que corresponde à esse limite constitui um acidente geológico que afeta o embasamento magnético propriamente dito, colocando em contato duas crostas de magnetização distinta. O padrão da anomalia pode ser interpretado em termos da estruturação dos blocos que compõe o embasamento. Nesse contexto, foram construídos dois modelos distintos: o Modelo 1 considera-se que o DTCF está em contato com o Terreno Oriental da Faixa Ribeira através de uma falha de empurrão com mergulho para NW (Fig. 4.6).

Capítulo IV - Discussão



Figura 4.6- Detalhe do mapa tectônico da Faixa Ribeira Central, mostrando a localização do perfil interpretado para o Limite Tectônico do Cabo Frio. O perfil simplificado A – A' é mostrado na parte inferior. (modificado de Heilbron *et al.*, 2000; Schmitt *et al.*, 2004)

O Modelo 2 propõe que o limite que separa o domínio em questão corresponde a uma falha de empurrão, mas com mergulho para SE (Fig. 4.8). Essa última proposta corresponde à geometria mapeada na região de Macaé, norte do Estado do Rio de Janeiro, para o contato entre dos ortognaisses paleoproterozóicos e as rochas metassedimentares neoproterozóicas (Fonseca, 1998; Schmitt *et al.*, 2004), como representada no perfil A – A' da figura 4.6.

A concepção do modelo levou em consideração somente a magnetização induzida, uma vez que não existem dados a cerca da intensidade da magnetização remanescente, tampouco da susceptibilidade magnética em rochas para a região de estudo. Nesse caso admitiu-se os valores existentes na literatura para ambientes tectônicos similares (Pilkington e Percival., 1999; Cauvin-Cayet *et al.*, 2001). Apesar destas limitações, foi possível aproximar razoavelmente os dados observados com os valores calculados pelo modelo. Considerou-se os valores de magnetização baseando-se no trabalho de Pilkington e Percival (1999), segundo o qual os granitos e granodioritos de origem profunda do Bloco de Minto no Canadá apresentam altos valores de magnetização, equivalentes a 0.048 SI, superiores às metavulcânicas.

É importante conhecer a evolução tectônica de uma área onde deseja-se realizar uma modelagem dessa natureza, uma vez que os parâmetros considerados no modelo requerem tais informações. A história evolutiva termal e erosional dos terrenos tectônicos influencia nos parâmetros de entrada admitidos e quanto mais próximos estes da natureza dos corpos envolvidos mais realístico poderá ser o modelo. A Faixa Ribeira sofreu o último evento tectono-térmico durante o Cambro-Ordoviciano (Schmitt *et al.*, 2004). As unidades litotectônicas localizadas no extremo SE dessa faixa tiveram suas rochas metamorfisadas até as fácies anfibolito a granulito, em temperaturas superiores a 820 graus e pressões acima de 10 Kbar (Schmitt *et al.*, 2004). Há cerca de 505 Ma, o DTCF estava resfriando-se a uma taxa de 10°C /Ma e a partir de então a 5°C/Ma. Isso leva a supor que a pelo menos 300 Ma. essas unidades já haviam atingido o equilíbrio térmico atual, isto é, constituindo áreas continentais estáveis termicamente. Assim, considerou-se aqui uma Isoterma de Curie a aproximadamente 15-20 km de profundidade crustal (Blakely, 1988), admitindo-se um gradiente geotérmico de 30°C /km.

A resposta a partir da modelagem magnética mostrou um bom ajuste geral entre a curva observada e aquela calculada para a distribuição de magnetização e a partir de uma estimativa da geometria dos blocos que compõe a FR. A curva calculada que melhor se ajustou aos dados observados corresponde aquela que considera uma falha com mergulho para NW, como apresentada no Modelo 1 da figura 4.8. A configuração da falha do LTCF com mergulho para SE não apresenta um ajuste preciso da curva, a partir dos dados aeromagnéticos, mas tampouco pode ser decartado, uma vez que o modelo corresponde a apenas uma aproximação. O mínimo observado na curva da anomalia foi atribuído à falha que caracteriza esse limite tectônico.

Em função do acentuado contraste magnético no contato entre as rochas metassedimentares Terreno Oriental e os ortognaisses paleoproterozóicos do DTCF, pode-se concluir que as rochas que compõe o bloco a sudeste da falha do LTCF, e que correspondem ao embasamento do DTCF, apresentam uma susceptibilidade magnética consideravelmente maior do que àquelas do bloco a noroeste desta falha, no Terreno Oriental. De acordo com o modelo, os valores de susceptibilidades magnética estariam em torno de 0.03 SI, o que equivale à rochas básicas a ultrabásicas de forma geral, ou no caso da área em questão, rochas metabásicas (protólito de composição básica a ultrabásica). Considerando que as maiores intensidades de anomalias ao longo do DTCF são observadas sobre a área caracterizada por rochas da Sequência Búzios, pode-se supor a presença dessas rochas a sudeste do da falha modelada para explicar o contraste magnético observado.



Figura 4.7- Detalhe do mapa aeromagnético, a 150 m de altitude, reduzido ao pólo. Iluminação de noroeste As linhas azuis indicam a localização dos perfis modelados: **P1**corresponde ao perfil para a falha do Limite Tectônico do Cabos Frio (LTCF) e **P2** ao perfil modelado para o Alto Magnético de Campos(AMC). A linha pontilhada mostra o limite inferido no presente trabalho para o LTCF, que separa o Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF) do Terreno Oriental da Faixa Ribeira a oeste.



Figura 4.8- Perfil **P1**, extraído do mapa aeromagnético reduzido ao pólo (vide localização na figura 4.7). *Modelo 1* - Falha com mergulho para NW. A localização do perfil magnético é indicada na figura XA. O modelo mostra a estrutura dos blocos crustais que compõe a Faixa Ribeira mostrando e a falha do Limite Tectônico do Cabo Frio. O ajuste da curva foi obtido assumindo-se susceptibilidades específicas, e inferindo a extensão vertical para cada bloco crustal.



Figura 4.9- Perfil **P1**, extraído do mapa aeromagnético reduzido ao pólo (vide localização na figura 4.7). *Modelo 2*- Falha com mergulho para SE. Esse modelo corresponde à configuração encontrada na literatura.

IV. 5 CONTINUAÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL CONTINENTAL EM OFFSHORE X AS FEIÇÕES FORMADAS NO MESOZÓICO

A região de águas rasas da Bacia de Campos mostra uma região ao sul sem a presença de lineamentos magnéticos junto ao Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF), caracterizada por uma área de caráter negativo, enquanto ao norte ocorre uma região de anomalias suaves. Em direção *offshore*, observa-se a presença de lineamentos N30E-S30W, justapostos compondo o Alto Magnético de Campos (AMC). A diferença associada à essas duas regiões possivelmente está associada a: (1) o padrão estrutural-magnético do DTCF, que se estenderia na borda do continente em direção *offshore* e (2) uma região (o AMC) cuja crosta foi afetada pelas feições resultantes da tectônica extensional relacionada ao rifteamento, e caracterizada pela presença de rochas ígneas intrusivas básicas/ultrabásicas.

Afetando a estruturação desse embasamento que se prolonga em offshore existem inúmeras intrusivas e extrusivas, que foram identificadas em diferentes níveis crustais (Mizusaki e Mohriak, 1992; Oreiro, 2006) na região do Alto do Cabo Frio, à sudeste da área deste estudo. Somando-se a isso, o mapa de anomalias aeromagnéticas revelou uma intensificação na concentração de lineamentos magnéticos na região do DTCF (Fig. 4.7). Esse lineamentos não são observados na área imersa imediatamente adjacente ao DTCF, mas reaparecem ao longo do Alto Magnético de Campos (AMC), agora com maior amplitude e comprimento de onda, o que sugere uma maior taxa de extensão nessa porção da crosta. No AMC esses lineamentos passam a assumir uma orientação segundo a direção N30E-S30W, concordantes assim como o sistema de falhas do embasamento sísmico de Dias et al. (1987) (Fig. 1.13, Capítulo I) e Guardado et al. (1989) para essa porção da bacia. Tal sistema está associado aos esforços atuantes durante o rifteamento (Dias et al., 1987; Guardado et al., 1989). De acordo com a geometria do padrão magnético adjacente ao AMC, podería-se supor que essa região corresponde ainda ao embasamento do DTCF, cuja crosta superior sofreu extensão e intrusão por ígneas básicas durante o rifteamento. A geometria magnética-estrutural do AMC sugere uma extensão segundo um eixo principal WNW-ESE (vide discussão do modelo no item 7).

IV. 6 A DEFORMAÇÃO TECTÔNICA ATUANTE DURANTE A FASE RIFTE

A presença de duas direções estruturais sub-paralelas presentes na região de estudo, a primeira N45E-S45W associada às estruturas (e seus lineamentos magnéticos) no continente, e a segunda N30E-S30W, relacionado à um grupo subordinado de estruturas continentais, e ao sistema de falhas da fase rifte da Bacia de campos (Dias *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1989) e à geometria do Alto Magnético de Campos (AMC), sugere a atuação de uma tectônica extensional Mesozóica que teria se desenvolvido sob a forma de pulsos, evoluindo a partir dos estágios iniciais de extensão segundo um eixo principal E-W, e posteriormente para um eixo principal de stress orientado segundo WNW-ESE. Essa mudança na orientação da extensão implica num rifteamento oblíquo, associado a uma deformação do tipo transcorrente (*strike-slip*), e está de acordo com algumas das falhas e indicadores cinemáticos observados em diques mesozóicos mapeados na região do DTCF (Tetzner e Almeida, 2003; Stanton *et al.*, 2007).

O modelo de McClay et al. (2002) em experimentos em análogos (caixas de areia), mostrou similar configuração estrutural àquela observada para o sistema de falhas e fraturas presentes nas águas rasas da Bacia de Campos. Esse modelo reflete uma tectônica extensional caracterizada por um rifteamento oblíquo, com o eixo orientado E-W para WNW-ESE. Segundo Riccomini (2008) o tectonismo gerador e deformador das sedimentações Mezo-cenozóicas da área emersa adjacente às Bacias de Campos e Santos, assim como dos diques toleíticos de SP e RJ (134-129 Ma) corresponderia a um regime transcorrente sinistral, com sigma 1 horizontal de direção ENE-WSW. Essa configuração de esforços para a margem sudeste, combinada à existência de uma estrutura crustal marcada principalmente por descontinuidades N45E-S45W pré-existentes, poderia ser responsável pela formação das novas falhas N30E-S30W durante a fase inicial do rifteamento. Alternativamente, esse novo sistema tectônico pode ter sido resultante do processo de rotação da placa, como proposto por Ernesto (1996) para a evolução da América do Sul, ou ainda de uma mudança na direção de expansão, como foi observado no rifte leste africano por Mortimer et al. (2007). Essa hipótese de mudança do arranjo dos tensores durante a evolução do rifte, está de acordo com a premissa já levantada por Chang et al., (1990) de que o estiramento litosférico durante este estágio ocorreu sob a forma de pulsos.

Aqui leva-se em consideração o sucessivo movimento de rotação horária da placa sulamericana (Ernesto, 1996). Considerando a permanência do vetor sigma 1, as novas estruturas formadas seriam oblíquas em relação às anteriores, coerente com o padrão de anomalias observadas na região proximal da Bacia de Campos (Fig. 4.8).

A figura 4.8 mostra uma visão em 3D de uma região do levantamento aeromagnético, podendo-se nota-se uma discordância angular entre os lineamentos magnéticos (e suas estruturas associadas) N45E-S45W e N30E-S30W, o que sugere que as mesmas não são contemporâneas.

A partir dessas suposições, é razoável considerar a evolução do sistema de estruturas rúpteis para uma orientação mais N-S durante a fase rifte. É possível ainda supor que as intrusões magmáticas associadas aos lineamentos magnéticos observados no AMC se dispõem ao longo de linhas de fraqueza crustais, formadas ao longo do processo de extensão supracitado, as quais seriam gradualmente reorientadas de acordo com a evolução cinemática da placa.

A transição do padrão magnético-estrutural observada para a região de águas rasas da Bacia de Campos discutida também aponta para a atuação de uma tectônica extensional intensa, necessária para formar o acentuado fraturamento/falhamento da crosta observado nessa região, o que poderia facilitar o processo de magmatismo. Ainda, tal processo de extensão crustal teria evoluído dando lugar, na região imersa, à intrusão de um volume extraordinário de rochas magmáticas, dispostas linearmente, responsáveis pelo AMC (Fig. 4.4).

As Estruturas Transversais da Bacia de Campos

Lineamentos negativos transversais e oblíquos orientados segundo as direções N30W-S30E e N70-80E (quase E-W) (Fig. 4.10) estão presentes na região de águas rasas da Bacia de Campos e interrompem as estruturas N30E-S30W predominantes, provavelmente refletindo à presença de falhas de transferência (Fig 4.8). Essas estruturas também são evidentes em escala regional (Fig. 3.2, Capítulo III), dispondo-se transversalmente ao longo da margem sudeste, onde deslocam os grandes ineamentos magnéticos que acompanham a linha de costa, como discutido anteriormente. Essa hipótese encontra paralelo na região continental, onde são reportadas tais falhas (Heilbron *et al.*, 1995; Tetzner e Almeida, 2003; Stanton *et al.*, 2006, 2007).



Figura 4.10- Visão em 3D do detalhe de uma região do mapa aeromagnético reduzido ao pólo (figura pequena superior) para as regiões costeira e *offshore* do Domínio Tectônico do Cabo Frio, mostrando as 3 direções de lineamentos magnéticos.

Estruturas N30W-S30E semelhantes foram reportadas na região continental (Riccomini, 2008; Zalán e Oliveira, 2005; Stanton *et al.*, 2007) e na região do Alto do Cabo Frio (Oreiro, 2006) e foram interpretadas como zonas de acomodação de esforços. O reconhecimento das mesmas a partir das anomalias magnéticas e sua interferência sobre as demais estruturas NE-SW traz subsídios à hipótese de outros autores sobre a importância dessas direções estruturais na compartimentação da margem sudeste. Además, é também associado às estruturas transversais a presença de feições magmáticas ao longo da margem, as quais teriam servido de conduto ao magmatismo no Cretáceo (Asmus, 1975; Alves, 1981, 2002; Oreiro, 2006). A influência dessas estruturas transversais sobre as feições formadas durante o rifteamento, como sugerido pelo padrão magnético, implica na sucessiva reativação dessas direções estruturais durante o processo de extensão e formação da margem sudeste, uma vez que diversos lineamentos magnéticos de larga escala apresentam-se deslocados por essas estruturas (Fig. 3.2, Capítulo III).

Concluindo, tanto numa escala local quanto regional, estão presentes estruturas transversais de orientação E-W e NW-SE, que foram responsáveis pela acomodação dos esforços no rifteamento. Essas estruturas são evidentes a partir da magnetometria através do deslocamento dos contornos magnéticos por feições lineares negativas, interpretadas como falhas, as quais colocam em evidência a segmentação tectônica da margem.

IV. 7. Modelos Propostos para as Fontes das Anomalias Magnéticas na Área de Estudo

Visando compreender a relação entre as anomalias aeromagnéticas e as estruturas formadas durante o rifteamento, buscou-se desenvolver uma metodologia que permitisse inferir sobre a distribuição e forma das fontes para a área deste estudo, admitindo-se valores de magnetização comumente utilizados na literatura. Apresenta-se primeiramente um perfil transversal à região de estudo (perfil **P3**, Fig. 4.11, vide localização na figura 4.7), onde associou-se as principais anomalias observadas às estruturas e litologias mapeadas. Considerando a resolução dos dados aeromagnéticos, apresentados a partir de um gride de 250 X 250 m, resolve-se sistemas de falhas e/ou enxames de diques. Em trabalho de Ussami *et al.* (1991) ficou demonstrado que as

anomalias magnéticas observadas a 150 m de altitude não podem ser atribuídas a corpos individuais, como diques com espessura inferior a 75 m e/ou baixos valores de susceptibilidade magnética. Considerando que os diquesdo maior enxame de diques do mundo, na Islândia, apresentam uma espessura de até 60 m, em média (Gudmundsen e Loetveit, 2005), e que na área de estudo foi reportada uma espessura de até 20 metros para os corpos do Enxame de Diques da Serra do Mar, (Tetzner e Almeida, 2003; Stanton *et al.*, 2006, 2007), assumiu-se como fontes para as anomalias positivas no perfil grupos de diques.

IV. 7.1 Modelos de fontes magnéticas para os diques

As anomalias magnéticas relacionadas aos grupos de falhas e aquelas relacionadas aos enxames de diques mostra-se por vezes similar, dificultando sua distinção. Além disso, algumas falhas mapeadas na região costeira de Cabo Frio e Búzios são intrudidas por diques básicos mezosóicos (Schmitt *et al.*, 2005; Stanton *et al.*, 2007; Tetzner e Almeida, 2003), representados por lineamentos magnéticos positivos no mapa da figura 4.4. Entretanto, na maior parte da área, os diques apresentam um sinal de anomalia mais intenso.

Na área deste estudo, um perfil aeromagnético interpretado da figura 4.11 mostra que altas anomalias magnéticas podem ser atribuídas a diques, falhas, assim como a corpos de granitóides. Entretanto, as anomalias associadas aos diques apresentam um menor comprimento de onda e uma maior agucidade. Segundo dados de levantamento magnético terrestre e em amostragem, os diques do Arco de Ponta Grossa (Ussami *et al.* 1991) revelam valores entre 0.025 SI e 0.04 SI, com um máximo de 0.06 SI. A associação entre a forma e a localização das anomalias com as estruturas presentes foi baseada no estudo da resposta magnética associada a diques, utilizando o programa de modelização PDYKE, bem como nas informações disponíveis a partir de dados de mapeamento geológico publicados no mapa geológico na escala de 1:400.000 (Fig. 1.10, Capítulo I).

As feições representadas nessa escala apresentaram um ótima correlação com as anomalias magnéticas, uma vez que estas apresentam um comprimento de onda médio de 3-5 km.

De acordo com o padrão de anomalias aeromagnéticas observado, ao menos espacialmente, os diques e falhas estão relacionados, apresentando asinaturas magnéticas bastante semelhantes. A deformação associada à colocação dos enxames de diques parece afetar regionalmente tanto os terrenos Ocidantal e Oriental, quanto o Domínio Tectônico do cabo Frio. As áreas de adensamento dos lineamentos magnéticos, como ocorre em direção à região costeira de Cabo frio e Búzios, sugerem uma concentração da deformação rúptil. Finalmente, essas estruturas e suas fontes associadas afetam somente a porção superior da crosta, uma vez que não são observáveis no mapa continuado para cima (Fig. 3.10, Cap. III).



Figura 4.11- Perfil **P3** (vide figura 4.7 para localização) a partir do mapa aeromagnético reduzido ao pólo, interpretado para as fontes subsuperficiais crustais.

Os diques constituem o conduto mais comum de transporte de magma através da crosta, embora muitos diques não atinjam a superfície, permanecendo trapeados em uma determinada profundidade (Gudmundsen e Loetveit, 2005). Embora largamente associados aos falhas normais, inúmeros estudos específicos sobre cinemática, geometria e mecânica de intrusão de diques realizados na maior província de enxames de diques do mundo, a Islândia, revela que somente 10 % dos diques mapeados tenham apresentado evidências de associação com falhas normais (Gudmundsen,

2003). Isso indica que a presença desses corpos não é determinada por falhas préexistentes e tampouco que estas sejam criadas devido à deformação relacionada à sua intrusão (Gudmundsen e Loetveit, 2005). Contudo, aos diques é associado um *stress* induzido na superfície, o qual gera uma deformação rúptil . São conhecidos exemplos no norte da Islândia onde fraturas de tensão e falhas normais foram utilizadas como canais para atingir a superficie pelo magma em subsuperfície (Backstrom and Gudmundsson, 1989; Opheim and Gudmundsson, 1989). O seu modelo mostrado na figura 4.12 mostra o efeito dessa deformação, a qual é muitas vezes complexa e altamente variável espacialmente.



Figura 4.12- Modelo mostrando o efeito da colocação de um dique numa zona de rifte heterogênea. Nesse caso, o stress gerado atinge a superfície sob a forma de uma falha, gerando um *Horst*. (Fonte: Gudmundson e Loetveit, 2005).

IV. 8. ORIGEM DO ALTO MAGNÉTICO DE CAMPOS (AMC) – Diques, alto vulcânico, litologia desconhecida ?

O Alto Magnético de Campos (AMC) caracteriza-se como uma região magnética anômala, que abrange uma área de cerca de 2800 km² na Bacia de Campos. Essa feição faz parte do embasamento raso da bacia, composto por rochas présilurianas recobertas por lavas vulcânicas da Formação Cabiúnas do Cretáceo (Mizusaki *et al.*, 1988). Na porção nordeste do AMC ocorre um alto estrutural do embasamento (*horst*), o mais proeminente da Bacia de Campos, conhecido como Alto de Badejo (Guardado *et al.*, 1989). Segundo o modelo gravimétrico residual de Silva (1995), ao AMC está associada uma anomalia bouguer positiva, com valores em torno de 48 mGal, indicando uma região de crosta mais densa e/ou mais fina, nesse caso

estando associado a um soerguimento da Moho ou a existência de uma região mais densa, o que pode estar relacionado a presença de intrusões ígneas, possivelmente basaltos. A origem do Alto de Badejo é atribuída à tectônica extensional relacionada ao rifteamento, e a diferença de nível do embasamento teria sido causada pelo soerguimento e rebaixamento mecânico de blocos (Cainelli e Mohriak, 1999). A modelagem apresentada por Guardado *et al.* (1989) para uma seção NW-SE ao norte de Campos, mostra um fator de extensão máximo de 1.80 sobre o Alto de Badejo. Esses autores descrevem ainda a presença do Baixo de Corvina-Parati à leste do mesmo, que possui 9.000 m de sedimentos e poderia contribuir para gerar o acentuado contraste magnético observado. O mapa aeromagnético continuado para cima em 5 km (Fig. 4.5) revelou a preservação dessa anomalia sobre o AMC em profundidade, sua origem não poderia ser explicada simplesmente por uma diferença de profundidade do embasamento.

Admitindo-se que quanto maior o afinamento litosférico, maior a descompressão adiabática e, consequentemente, maior o grau de fusão parcial (Fodor *et al.*, 1984; Van Wijik et al., 2001; Valente *et al.*, 2007), a extensão crustal intensificada calculada para a região do Alto de Badejo pode ter sido responsável pela geração de um excesso de magmatismo e/ou um magmatismo de caráter diferenciado.

As características observadas para a forma da anomalia sobre o AMC apontam para uma fonte magnética profunda (até 15 km de profundidade), provavelmente relacionada à presença de corpos ígneos básicos no nível da crosta inferior. As ramificações dessa fonte prolongar-se-íam verticalmente através da crosta, atingindo níveis mais rasos, gerando os pícos de alta amplitude observados, cujas assinaturas magnéticas se assemelham àquelas dos enxames de diques do continente.

Visando estimar a magnetização das rochas que compõem a região do AMC e assim atribuir um significado geológico à essa feição, foi realizada uma modelagem simples a partir de um perfil aeromagnético. A análise do mapa 3D (Fig. 4.11) coloca em evidência a forma similar das anomalias (comprimento de onda e amplitude) relacionadas aos os lineamentos magnéticos observados no continente, associados à grupos de diques, àquelas sobre o Alto Magnético de Campos. Isso sugere uma associação entre as fontes que deram origem às mesmas. Teriam ambas as feições sido geradas por processos/fontes semelhantes?

Entretanto, o AMC apresenta intensidades de valores de anomalia bastante superiores àqueles relacionados à enxames de diques continentais (Ussami *et al.*, 1991; Archanjo *et al.*, 2002), chegando a atingir 550 nT. Considerando que AMC está associado a uma feições não-aflorante, ou pelo menos submersa, a distância à fonte magnética nesta é maior do que para os diques continentais, ocasionando uma suavização da intensidade e da forma do sinal, o que não se observa. Além disso, os picos relacionados ao AMC se encontram sobrepostos à uma largo domo magnético positivo (Fig. 4.13), caracterizada por anomalias de médio comprimento de onda (> 15 km), tornando-o mais complexo à interpretação.

Admitindo uma lâmina d'água de cerca de 100 m e a distância à altura de vôo de 150 m, a distânica mínima à essas fontes mais rasas é em torno de 300 m, considerando-as aflorantes no assoalho da bacia. Segundo modelo de Ussami *et al.*, (1991) a atenuação do sinal da intensidade da anomalia magnética com a distânica da fonte obedece à uma razão de 7 vezes para cada 100 m. Calculando-se para o AMC, cujas intensidades variam entre 150 a 550 nT, isso fornece uma intensidade de magnetização mínima de 2.700 nT, chegando a 9.000 nT. Em levantamento realizado no enxame de diques de Florianópolis, Ussami *et al.*, (1991) encontraram como valor máximo de anomalia de 6.000 nT na superfície sobre um dique aflorante, indicando que os valores observados sobre o AMC são consideravelmente mais altos do que o normal esperado para esse tipo de estrutura, se admitirmos um basalto como litologia.

O resultado a partir da modelização mostrou que para corresponder à intensidade de magnetização observada seria necessária uma fonte de pelo menos 21 km de largura, com valores de susceptibilidade magnética em torno de 0.078 SI. Associado à mesma, ramificações menores estenderíam-se subverticalmente até à superfície, com valores de susceptibilidade mínimo de 0.04.

A profundidade e extensão vertical da fonte é dfícil de estabelecer, uma vez que existem anomalias de diferentes comprimento de onda superpostas. À princípio essa estaria localizada a mais de 4 km de profundidade na crosta, estendendo-se até pelo menos 15 km. Suas ramificações, representadas pelos blocos menores no modelo, poderiam estar representadas por estruturas subverticais semelhantes a diques, que serviriam como condutos ao magmatismo em profundidade.

Os valores de anomalia magnética observados requerem a existência de rochas altamente magnetizadas em profundidade. A correlação entre susceptibilidade magnética e composição petrológica é ainda um desafio e na ausência de informações mais precisas, as interpretações tornam-se limitadas.


Figura 4.11- Perfil modelado **P2**, sobre o Alto Magnético de Campos (AMC). A linha contínua corresponde à anomalia calculada e a linha verde pontilhada corresponde à anomalia observada a partir dos dados aeromagnéticos. Vide figura 4.5 para localização.

Uma comparação com trabalho de Cauvin-Cayet *et al.* (2001) demonstrou valores médios de 0.01 SI para metagabros, 0.017 SI para intrusivas (fácies gabróica e dioritica) e

0.06 SI para uma formação de metavulcânicas ácidas e 0.005 SI para as básicas no Cinturão Cadomiano, na França. Já Toft e Arnaki-Hamed (1993) encontraram valores de susceptibilidade magnética de 0.07 SI para gabros na Islândia. Archanjo *et al.* (2002) obtiveram valores médios de 0,05 SI para os diques cretáceos do enxame de Rio-Ceará Mirim, no nordeste brasileiro. De acordo com Ferracciolli *et al.* (2002), anomalias semelhantes em forma, intensidade e susceptibilidade magnética foram inferidas através de modelização a partir de aeromagnetometria sobre Rift do Mar de Ross. Os altos valores encontrados foram atribuídos a diques altamente magnetizados, chegando a 0.05 SI.

Os altos valores obtidos a partir do modelo para o AMC (0,07 SI) podem estar indicando uma região caracterizada por uma litologia distinta, composta por rochas ultramáficas como piroxenito, peridotito ou andesito, que apresenatam os maiores valores de susceptibilidade magnética em média. As estruturas mais superficiais no AMC, com susceptibilidade magnética em torno de 0.048 SI, poderiam ser representadas por estruturas relacionadas ao rifte, semelhantes a diques. Essa hipótese encontra subsídios ainda nos trabalhos publicados nessa porção da Bacia de Campos, que relatam camadas vulcânicas e basaltos associados a *horsts* e grábens na região. A presença de uma anomalia positiva bouguer sobre essa feição (Silva, 1995) indica que essa região corresponde a uma crosta mais densa e/ou a um soerguimento da Moho, que pode ter trazido o manto superior com suas rochas ultramáficas mais próximo da superfície.

Propõe-se, portanto, a existência de duas fontes magnéticas interrelacionadas que deram origem ao AMC: Uma fonte profunda, no nível da crosta inferior, relacionada a um corpo magmático básico ou ultrabásico, altamente magnetizado (> 0.07 SI). Essa fonte estendería-se verticalmente através da crosta, para atingir níveis mais rasos, ou superficiais. Pelo padrão das anomalias magnéticas tanto em mapa quanto em perfil, estima-se que as estruturas magmáticas associadas à estas fontes mais superficiais correspondam a corpos tabulares semi-paralelos e justapostos,

orientados segundo N30E, semelhantes a diques de alta susceptibilidade magnética (> 0.04 SI). Essas estruturas

podem estar relacionadas à acomodação da extensão, no nível da crosta superior, e a um

underplating máfico da crosta inferior.

O modelo aqui apresentado é bastante simplista, devendo ser verificado à luz de dados de medidas de susceptibilidade magnética em amostras de rochas locais. Especificamente sugere-se uma modelagem magnética associada à linhas sísmicas (com dados de poços) e gravimetria, de forma a inferir com maior precisão a geometria e a composição da crosta nessa região.

Possíveis implicações tectônicas do AMC

O AMC está localizado numa região da margem na qual tem sido estimada uma taxa de afinamento crustal intensificada, passando de 34 km na costa para cerca de 15 km na bacia de Campos. Especificamente nessa região de águas rasas da Bacia de Campos, as maiores taxa de estiramento foram calculadas para o Alto de Badejo (Guardado *et al.*, 1990), que segundo o padrão de anomalias magnéticas, essa estrutura faz parte do AMC, implicando na presença de uma crosta muito afinada nessa região. Algumas questões relevantes a serem consideradas:

- Por quê ocorre uma região de crosta anomalamente fina a 60 km da costa ?

- Teria a presença dessa crosta alguma relação com o embasamento do DTCF, um terreno alóctone, e sua resposta diferenciada ao estiramento ? E quais fatores tectônicos /litológicos foram responsáveis pela formação de uma área limitada, precisamente definida lateralmente, representada por uma crosta com características reológicas distintas ?

- Houve uma localização da deformação (strain) nessa área da Bacia de Campos e porquê? E como seria o padrão dessa deformação durante o rifteamento (taxa e geometria) ?

Na costa correspondente do lado africano, Moulin *et al.*, (2005) encontraram evidências sísmicas para a existência de uma crosta de caráter distinto, na região

do

talude da margem de Angola, e prouseram alternativamente a possibilidade de uma crosta continental inferior, ou manto serpentinizado, exumado.

Similar hipótese tem sido também proposta para a Margem Ibérica por Sibuet *et al.* (2007). Segundo esses autores, o rifteamento envolve estiramento, afinamento e exumação.

Inexiste uma solução única para um modelo, entretanto a possibilidade de uma crosta inferior exumada a partir de um mecanismo de descolamento (*detachment*) é plausível a partir das observações aqui apresentas e deve ser levada em consideração em estudos futuros.

CONCLUSÕES

Foi realizada uma caracterização crustal da Margem Sudeste Brasileira baseada na sua assinatura magnética em larga e menor escala. As anomalias observadas foram correlacionadas à geologia de superfície e à gravimetria residual, de forma a compreender suas causas e as possíveis implicações tectônicas.

Ocorrem ao longo da margem sudeste, lineamentos de anomalias magnéticas positivas, orientados segundo a direção geral NE-SW, à excessão entre 23° e 24°S onde esses assumem uma orientação E-W. Esse padrão é coerente com a configuração da linha de costa, das principais falhas e da zona de flexura das bacias de Santos e Campos, indicando uma correlação direta com as feições formadas no rifteamento Mesozóico.

Os lineamentos magnéticos regionais evidenciaram a segmentação tectônica da margem sudeste, através do deslocamento dos contornos das anomalias. A configuração e posição E-W dos lineamentos negativos sugere uma associação com a falha associada à Zona de Transferência do Rio de Janeiro, que teria sido reativada durante o processo de extensão e formação da margem. Pela configuração das anomalias magnéticas regionais essa falha regional apresentaria um movimento dextral. A continuação dessa anomalias para leste aponta ainda uma correspondência com a localização da Zona de Fratura de Martins Vaz.

O acentuado gradiente magnético que dá origem aos lineamentos observados define duas regiões onde ocorre uma mudança nos padrões estruturais/reológicos da crosta. O alinhamento MM1 proximal estaria associado à zona de flexura das bacias, isto é, presença de falhas e/ou rebaixamento do embasamento e o alinhamento mais distal, identificado aqui como MM2, pode estar pode estar indicando a localização da *Anomalia G*, interpretada como a zona de transição crustal continente-oceano. Assim, propõe-se que esses lineamentos regionais representem uma transição entre uma crosta continental "normal", isto é, espessura em torno de 30 km e composição principalmente ácida, para uma crosta estirada e intensamente intrudida por material vulcânico, de composição próxima àquela da crosta oceânica.

Dessa forma, o padrão de anomalias magnéticas regionais apresenta uma configuração que é coerente com o arcabouço estrutural da margem, exibindo *trends* estruturais associados à tectônica do rifteamento, com a presença das zonas de transferência, representadas pelas estruturas transversais. Além disso, foi identificada

uma região de anomalias positivas de longo comprimento de onda (100-300 km), desde o continente e a plataforma continental de São Paulo até o norte do Rio de Janeiro. A causa da mesma pode estar relacionada a um processo de *underplating* da litosfera, associado ao processo de intrusões ígneas durante a formação da margem. Esses resultado pode fornecer subsídios à hipótese da ocorrência de um soerguimento regional do sudeste associado à uma anomalia mantélica, proposto por outros autores.

A aeromagnetometria permitiu uma análise de maior detalhe do arcabouço estrutural continental da margem entre 21° e 24°S, cuja principal orientação do embasamento é N40-50E e está associada à estruturação pré-cambriana que caracteriza a Faixa Ribeira. As anomalias de curto comprimento de onda (5 km em média) são correlacionáveis às falhas e fraturas do embasamento raso, enquanto lineamentos magnéticos em curva estão associados às estruturas dúcteis tais como as zonas de cisalhamento. Anomalias de alta amplitude (100-150 nT) são associadas aos enxames de diques toleíticos, formados durante o rifteamento. A presença desses, muitas vezes em associação com as falhas, sugere uma contemporaneidade entre essas estruturas. Acentuadas anomalias positivas (> 300 nT) estão relacionadas aos granitóides póstectônicos e às intrusões alcalinas do Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio.

O Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF), um terreno alóctone cuja estruturação interna NW-SE é ortogonal àquela da Faixa Ribeira, é igualmente caracterizado por lineamentos magnéticos N45E-S45W relacionados às feições rúpteis formadas no Mesozóico. Esse resultado demonstra que o embasamento continental foi amplamente afetado pela deformação tectônica ativa durante o rifteamento, gerando estruturas rúpteis de direção NE-SW, independente da estruturação pretérita. Embora as descontinuidades pré-existentes possam ter favorecido a implantação/formação das feições relacionadas à fase rifte, não as condicionou. A deformação tectônica associada ao processo de extensão crustal dessa fase tería sido principalmente controlada pelo arranjo dos tensores durante a fase rifte e pela reologia da litosfera.

Uma análise da estrutura crustal em profundidade revelou que os lineamentos e as falhas e diques associados afetam apenas a porção superficial da crosta, não sendo visíveis a 5 km de profundidade. A configuração crustal mais profunda mostra, por sua vez, regiões de caráter magnético contrastante, refletindo a disposição alongada segundo a direção NE-SW, que pode ser relacionado ao arcabouço estrutural da Faixa Ribeira. A excessão ocorre no DTCF, que exibe um padrão crustal sem tendência linear, coerente com uma região que não participou dos eventos de compressão mais antigos que deformaram o restante da Faixa Ribeira.

Na região *offshore*, ao longo da porção rasa da Bacia de Campos ocorre uma zona de acentuadas anomalia magnética positivas, orientada segundo a direção N30E-S30W, que foi denominada de Alto Magnético de Campos (AMC). Essa feição ocupa uma área de aproximadamente 2800 km², com intensidades magnéticas de até 550 nT, e inclui em sua porção nordeste o Alto de Badejo. A partir de modelagem, essa feição foi interpretada como um corpo intrusivo ígneo de alta magnetização, de composição básica a ultrabásica, com largura em torno de 21 km, localizado a cerca de 4 km e que estendese em profundidade na crosta a até pelo menos 15 km. A forma das anomalias magnéticas sugere que, associado à essa fonte profunda, ocorram ramificações subverticais que estenderíam-se até próximo à superfície do assoalho, sob a forma de corpos tabulares semi-paralelos e justapostos, similar aos enxames de diques.

Uma litologia com um alto valor de susceptibilidade magnética (> 0.078 SI) seria necessária para explicar as anomalias observadas, sugerindo uma associação com peridotitos ou similares ou outra não identificada. A sua origem pode estar relacionada à descompressão adiabática da porção superior do manto superior, relacionada aos altos graus de estiramento calculados para essa porção da Bacia de Campos. A presença do AMC na Bacia de Campos indica a acomodação dos esforços de estiramento durante o rifteamento, reforçado pela sua associação com o Alto de Badejo. Essas estruturas podem estar relacionadas à acomodação da extensão, no nível da crosta superior, e a um *underplating* máfico da crosta inferior. Sua orientação N30E-S30W sugere um eixo principal de extensão segundo WNW-ESSE, ligeiramente oblíquo àquele responsável pela formação das estruturas N40-50E observadas no continente.

O padrão de anomalias magnéticas em escala regional está principalmente relacionado ao arcabouço estrutural da margem e pode ser utilizado para investigações sobre sua evolução tectônica. A caracterização da estruturação crustal através da aeromagnetometria permite uma visão mais precisa do arranjo estrutural, e deve ser explorada no estudo sobre as diferenças e semelhanças do embasamento das regiões continental e marinha. Na busca do saber, que as discussões aqui surgidas possam representar um passo a mais no caminho do conhecimento, permitindo traçar novas conjecturas e, de alguma forma, contribuir à compreensão dos processos atuantes na margem.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M. 1976. The system of Continental Rift bordering the Santos Basin, Brazil. An. Acad. Bras. Cienc., 48 (supl.), p. 15-26.
- Almeida, F. F. M., 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. Atas do 2° Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo, Brasil, p. 423-428.
- Almeida, F. F. M. e Carneiro, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 135-150.
- Almeida, J. C. H, Heilbron, M., Tetzner, W., Valeriano, C. Eirado, L. G. e Rubim, I. N. 2003. tectônica rúptil no Terreno Cabo Frio. In: *Anais do IX Simposio Nacional Estudos Tectônicos, Resumos*, Búzios, RJ. p. 432-434.
- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R e Mizusaki, A. M. P. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental Brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.* v. 26, no 3, p. 125-138.
- Almeida J. C. H., Tupinamba, M. M., Heilbron M. e Trouw R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia*, 39, Belo Horizonte, *Anais*, p. 32.
- Alves, E.C. e Costa, M.P.A. 1981. Estrutura da margem continental sul brasileira das áreas oceânicas continentais adjacentes. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES/DINTEP, p. 145-169. (Série Projeto REMAC, 4).
- Alves, E.C. 2002. Zonas de Fratura Oceânicas e suas Relações com a Compartimentação Tectônica do Sudeste do Brasil. Tese de doutorado. Departamento de Geologia da Universidade Federal Fluminense, 247p.
- Alves, E. C., Maia, M. e Sichel, S. E. e Campos, C. M. P. 2006. Zona de Fratura de Vitória-trindade no Atlântico Sudeste e suas implicações tectônicas. *Rev. Bras. Geof.* v. 24, no 1, p. 117-127.
- Alves, E. C., Maia, M. e Sichel, S. E., 2005. Behavior of Martim Vaz Fracture Zone, from MidAtlantic Ridge to Brazilian Coast. 9th International Congress Brazilian Geophysical Society, Salvador, Brazil.
- Amaral G.; Cordani, V.G.; Kawashita, K.; Reynolds, J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brasil.*Geoch. Cosmoch. Acta*, n. 31. p. 117-142.
- Archanjo, C. J., Marcelus, G. S. e Launeau, P. 2002. Fabric of the Rio Ceara´ –Mirim mafic dike swarm (northeastern Brazil) determined by anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis. J. Geophys. Res., v. 107, no. B3, 2046, 10.1029/2001JB000268
- Asfirane, F. 1994. Traitement et interpretation des donnes aeromagnetiques acquises au dessus de l'Algerie du Nord. Impact sur la geologi de la Chaine Atlasique. Thése de Doctorat, Univ. Paris 6, 213 p.
- Asmus, H. E. 1975. Controle estrutural da deposição Mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. *Rev. Bras. Geoci.* v. 5, p. 160-174.

- Asmus, H.E. 1978. Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fratura oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil, Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP, p. 39-73 (Série Projeto REMAC 4).
- Asmus, H. E.; Ferrari, A. L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico da região Sudeste do Brasil. Rio de Janeiro: PETROBRAS, p. 75-88. (Série Projeto REMAC, 4).
- Asmus, H.E. e Porto, R. 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú–SC, *Anais*, v. 1, p. 225-239.
- Asmus, H.E. 1984. Geologia da margem continental brasileira. In: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. coords. *Geologia do Brasil*. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília: DNPM. p. 443-472.
- Austine, J. A. e Uchupi, E. 1982. Continental-oceanic crustal transition off Southwest Africa. *Amer. Ass. Petroleum Geol. Bull.*, 66, p. 1.382-1.347
- Backström, K., Gudmundsson, A., 1989. The grabens of Sveinarand Sveinagja, NE Iceland. Nordic *Volcanol. Inst. Prof. Pap.* 8901, 38 p.
- Bacoccoli, G. e Aranha, L. G. F. 1984. Evolução estrutural Mesozóica do Brasil Meridional. PETROBRÁS/SUPEX. *Relatório Interno*, 153 p.
- Baranov, V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudogravimetric anomalies, *Geophysics*, v. 22, no 2, p. 359-383.
- Blakely, R. J. 1988. Curie Temperature Isotherm Analysis and Tectonic implications of Aeromagnetic Data From Nevada. J. Geophys. Res., v. 93, no. B10, p. 11,817-11,832.
- Bryan G.M., Kumar N. e Castro P. J. M. de. 1972. The north brazilian ridge and the extension of equatorial fracture zones into the continent. *In: Cong. Bras. Geol.*, 41, João Pessoa. *Anais...* João Pessoa. SBG. p. 133-143.
- Bullard, E., Everett, J.E. e Smith, A.G. 1965. The fit of the continents around the Atlantic, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, v. 258, p. 41–51.
- Cadman, A; Tarney, J. e Park, R. G. 1990. Intrusion and crystallization features in proterozoic dike swarms, *In:* Mafic Dikes Emplacement and Mechanisms, Parker, Rickwood & Tucker (eds), *Proceedings of the Second International Dike Conference*, Adelaide, Australia. p. 13-24.
- Cainelli, C. e Mohriak, W.U. 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the eastern Brazilian Continental Margin. *Episodes*, v. 22, no 3, p. 206-216.
- Cande, S. C.; Labrecque, J.L. e Haxby, W.F. 1988. Plate kinematics of the South Atlantic: chron 34 to present. J. Geophys. Res., v. 93, p. 13,497-13,492.
- Cauvin-Cayet, C., Galdeano, A., Egal, E. Pozzi, J. P. e Truffert, C. 2001. Magnetic modeling in the French Cadomian Belt (northern Armorican Massif). *Tectonophysics*, 33, p. 123-144.

- Chang, H. K. Kowsmann, R. O., Bender, A.A. e Melo, U.T. 1990. Origem e evolução termomecânica de Bacias sedimentares. De Raja Gabaglia, G. P. e Milani, E. J. (coords), PETROBRÁS, p. 49-75.
- Chang, H. K. Kowsmann, R. O. e Figueiredo, A. M. F. 1990. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRÀS. P. 269-289.
- Cho, H. M., Kim, H. J., Jou, H. T., Hong, J. K e Baag, C. E. 2004. Transition from rifted continental to oceanic crust at the southeastern Korean margin in the East Sea (Japan Sea). *Geophys. Res.Lett.*, v. 31, L07606, doi:10.1029/2003GL019107.
- Cobbold, P. R.; Meisling, K. E.; Mount, V. S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Tulsa, Okla., v. 85, n. 11, p. 1925-1944.
- Conceição, J.C.J.; Misuzaki, A.M.P.; Alves, D.B.; Szatmari, P. 1996. Controle tectônico do magmatismo do Complexo Vulcânico de Abrolhos, Bacia do Espírito Santo. *Anais do XXXIX Congr. Bras. Geol.*, v. 5, p. 384-387.
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A.; Porto, R.; Thomaz-Filho, A. e Cunha, F. M. B. 1983. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Serie Ciência-Técnica-Petróleo*, PETROBRAS/CENPES/SINTEP, Rio de Janeiro, p. 70.
- Corti, G., Van Wijk, J., Bonini, M., Sokoutis, D., Cloetingh, S., Innocenti, F. e Manetti, P. 2003. Transition from continental break-up to punctiform seafloor spreading: How fast, symmetric and magmatic, *Geophys. Res. Lett.*, v. 30, no 12, p. 1604-1614.
- Corval A. 2005. Petrogênese das suítes basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar nos setores central e norte do estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
- Delor, C., Lafon, J. M. Rossi, P., Cage, M. Pato, D., Chevrel, S., Lê Metour, J., Matukov e Sergeev, D. S. 2006. Unravelling precambrian crustal growth of Central West Angola: Neoarchean to Suderian inheritance main Osirian Accretion and Discovery of the Angolan Panafrican Belt. In: 21th Colloquium of African Geology, Moçambique. Abstracts, p. 40-41.
- Dias, J. F., Guazelli, W., Catto, A. J. e Vieira, J. C. 1987. Integração do arcabouço estrutural da Bacia de Campos com o embasamento Pré-Cambriano adjacente. *Anais do I Simp. Geol.*, RJ-ES, p. 189-197
- Dias, J. L., Scarton, J. C., Esteves, F. R., Carminati, M. e Guardado, R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. Origem e evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRÁS. p. 333-359.
- Dias, J.L.; Sad, A.R.E.; Fontana, R.L.; Feijó, F.J. 1994. Bacia de Pelotas. *Bol. Geoc. Petrobrás*, v. 8, no 1, p. 235-245.
- Eirado, L. G., Heilbron, M. e Almeida, J. C. H. 2006. Os Terrenos tectrônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, Sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc*, v. 36 no 3, p. 426-436.

- Ernesto, M. 1996. Determinação da curva de deriva polar aparente para o Mesozóico da América do Sul. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 56 p.
- Estrela, G. O. 1972. O estágio rift nas bacias marginais do Leste Brasileiro: XXVI Congr. Bras. Geol. da S.B.G., Belém-Pará, v.3, p.29-34.
- Fairhead, J. D e Wilson, M. 2004. Sea-floor spreading and deformation processes in the South Atlantic Ocean: Are hot spots needed?.in: <u>www.mantleplumes.org</u>
- Fantozzi, P. L. 1995 Transition from continental to oceanic rifting in the Gulf of Aden: structural evidence from field mapping in Somalia and Yemen. *Tectonophysics*, v. 259, p. 285-311.
- Ferrari, A. L e Riccomini, C. 1999. Campo de esforços plio-pleistocênicos na Ilha de Trindade (Oceano Atlântico Sul – Brasil) e sua realção com a tectônica Regional. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, no 2, p. 195-202.
- Fodor, R.V.; Mckee, E.H. e Asmus, H.E. 1984. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic ocean: basaltic rocks from the Brazilian Margins. *Mar. Geol.* v. 54, (1/2):M1-M8.
- Fonck, J.-M., Cramez, C. e Jackson, M.P.A. 1998. Role of the subaerial volcanic rocks and major unconformities in the creation of South Atlantic margins, Am. Assoc. Petrol. Geol. International Conference Extended Abstracts Volume, Rio de Janeiro, Brazil, p. 38–39.
- Fonseca, 1984. A Geologia estrutural da área de Cabo Frio e Armação dos Búzios, Anais do XXXIII Congr. Bras. de Geol. Rio de Janeiro.
- Fonseca, A.C.; Bigazzi, G.; Cordani, U.G. 1992. Datação pelo método dos traços de fissão de algumas rochas de região entre Cabo Frio e Búzios. In: SBG, Congresso Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 11: 4335-4339.
- Francheteau, J. e Le Pichon, X. 1972. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* v. 56, no 6, p. 991–1007.
- França, G. S. e Assunção, M. 2004. Crustal Structure of the Ribeira Fold Belt, SE Brazil, derived from receiver functions. J. South Am. Earth Sci. v. 16, no 8, p. 743-758.
- Fulfaro, V.J.; Saad, A.R.; Santos, M.V. e Vianna, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoci*, v. 12, no 4, p. 590-611.
- Galdeano, A. 1980. La cartographic aeromagnetique du sud-ouest de l'Europe et de la region Afars: realisation, methodes de traitement, applications geodynamiques, Thése de doctorat, Univ. Paris 7, 296 p.
- Gamboa, L.A.P. e Rabinowitz, P.D. 1984. The evolution of the Rio Grande Rise in the southwest Atlantic Ocean. *Mar. Geol.* 58, p. 35-38.
- Gamboa, A. P., Machado, M. A. P., Silveira, D. P. Freitas, J. T. R e Silva, S. R. P. 2008. Evaporitos estratigráficos no Atlântico sul: Interpretação sísmica e controle tectono-estratigráfico na Bacia de Santos. *In: Sal: geologia e Tectônica. Exemplos nas bacias brasileiras.* Ed. Mohriak, W.U., Szatmari, P. e Couto, S. M. p. 340-360.

- Gibbs, A.D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. J. Geol. Soc. Lon. 141, p. 609-620.
- Gibert, D. e Galdeano, A. 1985. A computer program transformation of gravimetric and aeromagnetic surveys, *Comput. Geosci.* v. 11, no 5, p. 553-588.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N, Day, J. A., Humphris, S. E e. Dickins, A. P. 2005. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. *Ear. Planet. Sci. Lett.*, v. 237, p. 744–767.
- Gladczenko, T. P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S. e Skogseid, J. 1997. South Atlantic volcanic margins. *J. Geolog. Soc. Lon.*, v. 154, p. 465-470.
- Guardado, L. R., Gamboa, L. A. P e Lucchesi, C. F. 1989 Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type Basin. In Edwards, J. D. e P.A. Santogrossi, eds; Divergent/passive margin basins: AAPG memoir 48, p. 3-79.
- Guazelli, W. e Carvalho, J. C. 1981. Estruturas da Margem Continental Leste Brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes, In: Asmus, H. E. editor. Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/DINTEP, Série PROJETO REMAC, v. 9, p. 145-70.
- Gudmundsson, A. e Loetveitb, I. F. 2005. Dyke emplacement in a layered and faulted rift zone. *J. Volcan. Geoth. Res.* v. 144, p. 311–327.
- Gudmundsen, A., 2003. Surface stresses associated with arrested dykes in rift zones. *Bull. Volcanol.* v. 65, p. 606–619.
- Guedes, E.; Heilbron, M.; Vasconcelos, P. M.; Valeriano, C. M; Almeida, J. C. H.; Teixeira, W. e Thomaz-Filho, A. 2005. K-Ar and 40Ar/39Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: Implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation. J. South Am. Earth Sci. Oxford, v. 18, p. 371-382.
- Guiraud, R e Maurin, J-C. 1992; Early Cretaceous rifts of Western and Central África: an overview. *Tectonophysics*, v. 213, no 1/2, p. 153-168.
- Heilbron M., Valeriano C., Valladares C.S., Machado N. 1995. A orogênese brasiliana no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 25, no 4, p. 249-266.
- Heilbron, M.; Schmitt, R. S.; Mohriak, W. U. e Trouw, R. A. J. Geology of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro State, Brazil. *In: Int. Geol. Cong.*, 31., 2000, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: *Acad. Bras. Ciênc*, p. 45.
- Heilbron M. e Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic– Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Res.*, v. 125, p. 87-112.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos-Neto, M. C.; Silva, L. C.; Trow, R. A.
 J.; Anasi, V. A. 2004. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.,
 BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R., BRITO-NEVES, B. B. (Eds.).
 Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio
 Marques de Almeida. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., p. 203-234.

http://gsc.nrcan.gc.ca/geomag/nmp/northpole_e.php

http://www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/operobs.shtml

http://usgs.gov/pub/data/srtm/SRTM30/

- Jackson, M. P. A. Cramez, C. e Fonck, J-M. 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. *Mar. Petrol. Geol.*, v. 17, no 4, p. 477-498.
- Jones, E. J. W. 1999. Marine geophysics. Chichester, Ed. John Wiley, 466 p.
- Karner, G. D. 2000. Rifts of the Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil: Distribution and Timing. In: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (Eds.), Petroleum systems of South Atlantic Margins. Tulsa, Okla., Am. Ass. Petr. Geol. p. 301-315 (Memoir 73).
- Kumar, N. 1979. Origin of paired aseismic rises: Ceará and Sierra Leone Rises in the
- Equatorial and Rio Grande Rise and ridge in South Atlantic, *Mar. Geol.*, Amsterdan, v. 30, p. 175-191.
- Kumar, N. e Gamboa, L. A. P. 1979. Evolution of the São Paulo Plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. Geological Society of America Bulletin, Boulder, Colo., v. 90, part 1, p. 281.
- LaBrecque, J. e Rabinowitz, P. D. 1977. Magnetic anomalies bordering the continental margin of Argentina, Map Ser. Cat. 826, *Amer. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, Okla.
- Larson, R. L. e Ladd, J. W. 1973. Evidence for the opening of the south Atlantic in the Early Cretaceous. *Nature*, 246(5430), p. 209-212.
- Le Pichon, X. e Hayes, D. E. 1971. Marginal offsets, fracture zones and the Early opening of the South Atlantic. J. Geophys. Res. v. 76. No 26, p. 6283-691.
- Leford, J. P. e Max, M. D. 1984. Development of the Porcupine Seabight: Use of magnetic data to show the direct relationship between early oceanic and continental structures. *J. Geol. Society Lon.* v. 141, p. 663-674.
- Leyden, R. 1976. Salt distribution and crustal models for the eastern Brazilian margin. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, v. 48, p. 159-168.
- Lima, C. Nascimento, E. e Assunção, M. 1997.Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South American plate. *Geophys. J. Int.*, v. 130, p. 112-124.
- Lobo, J. T., Valente, S. C., Szatmari, P. e Duarte, B. P. 2006. Tipos de fontes associadas às suítes basálticas de Campos e de Pelotas (Sul-Sudeste) e modelos geodinâmicos de ruptura do Gondwana ocidental. *Bol. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 14, no 2, p. 269-285.
- Luis, J. F. 2007. Mirone: A multi-purpose tool for exploring grid data. *Computers & Geosciences*, 33, p. 31-41.
- Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin N., Hole, M. e Pato, D. 2003. Mesozoic breakup of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Mar. Petrol. Geol.* v. 20, p. 287–308.
- Macedo, J. M. 1989. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Bol. Geoc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 3, no 3, p. 159-173.

- Marton, G., L, Tari, G.C. e Lehmann C.T. 2000. Evolution of the Angolan Passive Margin, West Africa, with Emphasis on Post-Salt Structural Styles, in Atlantic Rifts and Continental Margins, eds. Mohriak, W. e Talwani, M., Am. Geophys. Union, v. 115, p. 129–149.
- Maus, S., Sazonova, T., Hemant, K., Fairhead, D. e Ravat, D., 2007. The NGDC candidate for the World Digital Magnetic Anomaly Map. *G-Cube*, v. 8, no 6.doi: 10.1029.
- Max, M. D., Guidella, M., Kovacs, L. Paterlini, M. e Valladares, J. A. 1999. Geology of the Argentine continental shelf and margin from aeromagnetic survey. *Marine and Petrol. Geol.* v. 16, p. 41-64.
- McClay, K. R., Dooley, T., Whitehouse, P. e Mills, M. 2002. 4D-Evolution of rifts systems: Insights from scaled geophysical models. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. V. 86, no 6, p. 935-959.
- Meisling, K. E.; Cobbold, P. R. Mount, V. S. Segmentation of an Obliquely Rifted Margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, v. 85, n. 11, p. 1903-1924,
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W. e McFadden, P.L. 1996. The Magnetic Field of the Earth, *Academic Press*. 220 p.
- Mio, E., Chang, H. K e Correa, F. S. 2005. Integração de Métodos geofísicos na modelagem crustal da Bacia de Santos. *Rev. Bras. Geof.* v. 23, no 3, p. 275-284.
- Miranda, J. M., Galdeano, A., Rossignol, J. C. e Mendes Victor, L. A. 1989. Aeromagnetic anomalies in mainland Portugal and their tectonic implications. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 95, p. 161-172.
- Mizusaki, A.M.P. 1986. Rochas igneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos. Caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geofísica, UFRJ, Rio de Janeiro. 104p.
- Mizusaki, A. M. P. e Mohriak, W. U. 1992. Seqüências vulcano-sedimentares na região da Plataforma Continental de Cabo Frio, RJ, Anais do XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia. Resumos expandidos, São Paulo, SP, v.2, p. 468-469.
- Mizusaki, A.M.P.; Thomaz-Filho, A.; Valença, J. 1988. Volcano-sedimentar sequence of Neocomiam age in Campos Basin (Brazil) *Rev. Bras. Geoc.*, v. 18. n. 3, p. 247-251.
- Mohriak, W. U. e Barros, A. Z. N. Fujita, A. 1990. Magmatismo e tectonismo cenozóico na Região de Cabo Frio, RJ. PETROBRÁS-CENPES. In: Anais do *XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal, v.6, p. 2873-2885.
- Mohriak W. U. 2004. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul. In: V. Mantesso – Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro and B.B.Brito-Neves (eds.) Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, Ed. Becca, p. 293 – 318.
- Mortimer, E., Paton, D. A., Scholz, C. A., Strecker, M. R. e Blisniuk, P. 2007. Orthogonal to oblique rifting: effect of rift basin orientation in the evolution of the North Basin, Malawi Rift. *East Africa Basin Reearch*, v. 19, p. 393-407.

- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J-L., Contrucci, I., Louis, G., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Réhault, J. P. e Unternehr, P. 2005. Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo project). *Geophys. J. Int.*, v. 10, p. 246-266.
- Müller, R. D.; Roest, W. R.; Royer, J. Y.; Gahagan, L. M. e Sclater, J. G. 1997. Digital isochrones of the world's ocean floor. *J. Geophys. Res.*, v. 102, p. 3211-3214.
- Mutter, J.C., Talwani, M. e Stoffa, P.L. 1982. Origin of Seaward-Dipping Reflectors in Oceanic Crust off the Norwegian Margin by "Subaerial Sea-Floor Spreading": *Geology*, v.10, p. 353-357.
- Nurnberg, D. e Müller, R. D. 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics*, v. 191, p. 27-53.
- Ojeda, H.A.O. 1982. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* v. 66, no 6, p.732-749.
- Opheim, J.A., Gudmundsson, A., 1989. Formation and geometry of fractures, and related volcanism, of the Krafla fissure swarm, Northeast Iceland. *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 101, p. 1608–1622.
- Oreiro, S. G. 2002. Magmatismo e sedimentação na Plataforma Continental de Cabo Frio-RJ, no intervalo Cretáceo Superior-Terciário. Dissertação e Mestrado, Faculdade de Geologia, UERJ, 66 p.
- Oreiro, S. G. 2006. Magmatismo e sedimentação em uma área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior – Terciário. *Bol. Geoc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 14, n.1, p. 95-112.
- Palma, J. J. C. 1984. Fisiografia da área oceânica. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (editores), Geologia do Brasil: Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais - Escala 1:2500000. MME/DNPM, p. 429-444.
- Pedro, A. J. e Silva, C. G. 2005. A Atuação do Alto do Cabo Frio sobre a sedimentação ao sul da Bacia de Campos. *In: Resumos, IX Simpósio de Geologia do Sudeste*, Niterói, RJ. p. 184.
- Pereira, M.J.; Barbosa, C.M.; Agre, J.; Gomes, J.B; Aranha, L. G. F.; Saito, M.; Ramos, M.A.; Carvalho, M.D. de; Stamato, M. e Bagni, O. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos: análise das sequências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. In: *Congr. Bras. Geol.*, 34, *Anais...* Goiânia: SBG. v. l, p. 65-79.
- Pereira, M. J. 1990. Análise estratigráfica e deposicional das Formações Itajaí Superior e Juréia Inferior (Mesoturoniano/Eo-Santoniano), Bacia de Santos, Brasil. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Pilkington, m. e Percival, J. A. 1999. magnetization and long-wavelength aeromagnetic anomalies of the Minto block, Quebec. J. Geophys. Res, no. B4, p. 7513-7526.
- Ponte, F. C. 1971. Evolução paleogeológica do Brasil Oriental e da África Ocidental. PETROBRÁS - CPEG IV *Relatório Interno*, Salvador-Bahia, 71 p.

- Ponte, F. C. e Asmus, H. E. 1976. The brazilian marginal basins: current state of knowledge. An. Acad. bras. Ciênc., v. 48, (Supl.), p. 215-239, Proceedings International Symposium on continental margins of Atlantic type, São Paulo.
- Rabinowitz, P. D. e LaBreque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic and evolution of ist continental Margins. *J. Geophys. Res*, v.84, no B11, p. 5973-6002.
- Rangel, H. D. 2005. Manifestações magmáticas na parte sul da Bacia de Campos (Área de Cabo Frio) e na Bacia de Jequitinhonha. *Bol. Geoc. Petrobrás*, v.14, n.1, p. 155-160.
- Rangel, H. D., Martins, F. A. L., Esteves, F. R. e Feijó, F. J. 1994. Bacia de Campos. Bol. Geoc. Petrobrás, v. 8, no 1, p. 203-217.
- Reis, A.P., Mansur, K.L. 1995. Sinopse geológica do Estado do Rio de Janeiro Mapa Geológico 1:400.000. DRM (RJ). Niterói (RJ). Texto e Mapa. 90 p.
- Renné, P.R.; Ernesto, M.; Pacca, I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prevot, M. e Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, v. 258, p. 957-959
- Ricominni, C., Sant'Anna, L. G. e Ferrari A. L., 2004. Evolução geológica do rifte sontinental do Sudeste do Brasil. In Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R, Brito Neves, B. B. (eds), 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, Brasil, 647 p.
- Riccommini, C. 2008. Rapid changes of stress-field in the passive continental margin of southeastern Brazil, *33 Int. Geol. Congress*, Abstracts, CD-ROM.
- Rizzo, J.G. 1987. Falhas das seqüências rift e pós-rift na bacia de campos, Rio de Janeiro, Brasil. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, 74p.
- Rosendahl, B. R. 1987. Architecture of continental rift with special reference to east Africa. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 15, p. 445-503.
- Sadowsky, G. R., Dias Neto, C. M., 1981. O lineamento tectônico de Cabo Frio. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 11, p. 209-212.
- Sandwell, D.T. e Smith, W.H.F. 1997. Marine gravity anomalies from GEOSAT and ERS-SAT altimetry. J. Geophys. Res., v. 102, p. 10.039-10.045.
- Schimmel, M. Assunção, M. e Van Decar, J. C. 2003. Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. J. Geophys. Res., v. 108, no. B4, 2191, doi:10.1029/2001JB000187.
- Schmitt, R. S. 2001. A orogenia Búzios: caracterização de um evento tectonometamórfico Cambro-Ordoviciano no Domiínio Tectônico de Cabo Frio, sudeste da Faixa Ribeira. Tese de Doutorado. Universidade Federal Rio de Janeiro.
- Schmitt, R. S., Trouw, R. A. J., Pimentel, M. M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronolocical data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 133, p. 29-61.
- Schmitt, R. S., Guerra, J.V., Skrepnek, C.C., Stanton, N., Mohriak, W., Trouw, R.A.J. 2005. Tectonic evolution of the offshore islands of Cabo Frio Tectonic High,

southeastern Brazilian continental margin- from Cambrian to recent. In: IV International Symposium on Tectonics - X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Curitiba. Resumos expandidos *X SNET*, 2005. v. 1.

- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R., Passchier, C.W. 2008. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & De Wit, M.J. (eds) West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. *Geol. Society Lon. Spec. Pub.*, v. 294, p. 279-296.
- Schwarz, E. J. 1991. Magnetic expressions of intrusions including magnetic aureoles. *In:* Wassilewski and Hood (editors), Magnetic Anomalies-Land and Sea. *Tectonophysics*, v. 192, p. 191-200.
- Scotese, C. R. 1979. A Continental drift. University of Chigago, 2nd edition. 116 p.
- Sibuet, J-C., Srivastava, S. e Manatschal, G. 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.* v. 112, B6, p. NIL_84-NIL_106
- Sichel, S.E; Alves, E.C.; Sperle, M.D.; Araujo, A.N.; Chianello, E.L. 1997. geocronologia dos Maciços Alcalinos de Itatiaia, Tanguá, Rio Bonito, Morro de São João e Ilha de Cabo Frio (RJ) e a Natureza do Lineamento Alcalino de Cabo Frio.V Congresso Brasileiro do Sudeste, Penedo/Itatiaia, RJ, Atas, p. 62 -64.
- Souza, S.B. 2006. Feições regionais da região emersa do Alto de Cabo Frio e sua continuação para as Bacias de Campos e Santos. Dissertação de Mestrado. UERJ Rio de Janeiro. 127 p.
- Silva, P.C.R. 1995. A fase rifte e reativações pós-rifte no centro-oeste da Bacia de Campos. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 125p.
- Souza, K. G. 1991. La marge continetale brésilienne sud orientale et les domaines oceaniques adjacents: structure et evolution. Thése de doctorat. Université Pierre et Marie Curie, Paris. 230 p.
- Stanton, N. S. G.; Schmitt, R. S.; Menino, G. M; Silva, F. e Mohriak, W. M. 2006. estruturas rúpteis meso-cenozóicas na Ilha Comprida - Alto de Cabo Frio, RJ. *In: VII Simpósio de Geologia do Cretáceo*, São Paulo, *resumos*, CD-ROM.
- Stanton, N. S. G. e Schmitt, R. S. 2007: Cronologia relativa das estruturas rúpteis e diques Meso-cenozóicos na porção onshore do Alto do Cabo Frio – região costeira e ilhas adjacentes, RJ. Resumos expandidos. X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET, Natal, RN, CD-ROM.
- Stanton, N. S., Galdeano, A., Schmitt, R. S., Maia, M. e Mane, M. 2008. Mesozoic tectonic evolution of the Cabo Frio High, Southeast Brazil: Onshore and offshore structural and magnetic data. *In: Resumos expandidos. I International Meeting for Young Researcher on Structural Geology*, Oviedo, Espanha, CD-ROM.
- Szatmari, P.; Conceição, J. C.; Lana, M. C.; Milani, M.; Lobo, A. P. 1984. Mecanismo tectônico do riftiamento sul-atlântico. *In: Anais do 33^o Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 1589-1601.

- Szatmari, P. & Moriak, W.U. Plate model of post-breakup tectono-magmatic activity in SE Brazil and the adjacent Atlantic. 1995. SBG/Núcleo Rio Grande do Sul, *Anais do 5° Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Gramado, v. 1, p. 213-214.
- Szatmari, P., Françolin, J.B.L., Zanotto, O. e Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Rev. Bras. Geoc*, v.17, no 2, p. 180-188.
- Tetzner, W. e Almeida, J. C. H. registros da abertura do oceano Atlântico Sul no Cabo de Búzios: os diques toleíticos. 2003. In: Anais do IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios, RJ, p. 250-253.
- Thebault, E. 2008. (http://www.ipgp.jussieu.fr/~ethebault/)
- Thomaz-Filho, A., Cordani, U.G. e Kawashita, K. 1976. Aplicação do método Rb/Sr na datação de rochas sedimentares argilosas na Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. Anais...São Paulo: SBG. v. 4, p. 289-302.
- Thomaz Filho, A. e Rodriguez, A. L. 1999. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas Cabo Frio e sua continuidade na Cadeia Vitória-Trindade. Revista Brasileira de Geociências v. 29, no 2, p. 189-194.
- Thompson, R. N., Gibson, S. A., Mitchell, J. G., Dickin, A. P., Leonardos, O. H., Brod, J. A. e Greenwood, J. C. 1998. Migrating Cretaceous – Eocene magmatismo in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade Mantle Plume? *J. Petrology*, 39, p. 1493-1526.
- Tommasi, A. e Vauchez, A. 2001. Continental rifting parallel to ancient collisional belts: an effect of the mechanical anisotropy of the lithospheric mantle. *E. Planet. Sci. Lett*, 185 p. 199-210
- Trompette, R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). A.A. Balkema Rotterdam, 350 p.
- Trow, R. A. J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C., Aleida, J. C. H, Tupinambé, M. e Andreis, R. R. 2000. The central segmento f the Ribeira Belt. In: Tectonic Evolution of the South America. Eds: Cordani, U. G., Milani, E. j., Thomaz-Filho, A. e Campos, D. A. p. 287-310.
- Tupinambá, M., Teixeira, W. Heilbron, M. 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction related plutonism: the role of Rio negro complex in the Ribeira Belt. *Rev. Bras. Geoc.* v. 300, p. 007-011
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M.S.M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40 Ar- 39 Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 333-348.
- Ussami, N. Kolisnik, A. Raposo, M. I. B. Ferreira, F. J. F., Molina, E. and Ernesto, M. (1991): Detectabilidade magnética dos diques do Arco de Ponta Grossa: Um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha. *Rev. Bras. Geosc.* v. 21, no 4, p. 317-327.
- Valente, S. e outros. 2005. Mapa do enxame de diques da Serra do Mar, RJ. Anais do III Simpósio de Vulcanologia e ambinetes associados, Cabo Frio, p. 207-211.
- Valente, S. C., Corval, A., Duarte, B. P., Ellam, R. M., Fallick, A. E., Meighan, I. G. e Dutra, T. 2007 Tectonic boundaries, crustal weakness zones and plume-

subcontinental lithospheric mantle interactions in the Serra do Mar dyke swarm, SE Brazil. *Rev. Bras. Geoci.* v. 3, no 1, p. 194-201.

- Vink, G. E. 1982. Continental rifting and the implications for plate tectonic reconstructions. J. Geophys. Res., v. 87, p. 10,677-10,688.
- Wessel, P. e Smith, W., 1998. New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS transactions of the American Geophysical Union*, v. 79, p. 579.
- White, R. S. e Mackenzie, D. 1995. Mantle plumes and flood basalts. J. Gepphys. Res., v. 100, p. 17,543-17,585.
- Zalán, P. V. e Oliveira, J. A. B., 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Bol. Geoci. Petrobras*, v.13, n. 2.
- Zimbres, E.; Kawashita, K. e Van Schmus, W.R. 1990. Evidências de um núcleo Transamazônico na Região de Cabo Frio, RJ e sua correlação com o cráton de Angola, Africa. *Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 2735-2743.