



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Juarez Lourenço

**Interpretação de Dados Aeromagnéticos do Sistema de Riftes Cenozóicos da
Bacia de Campos: Estudo de Caso no Gráben de São João (RJ).**

Rio de Janeiro

2009

Juarez Lourenço

**Interpretação de Dados Aeromagnéticos do Sistema de Riftes Cenozóicos da
Bacia de Campos: Estudo de Caso no Gráben de São João (RJ).**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Paulo de Tarso L. Menezes

Rio de Janeiro

2009

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CCS/C

L892 Lourenço, Juarez

Interpretação de Dados Aeromagnéticos do Sistema de Riftes
Cenozóicos da Bacia de Campos: Estudo de Caso no Gráben de São
João (RJ). / Juarez Lourenço – 2009. - 83 f.

Orientador : Paulo de Tarso Luis Menezes
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
Faculdade de Geologia

1. Geologia Aplicada – Campos, Bacia de (RJ) – Teses. 2. Graben
de São João – Campos, Bacia de (RJ) – Tese. 3. Aeromagnético –
Campos, Bacia de (RJ) – Teses. I. Menezes, Paulo de Tarso L.. II
Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III.
Titulo.

550.8(815.3)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação.

Assinatura

Data

Juarez Lourenço

**Interpretação de Dados Aeromagnéticos do Sistema de Riftes Cenozóicos da
Bacia de Campos: Estudo de Caso no Gráben de São João (RJ).**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós- Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovada em _____

Banca Examinadora: _____

Prof. Dr. Paulo de Tarso Luiz de Menezes (Orientador)
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof. Dr. Miguel Angelo Mane Faculdade
de Geologia da UERJ

Dr. Antônio Saldanha de Sousa Neves

Rio de Janeiro

2009

DEDICATÓRIA

À minha mãe em especial, esposa, familiares e amigos, pela compreensão, apoio e incentivo nessa etapa de minha vida.

AGRADECIMENTOS

O autor expressa seus agradecimentos a:

Instituições:

A ANP - Agência Nacional do Petróleo e CPRM - Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais pelos dados fornecidos para o desenvolvimento desta dissertação.

A Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro e todo o seu corpo docente, pela colaboração e atenção no fornecimento de recursos e pelos espaços de discussão ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

Aos funcionários do programa de Pós-Graduação da Faculdade de Geologia, pela colaboração, atenção e ajuda, em especial a Edna Santuchi e Diogo Ferreira, da secretária.

Ao Diretor do Observatório Nacional Dr. Sergio Luiz Fontes e ao Departamento de Geofísica deste órgão, no fornecimento de recursos e apoio, ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

Professores e pesquisadores:

Agradecimento especial ao professor e orientador Dr. Paulo de Tarso Luiz de Menezes pela dedicação, incentivo, empenho, ajuda, e por seus ensinamentos desde o processo de seleção, desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

Ao professor Dr. Antonio Thomaz Filho pelos espaços de discussão, sugestões e pelos valiosos aportes durante o desenvolvimento desta dissertação.

Ao professor Dr. Miguel Angelo Mane pelos espaços de discussão, sugestões e pelos valiosos aportes durante a elaboração desta dissertação.

Aos professores Dr. Jorge Carlos Della Fávera e Dr^a Monica Heilbron pelos valiosos ensinamentos e incentivo durante a realização das disciplinas por eles ministradas no programa de Pós-graduação, da Faculdade de Geologia.

As professoras Dr^a Maria Antonieta e Dr^a Claudia Valadares durante o processo de seleção e decorrer do curso.

Aos professores Dr. Irineu Figueiredo, Dr. Jean Marie Flexor e Dr. Iris Pereira Escobar do Observatório Nacional pelo grande incentivo, e apoio para ingresso e no decorrer do curso.

Agradecimentos Pessoais:

Agradeço a Deus, por me fornecer proteção, saúde e paz durante a minha vida.

Agradeço de todo coração a Elza, minha mãe, e meu pai João, pelo incentivo, motivação, apoio, confiança, amor e ensinamentos passados durante toda a minha vida.

Agradeço a minha esposa Denise, pelo todo incentivo, apoio, compreensão, e amor nesta etapa da minha vida.

Agradeço aos meus familiares (irmãos, tios, sobrinhos, primos e etc...) pelo apoio, carinho e compreensão nesta e demais etapas da minha vida.

Agradeço em especial a Juarez das Graças Lourenço meu tio, que sempre me apoio e ajudou como um segundo pai durante todas as etapas da minha vida.

Agradeço em especial ao professor Dr. Antônio Saldanha de Sousa Neves pelo espaços de discussão, orientação e pelos valiosos aportes no início da minha vida profissional.

Agradeço em especial a grande amiga Angela A. Vieira e família, que é como uma irmã, sempre com muito carinho, apoiando, e incentivando em todos os momentos.

Agradeço em especial aos grandes amigos Maria das Graças Brito de Vargas e José Farias de Albuquerque, que muito apoiaram e incentivaram para realização deste curso.

Agradeço a todos os amigos, que estiveram ao meu lado apoiando e incentivando nas etapas da minha vida.

Agradeço a todos os colegas do Observatório Nacional, que cooperaram e apoiaram na realização do trabalho.

**"Se queremos progredir; não
devemos repetir a história,
mas fazer uma história nova."**

(Mahatma Gandhi)

RESUMO

Lourenço, Juarez. **Interpretação de dados aeromagnéticos do sistema de riftes cenozóicos da Bacia de Campos**: estudo de caso no Gráben de São João. 2009. 83 f. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Geociências) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Bacia de Campos, localizada no Estado do Rio de Janeiro, é a maior produtora de óleo do país, sendo responsável por mais de 84% da produção nacional. São reconhecidos nela seis sistemas petrolíferos, acredita-se que suas origens são de rochas lacustres dentro do sistema de rifte no Cretáceo Superior, os quais armazenaram-se acima da camada de sal em reservatórios turbidíticos Terciários em combinação com trapas. Os campos de óleo ficam situados principalmente na porção de água profundas na Bacia de Campos, onde os principais riscos no sistema de exploração do petróleo incluem: a) Identificação de rochas geradoras no Cretáceo Superior; b) a viabilidade de caminhos de migração através de espessas camadas de sal; e c) o mecanismo para armazenar hidrocarboneto nos reservatórios de turbiditos acima da camada de sal em um sistema propenso de lodo em águas profundas. O entendimento da estrutura tectônica regional e a evolução da margem sudeste brasileira são muito importantes pois, esta porção da margem continental brasileira não constituiu uma margem passiva típica como se era esperado pela teoria da Tectônica de Placas. Vários eventos aconteceram desde o evento de abertura Atlântico, enquanto ocorria à sua formação, no Paleoceno-Mioceno, Uma série de grabens onshore com direção SW-NE estão em um corredor ao longo da atual linha de costa. Falhas de transferência na direção SE-NW foram reativadas no período do Cretáceo inferior e no Cenozóico, durante uma contínua sedimentação de turbiditos, acompanhados por um abundante vulcanismo e assentamento do fundo atribuído a movimento da litosfera. Muitos dos trabalhos publicados, foram baseados em dados regionais de baixa resolução: dados de anomalias de gravidade derivadas de satélite, levantamentos gravimétricos/magnéticos marítimos de baixa resolução e umas poucas linhas sísmicas regionais 2D. Na década de 2000, vários projetos de aerolevanteamento magnéticos de alta resolução foram executados ao longo de áreas de águas rasas na margem continental Sudeste. No presente trabalho nos integramos e interpretamos os dados magnéticos aéreos de alta resolução de dois projetos distintos na bacia de Campos um Offshore e outro Onshore com intuito de conhecer a área a nível regional. Utilizou-se várias técnicas avançadas aos dados magnéticos, Estes recursos conduziram-nos ao reconhecimento de várias falhas NW-SE que se estendem do embasamento da área onshore para a porção mais funda da bacia de Campos, assim como a identificação de estruturas não conhecidas antes, pois tem a sua localização parte onshore e parte offshore.

Palavras-chave: Bacia de Campos, aerolevanteamentos magnéticos, grabens, falhas NE-SW, falhas NW-SE, falhas de transferências.

ABSTRACT

Lourenço, Juarez. **Interpretation of aeromagnetic data from the Cenozoic rift system of the Campos Basin**: case study in Gráben de São João. 2009. 83 f. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Geociências) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Campos Basin is the most prolific Brazilian oil-producing basin where largest oil fields are found and is responsible for more than 84% of all the oil produced in the Country. Six petroleum source rocks have been recognized so far, all believed to be lacustrine rocks of the Early Cretaceous rift system. The oil eventually has migrated through the overlying salt and accumulated in combination traps in Tertiary turbidite reservoirs. The oilfields are mainly located in the deep water portion of Campos Basin, where the main exploration risks of the petroleum system include: (a) Identification of Early Cretaceous source rocks; (b) the viability of migration pathways through thick salt layers; and (c) the mechanism for hydrocarbon charging of suprasalt turbidite reservoirs in a deepwater mud-prone system. To address these issues properly, it is necessary to understand the regional tectonic framework and evolution of the southeast Brazilian margin. That portion of the Brazilian continental margin is not a typical passive margin as one would expect from the premises of Plate Tectonics. Several events took place since the Atlantic opening event, leading to the formation of a series of SW-NE striking onshore grabens in the Paleocene-Miocene, along corridors parallel to the present coastline. Those grabens are limited by SE-NW striking transfer faults, reactivated in the Late Cretaceous and in the Cenozoic when occurred the sedimentation of the turbidites. That reactivation was accompanied by abundant volcanism and deep-seated folds attributed to lithospheric buckling. Most all the previous published work was restricted to the analysis of regional datasets such as satellite-derived gravity anomalies, low-resolution shipboard gravity-magnetic surveys and 2D regional seismic lines. In the 2000's several new high-resolution airborne magnetic surveys were acquired along the shallow water portion of the southeast continental margin. In the present work we integrate and interpret two distinct high-resolution airborne magnetic data in offshore Campos Basin and in the adjacent basement area, in order to build a regional structural model for the entire region. Our main goal is the identification of the subtle NW-SE fault system in the Campos Basin and their continuity to the onshore portion. To that end we have applied several enhancing techniques on the magnetic data. That approach led to the recognition of several NW-SE faults extending from the onshore basement area to the deeper, offshore, portion of Campos Basin. Due to this joint interpretation we were able to resolve the structures that were at the edges. We therefore not only were able to recover the continuity of the structures across the two surveys but also to map entirely new structures.

Keywords: Campos Basin, airborne magnetic, SW-NE faults, NW-SE faults, grabens, transfer faults.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – Localização da Área de Estudo	3
Figura 1.2 – Mapa da localização geográfica da bacia de Campos.....	4
Figura 2.1 – Topografia e batimetria da área de estudo	5
Figura 3.1 – Mapa do Continente Gondwana	6
Figura 3.2 – Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste.....	7
Figura 3.3 – Secção estrutural do orógeno Ribeira.	8
Figura 3.4 – Mapa geológico do domínio tectônico Cabo Frio (DTCF).....	9
Figura 3.5 – Mapa da localização da bacia de Campos	10
Figura 3.6 – Mapa dos poços e linhas sísmicas da região sudeste.....	11
Figura 3.7 – Mapa regional com os domínios de tectônica de sal	12
Figura 3.8 – Carta estratigráfica da bacia de Campos.....	13
Figura 3.9 – Paleomapa da fase rifte.....	15
Figura 3.10 – Paleomapa da fase transicional.....	16
Figura 3.11 – Paleomapa da fase marinha.....	17
Figura 3.12 – Mapa regional mostrando os rifles cenozóicos.....	18
Figura 4.1 – Esquemático das forças geradas por dois monopolos	23
Figura 4.2 – Esquemático do campo magnético gerado por uma fonte dipolar	23
Figura 4.3 – Esquemático do campo magnético terrestre.	24
Figura 4.4 – Mapa de declinação magnética	25
Figura 4.5 – Esquemático da Magnetosfera	26
Figura 4.6 – Mapa do IGRF	28
Figura 4.7 – Mapa de inclinação magnética	29
Figura 4.8 – Mapa de declinação magnética.....	29
Figura 4.9 – Foto da aeronave Britten Norman Islander BN2-A	35
Figura 4.10 – Exemplo de perfil do magnetômetro terrestre.....	38
Figura 4.11 – Exemplo de fluxograma do processamento.....	40
Figura 5.1 – Mapa magnético residual onshore desnivelado.....	46
Figura 5.2 – Mapa magnético residual offshore desnivelado.....	47
Figura 5.3 – Mapa magnético residual onshore e offshore desnivelados	49
Figura 5.4 – Mapa magnético anômalo residual nivelado.....	50
Figura 5.5 – Mapa da primeira derivada vertical.....	52

Figura 5.6 – Mapa do sinal analítico	54
Figura 5.7 – Mapa de falhas do Snapshot do Euler – Worms	57
Figura 6.1 – Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira	59
Figura 6.2 – Mapa tectônico região sudeste do Brasil	59
Figura 6.3 – Mapa tectônico da região sudeste do Brasil	60
Figura 6.4 – Mapa de imagem de satélite com estruturas	61
Figura 6.5 – Mapa topográfico do estado do Rio de Janeiro	61
Figura 6.6 – Mapa topobatimétrico da área de estudo	62
Figura 6.7 – Mapa de anomalia free-air com falhamentos sísmicos.....	64
Figura 6.8 – Mapa bouguer regional.....	65
Figura 6.9 – Mapa de anomalia bouguer residual com falhamentos sísmicos.....	66
Figura 6.10 – Mapa da primeira derivada vertical interpretado com falhas.....	68
Figura 6.11 – Mapa geológico mostrando as ilhas da região de Cabo Frio	69
Figura 6.12 – Foto das ilhas representando o Trend NE-SW	69
Figura 6.13 – Mapa do sinal analítico com falhas do mapa de primeira derivada ...	71
Figura 6.14 – Mapa estrutural esquemático com os principais trend regionais	72
Figura 6.15 – Mapa de falhamentos estimados, trend NE-SW	73
Figura 6.16 – Mapa de falhamentos estimados, trend NW-SE	74

LISTA DAS TABELAS

Tabela 4.1 - Exemplos dos valores de Susceptibilidade magnética.....	41
Tabela 4.2 – Exemplos dos equipamentos utilizados	35
Tabela 4.3 – Modelo do Layout de gravação do banco de dados.....	44
Tabela 5.1 – Características dos Levantamentos Magnetométricos	48

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANP	Agência Nacional de Petróleo
BDEP	Banco de Dados e Petróleo
CPRM	Companhia Pesquisa e Recursos Minerais
DNPM	Departamento Nacional da Produção Mineral
ON	Observatório Nacional
UERJ	Universidade do Estado do Rio de Janeiro

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Considerações Iniciais	1
1.2	Localização e Aspectos Gerais	3
2	OBJETIVOS	4
2.1	Geral	4
2.2	Específico	5
3	ASPECTOS GEOLÓGICOS	6
3.1	Geologia Regional	6
3.1.1	<u>Faixa Ribeira</u>	7
3.1.2	<u>Geologia do Domínio Tectônico Cabo Frio (DTFC)</u>	8
3.1.3	<u>Bacia de Campos</u>	10
3.1.3.1	<u>Evolução Tectônico-estratigráfica</u>	11
3.1.4	<u>Alto de Cabo Frio</u>	19
4	MÉTODO MAGNÉTICO	20
4.1	Fundamentos Teóricos	20
4.1.1	<u>Introdução a Exploração Magnética</u>	20
4.2	Monopolo Magnético	21
4.3	Dipolo Magnético	22
4.4	Campo Magnético Terrestre	24
4.4.1	<u>Variação do Campo Magnético Terrestre</u>	24
4.4.2	<u>Variações temporais do Campo Magnético da Terra</u>	26
4.4.3	<u>Correção das variações do Campo Principal</u>	27
4.5	Susceptibilidade Magnética das Rochas	30
4.6	Levantamento Aeromagnetométrico	32
4.6.1	<u>Planejamento e Mobilização</u>	32
4.6.1.1	<u>Testes dos Equipamentos</u>	33
4.6.2	<u>Aquisição de dados</u>	34
4.6.3	<u>Equipamentos utilizados</u>	34
4.6.3.1	<u>Aeronave</u>	34

4.6.3.2	Aeromagnetometro	35
4.6.3.3	Sistema de Aquisição de Dados	36
4.6.3.4	Altímetros	37
4.6.3.5	Sistema de Navegação.....	37
4.6.3.6	Magnetômetro Terrestre	37
4.6.4	<u>Compilação de Dados</u>	38
4.6.5	<u>Equipe Técnica na Base de Operações</u>	39
4.7	Processamento de Dados	40
4.7.1	<u>Fluxograma de Processamento</u>	40
4.7.1.1	Preparação do Banco de Dados do Levantamento	41
4.7.1.2	Remoção da Variação Magnética Diurna	41
4.7.1.3	Correção do Erro de Parallax	41
4.7.1.4	Nivelamento dos Perfis.....	42
4.7.1.5	Remoção do IGRF.....	43
4.7.2	<u>Interpolação</u>	43
4.7.3	<u>Arquivo final de Dados</u>	44
5	METODOLOGIA	45
5.1	Introdução aos Levantamentos Aeromagnéticos	45
5.2	Análise e preparação dos Dados Magnéticos	46
5.3	Banco de Dados	48
5.4	Processamento dos Dados Aeromagnéticos	48
5.4.1	<u>Mapas Aeromagnéticos</u>	51
5.4.1.1	Primeira Derivada Vertical	51
5.4.1.2	Sinal Analítico	53
5.4.2	<u>Deconvolução de Euler</u>	55
6	ANALISE DOS DADOS E RESULTADOS	58
6.1	Integração com mapas Geológico e Tectônico	58
6.2	Integração com mapas de Imagens de Satélite e Topográfico	58
6.3	Integração com mapas Gravimétricos	63
6.4	Mapa Magnético – Primeira Derivada Vertical	66
6.5	Mapa do Sinal Analítico do Campo Magnético	70
6.6	Mapa estrutural a partir da Deconvolução de Euler	72
7	CONCLUSÕES	75

Referências Bibliográficas	77
ANEXO A – Secções Sísmicas	81
ANEXO B – Fotos de falhas e diques da região de Búzios e Cabo Frio	82
ANEXO C – Mapas Interpretados com correlação de estruturas Onshore e Offshore.	83

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – Considerações Iniciais

A Bacia de Campos é considerada a bacia sedimentar possuidora das maiores reservas de hidrocarbonetos da Plataforma Continental Brasileira. Situada na costa norte do Estado do Rio de Janeiro, com cerca de 100 mil Km², e estendendo-se do Sul do Estado do Espírito Santo nas imediações da cidade de Vitória, até Arraial do Cabo no estado do Rio de Janeiro. Localizada entre os paralelos 21° e 23° Sul, na parte sul tem como limite o alto de Cabo Frio que a separa da Bacia de Santos e separada, ao norte, pelo alto de Vitória que a separa da Bacia do Espírito Santo.

Responsável por 84% da produção nacional de petróleo conta, atualmente, com 55 campos que extraem cerca de 1,49 milhão de barris de óleo e 22 milhões de metros cúbicos de gás por dia, destes 55 campos existentes hoje na Bacia de Campos, 36 campos são considerados maduros, ou seja, já atingiram o pico de produção.

A exploração da bacia começou no final de 1976, com o poço 1-RJS-9-A, que deu origem ao campo de Garoupa, situado em surpreendente lâmina d'água de 100 m. Atualmente tais campos são considerados de águas rasas.

Seis sistemas petrolíferos foram identificados na bacia, onde as principais rochas geradoras estão associadas aos sedimentos lacustres do sistema de rifte no Cretáceo Superior, e os principais reservatórios estão associados aos turbidíticos Terciários em combinação com trapas (Szatmari et al., 1985; Mello et al., 1994).

Os campos gigantes da bacia ficam situados, principalmente, na porção de águas profundas (Figura 2.1), onde os principais riscos no sistema de exploração do petróleo incluem:

- (a) Identificação de rochas geradoras no Cretáceo Superior;
- (b) a viabilidade de caminhos de migração através das espessas camadas de sal; e
- (c) o mecanismo de formação dos reservatórios de turbiditos em ambientes de águas profundas.

Para discutir este assunto, é fundamentalmente necessário entender a estrutura tectônica regional e a evolução da margem sudeste brasileira. Como bem mencionado por Zalán e Oliveira (2005), esta porção da margem continental brasileira não constituiu uma margem passiva típica como se era esperado pela teoria da Tectônica de Placas.

Vários eventos aconteceram desde o evento de abertura Atlântico, enquanto ocorria a formação da Bacia de Campos, no Paleoceno-Mioceno. Destacam-se uma série de grabens onshore com direção SW-NE posicionados em um corredor ao longo da atual linha de costa. Falhas de transferência, de direção SE-NW, foram reativadas no período do Cretáceo inferior e no Cenozóico, condicionando estruturalmente a contínua sedimentação de turbiditos. Estes eventos foram acompanhados por um abundante vulcanismo e assentamento do fundo da bacia atribuído a movimento da litosfera. Cobbold et al. (2001) atribuíram estas zonas de transferência aos efeitos combinados de longo campo de estresses e atividades de *hot-spot*. Isso é confirmado pela análise de várias linhas sísmicas que mostram atividade tectônica na borda oeste da Bacia de Campos no Cenozóico superior (Mohriak e Barros, 1990).

É importante ressaltar que grande parte dos estudos realizados até o presente momento, foram baseados em dados regionais de baixa resolução, a saber: dados de anomalias de gravidade derivadas de satélite, levantamentos gravimétricos /magnéticos marítimos regionais e umas poucas linhas sísmicas regionais 2D (Karner, 2000, Cobbold et al. 2001, Meisling et al. 2001).

A partir da década de 2000, vários projetos de aerolevanteamento magnéticos de alta resolução foram executados ao longo das áreas de águas rasas na margem continental Sudeste (Zalán e Oliveira, 2005), proporcionando, então, a possibilidade de execução de estudos geológicos com maior detalhamento e confiabilidade.

No presente trabalho integram-se e interpretam-se os dados magnéticos aéreos de alta resolução de dois projetos distintos na bacia de Campos e área de embasamento adjacente (Tabela 5.1). A meta a ser atingida é a identificação do sutil sistema de falhas NW-SE na Bacia de Campos e a sua continuidade na porção onshore, além de estruturas que se estendam na porção onshore até offshore.

1.2 – Localização e Aspectos Gerais

O objeto de estudo consiste em um gráben assimétrico, e nas estruturas e falhas inseridas nas áreas adjacentes onshore e offshore, localizados na região sudeste do Brasil, leste do Estado do Rio de Janeiro, compreendendo aproximadamente parte da Região dos Lagos, tanto na parte onshore como *offshore* entre as latitudes das cidades de Búzios e Macaé, com dimensões aproximadas de 20 km por 40 km, sendo seu eixo maior orientado segundo a direção NE. A batimetria na região central deste gráben, localizada à latitude da cidade de Barra de São João, varia de 20 a 50m (Souza, 2002).

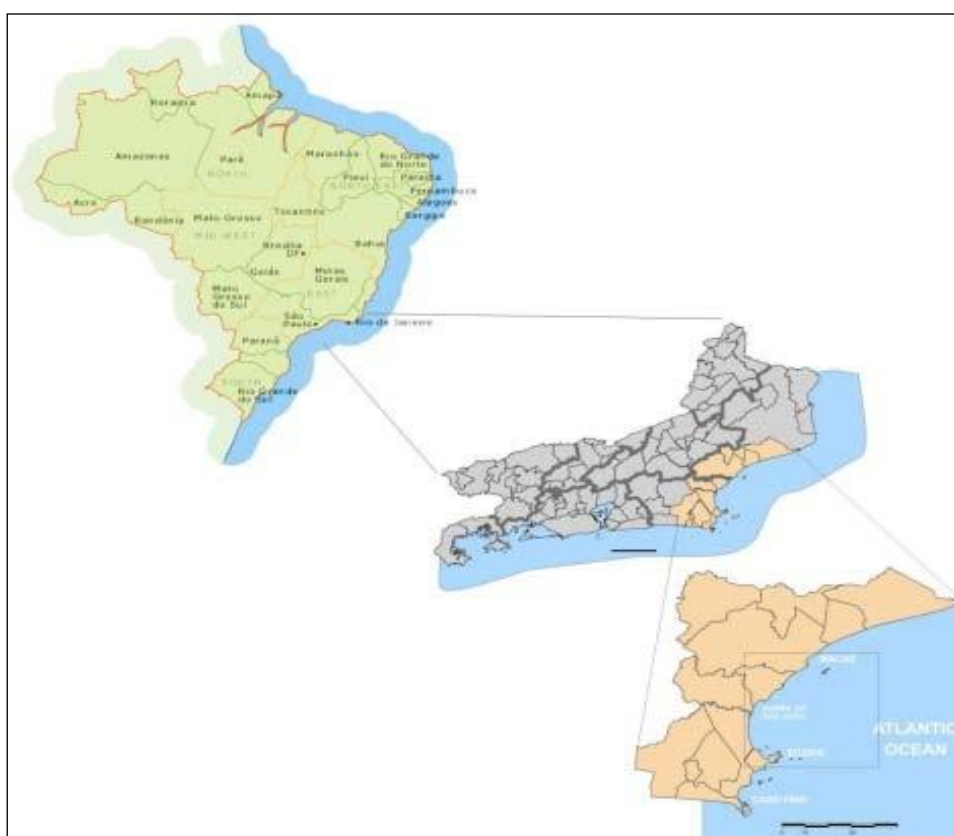


Figura 1.1 - Localização da Área de Estudo a nível nacional

A referida estrutura encontra-se localizada na Plataforma Continental de Cabo Frio, no Estado do Rio de Janeiro conforme mostrado nas Figuras 1.1. e 1.2. Adjacentes a esta plataforma estão localizadas, a ENE, a Bacia de Campos, responsável por cerca de 84% da produção nacional de petróleo; e a SSE, a Bacia

de Santos, onde recentes descobertas indicam a presença de significativas reservas de hidrocarbonetos.

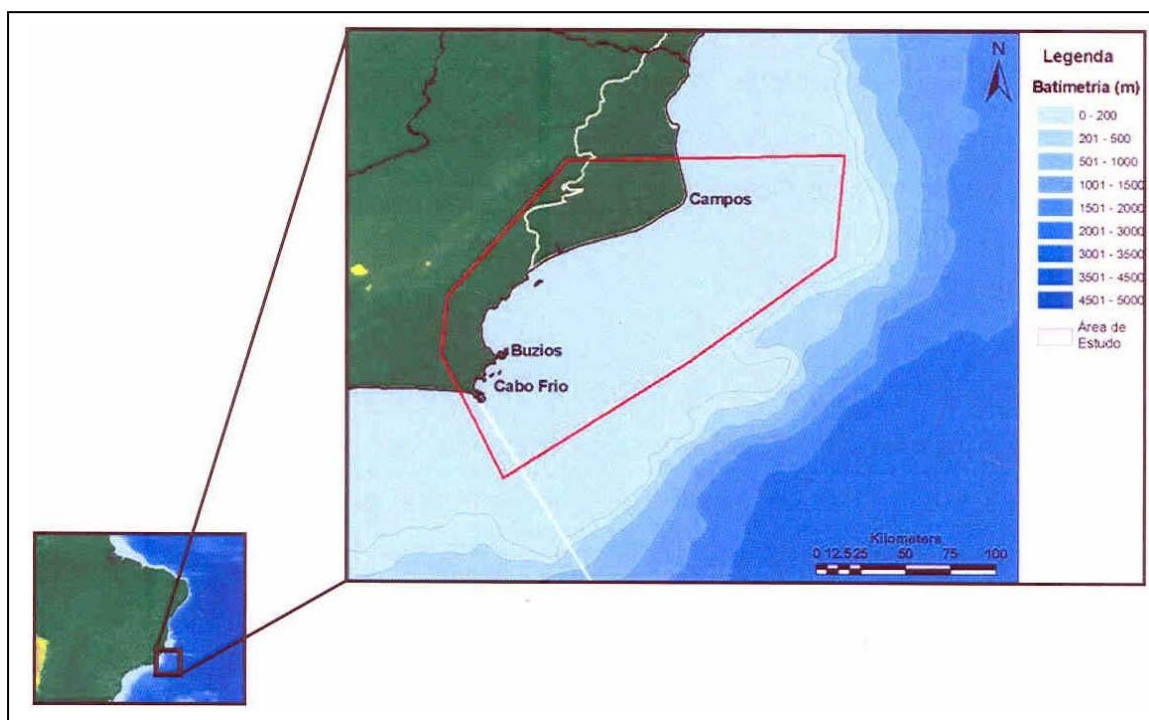


Figura 1.2 - Mapa de Localização geográfica da Bacia de Campos com batimetria.

2 – OBJETIVOS

2.1 – Geral

De fato, a Bacia de Campos tem sido alvo de diversos estudos visando à definição desses sistemas de riftes e das zonas de transferência, como por exemplo: Karner (2000), Meisling et al. (2001) e Cobbold et al. (2001). Entretanto, todos esses estudos foram baseados em dados regionais de baixa resolução: dados gravimétricos de satélite e umas poucas linhas sísmicas regionais 2D. Na presente proposta pretendemos investigar essas feições geotectônicas utilizando para tal um conjunto de dados magnetométricos englobando: levantamento magnético de alta resolução (espaçamento entre linhas de 0,5 a 1 km) nas porções Onshore e Offshore. Poderão ainda ser utilizados para auxiliar a interpretação dados gravimétricos e linhas sísmica linhas 2D regionais disponíveis no BDEP da ANP.

2.2 – Específico

Este trabalho inclui três objetivos de significativa relevância no entendimento da tectônica e na formação de reservatórios de petróleo da Bacia de Campos:

- Mapeamento em maior detalhe das principais zonas de transferência na Plataforma de Cabo Frio, porção rasa da Bacia de Campos. Com a utilização dos dados onshore e offshore temos uma visão da continuidade das estruturas não só parte de terra como na parte do mar nas regiões vizinhas, fato este que poderão assegurar uma interpretação com um melhor embasamento.

- Definição do arcabouço estrutural do Gráben de São João, um rombo-gráben assimétrico (Mohriak e Barros, 1990) pertencente ao sistema de riftes do sudeste brasileiro (Zalán e Oliveira, 2005)

- Definição de outras estruturas nesta região, que devido a sua localização esteja no limite da porção Onshore com a porção Offshore não eram conhecidas e estudadas.

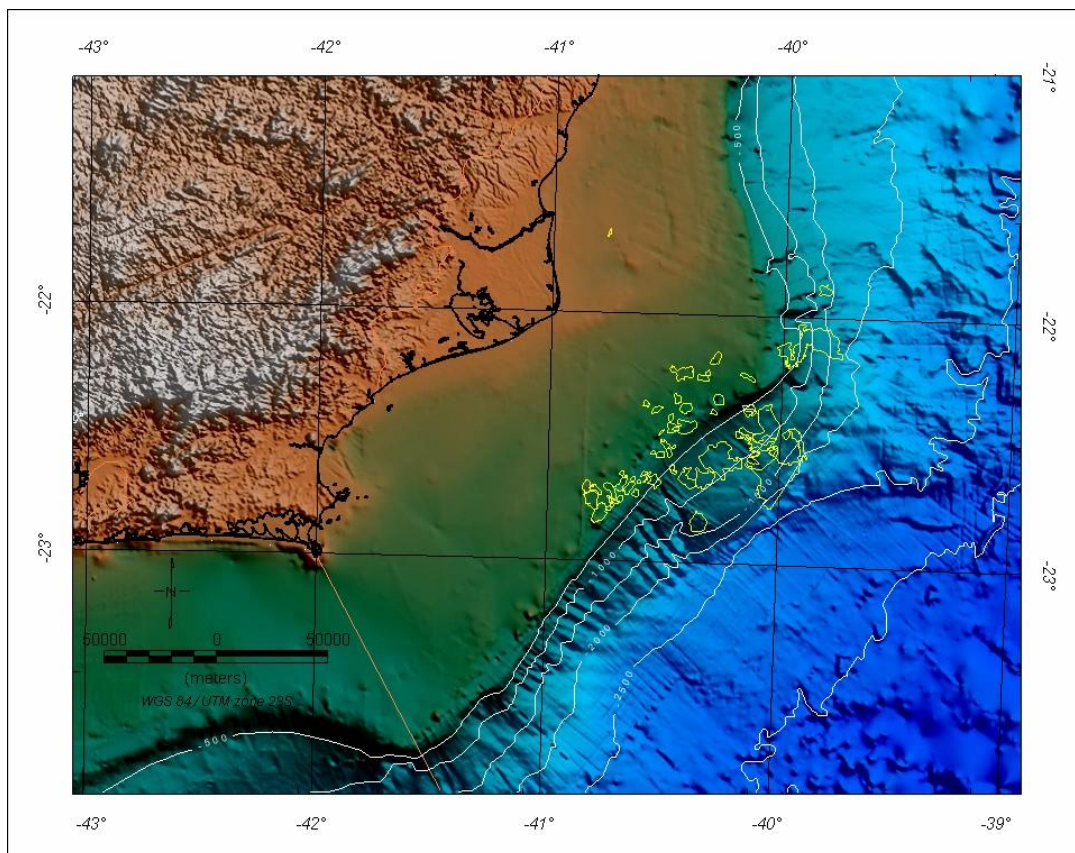


Figura 2.1 – Topografia e batimetria da área de estudo: relevo adjacente Onshore e porção offshore da bacia de Campos. Os campos de óleo já conhecidos estão representados em amarelo.

3 – ASPECTOS GEOLÓGICOS

3.1 – Geologia Regional

A Região dos Lagos que faz parte do Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF) onde está a nossa área de estudo, e está inserida na Faixa Ribeira. Este domínio teve sua formação durante o Cambriano e Ordoviciano, caracterizando a Orogenia Búzios (Schmitt *et al.* 2004), o último evento de colagem Brasiliana. Atualmente a área faz parte do Alto de Cabo Frio, uma mega estrutura que limita a Bacia de Campos e Santos. Esta mega-estrutura foi formada na fase pré-rifte na abertura do Oceano Atlântico, há mais de 130 Ma.

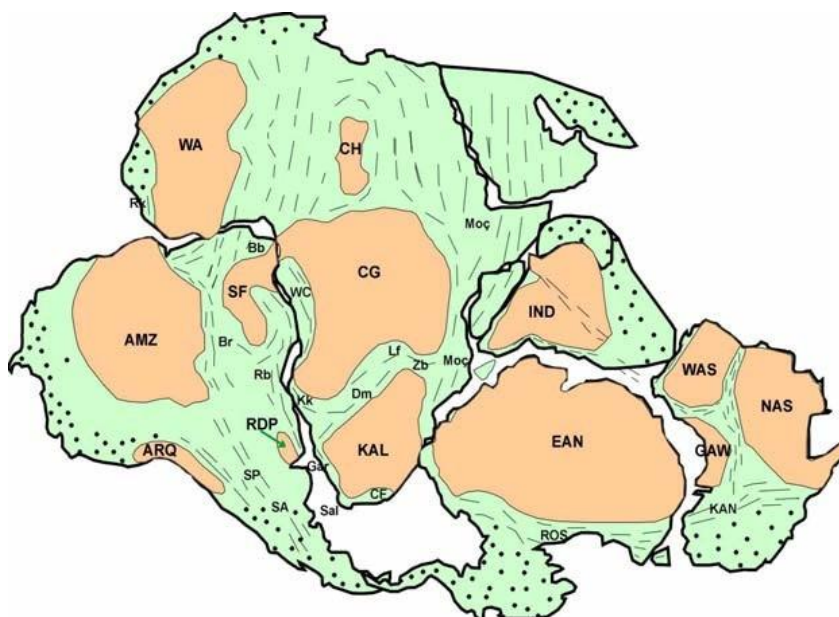


Figura 3.1 – Mapa do continente Gondwana com representação dos Cratons e Faixas Moveis.

Legenda:

Rb	Faixa Ribeira
SF	Cráton de São Francisco
Br	Faixa Brasília
CG	Crato do Congo (Powell 1993)
WC	Faixa do Congo West

3.1.1 – Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira apresenta características bem peculiares, e já citada em vários trabalhos, que esta Faixa pertencente à Província Mantiqueira, e que se desenvolveu durante a orogenia Neoproterozóica Brasileira que resultou na formação do paleocontinente Gondwana (Figura 3.1). A Faixa Ribeira no seu processo de formação teve grandes movimentos tectônicos sendo assim constituída por um complexo sistema de dobramentos e empurrões, a direção predominante é NE -SW e com aproximadamente cerca de 1400 Km extensão, ao longo da costa sudeste do Brasil. A Faixa Ribeira é limitada a sul pelo Crato Luís Alves, a norte pela Faixa Araçuaí e a noroeste pela Zona de Interferência entre as faixas Ribeira e Brasília (Heilbron *et al.* 2004).

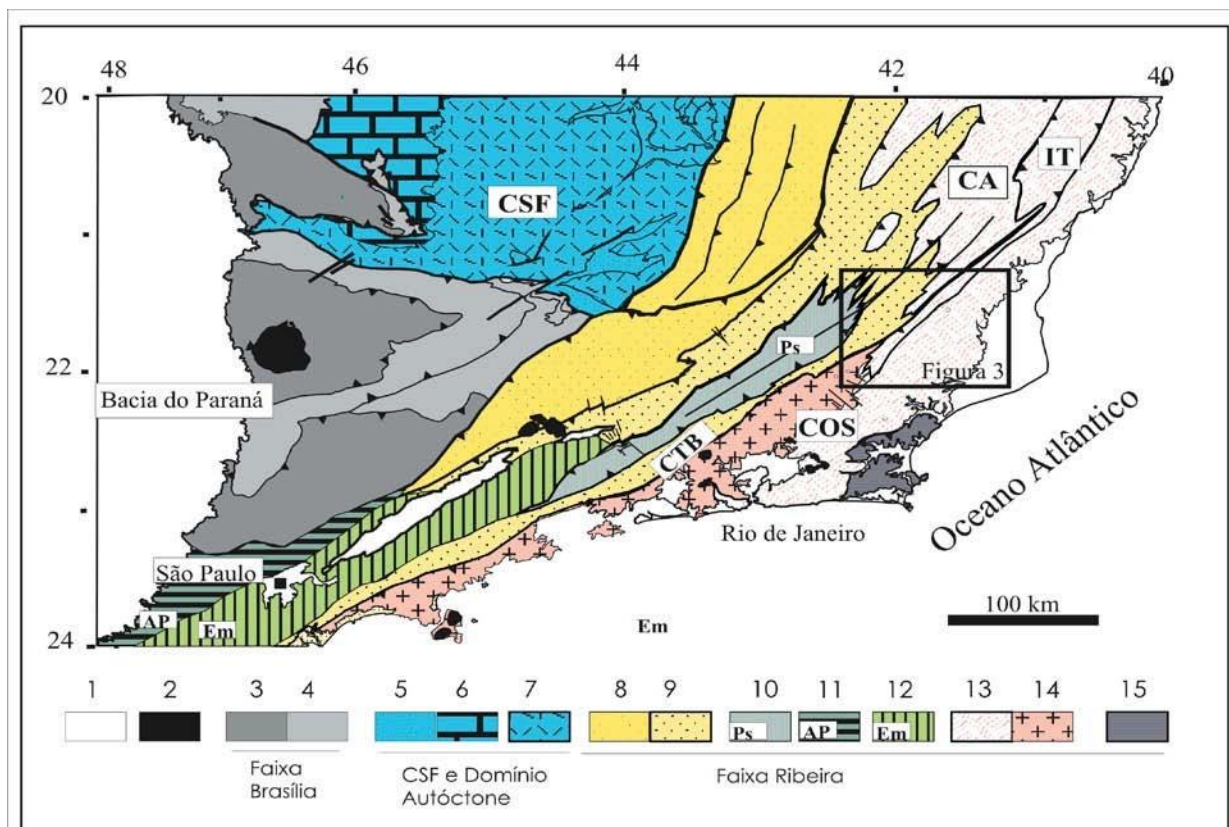


Figura 3.2 - Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste brasileira, (modificado de Heilbron et al. 2004a, b.) Tupinambá et. al. 2007.

Legenda: 1-Coberturas Fanerozóicas; 2- Rochas Alcalinas do K/Eoceno; 3 a 4: Faixa Brasília: 3-Domínio Externo, 4- Domínio Interno; 5 a 7: Craton do São Francisco e Domínio autóctone: 5- Megassequência Andrelândia autóctone, 6- Supergrupo Bambuí, 7- Embasamento cratônico; 8 a 15: terrenos da Faixa Ribeira: 8- Terreno Ocidental/Domínio Andrelândia, 9- Terreno Ocidental/Domínio Juiz de Fora, 10- Terreno Paraíba do Sul, 11- Terreno Apiaí, 12- Terreno Embú, 13- Terreno Oriental: Ca- Domínio Cambuci, IT -Klippe Italva, Cós -Domínio Costeiro, 14- Terreno Oriental/Arco magmático Rio Negro, 15- Terreno Cabo Frio.

Neste mesmo trabalho podemos observar a compartimentação da Faixa Ribeira nos seguintes terrenos tectono-estratigráficos: Terreno Ocidental, Terreno Oriental, Klippe Paraíba do Sul e Terreno Cabo Frio, sendo os três primeiros colados há ca. 580 Ma, enquanto o Terreno Cabo Frio só foi colado aos demais em ca. 520 Ma (figura 3.2 e figura 3.3). O Terreno Ocidental é subdividido em Domínio Autóctone, Domínio Andrelândia e o Domínio Juiz de Fora com principal período colisional entre 605-560 Ma, e o Terreno Oriental em Domínio Cambuci, Domínio Costeiro e o Domínio Itálva com principal período colisional entre 535 - 510 Ma, como mostram a figura 3.2 e figura 3.3.

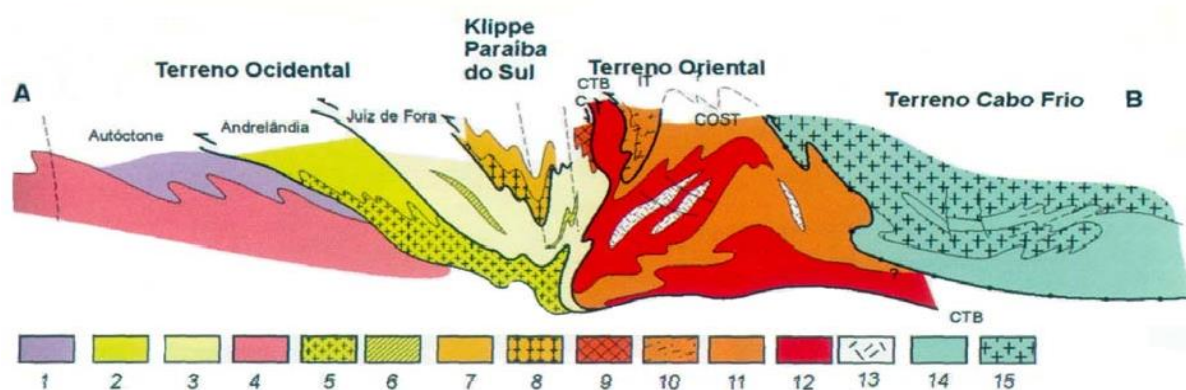


Figura 3.3 – Seção Estrutural do Orógeno Ribeira com relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais.
 Legenda : Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3 – Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de fora, Terreno Ocidental; 4 a 6 – Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7 – Grupo Paraíba do Sul; 8 – Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13); 9- Sequência Cambuci; 10 – Sequência Itálva; 11 – Sequência Costeira; 12 – Arco Magmático Rio negro; 13 – Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio (14 -15): 14 – Sequências Búzios e Palmital; 15 – Complexo Região dos Lagos.

3.1.2 – Geologia do domínio Tectônico Cabo Frio (DTFC)

Vários estudos referenciam que as principais unidades litológicas aflorantes no Estado do Rio de Janeiro compreendem gnaisses, granitos e migmatitos deformados por esforços atuantes na orogênese do Ciclo Brasileiro (de 900 a 500 Ma) (Mohriak e Barros, 1990). Além das rochas metamórficas predominantes, há também a ocorrência de corpos ígneos intrusivos, como os granitos associados à orogenia brasileira e os corpos alcalinos de idade cretácea a terciária.

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

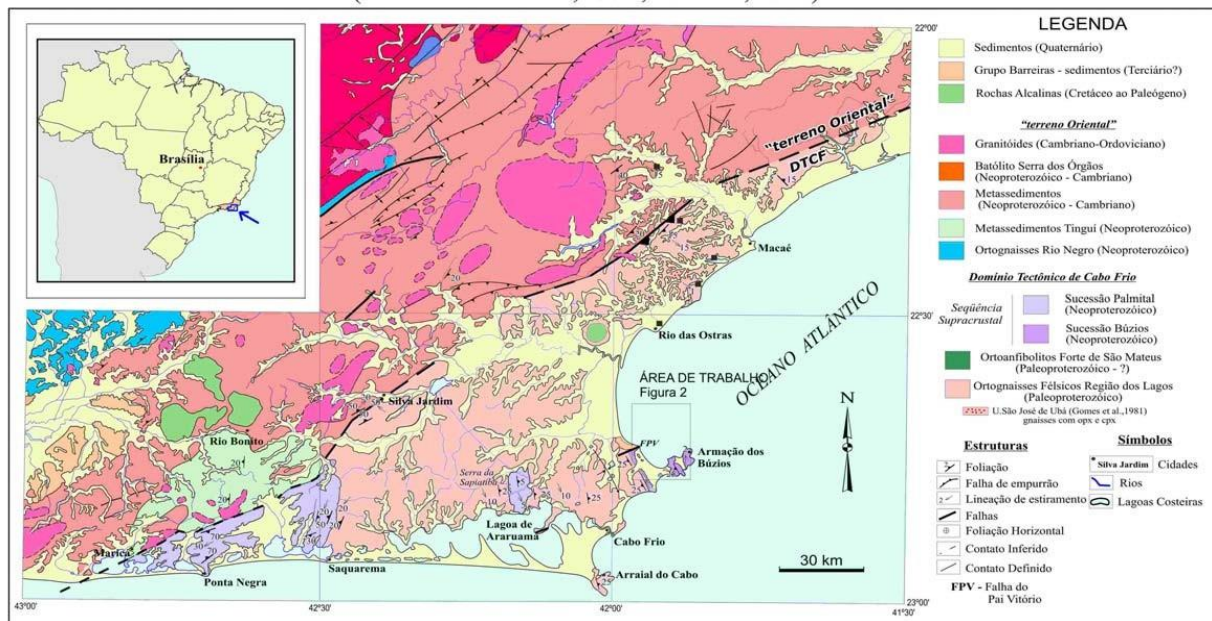


Figura 3.4 – Mapa Geológico do Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF) e parte do Terreno Oriental. (modificado de Reis, 1995; Fonseca, 1998, Schmitt, 2004).

Segundo (Schmitt *et al.* 2004) o denominado Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF) ou Terreno Cabo Frio (Heilbron *et al.* 2004), sendo este limitado a NW por uma falha de empurrão com direção NE-SW que o separa do Terreno Oriental como mostra a figura 3.4 e, a SE, é recoberto pelo Oceano Atlântico.

No DTFC encontramos dois grupos litológicos principais, embasamento e supracrustal, diferenciados por sua gênese e idades, como mostra a figura 3.4. Entretanto o primeiro grupo litológico constitui o embasamento com idade de cristalização Paleoproterozóico, datado por U - Pb em zircão (2,03 a 1,96 Ga) e idade de metamorfismo Cambriano, datado em veios sintectônicos por U - Pb em zircão (517 Ma). Segundo Schmitt *et al.* (2004) o embasamento é dividido em duas unidades, os Ortoanfibolitos Félsicos Região dos Lagos e Ortoanfibolitos Forte de São Mateus. Os ortognaisses têm como protólitos quartzo-dioritos, tonalitos e granitóides com enclaves microdioríticos, entretanto os ortoanfibolitos têm como protólitos rochas ígneas básicas plutônicas e vulcânicas que são diferenciados em dois grupos: os ortoanfibolitos bandados com clinopiroxênio e os ortoanfibolitos homogêneos, sendo este último interpretado como antigos diques. O Segundo grupo litológico constitui uma seqüência supracrustal, que eram rochas sedimentares da pretérita Bacia Búzios-Palmital, com idade máxima de 630 Ma (Schmitt *et al.* 2004).

Esta seqüência é dividida em Sucessão Búzios e Sucessão Palmital segundo Schmitt *et al.* (2004). A primeira é constituída principalmente por metapelitos aluminosos, entretanto temos a ocorrência de rochas calcissilicáticas, anfibolitos e rochas quartzo-feldspáticas subordinadas, já a segunda seqüência é constituída predominantemente por paragneisses, ocorrendo também rochas calcissilicáticas e metapelitos subordinados.

3.1.3 – Bacia de Campos

A Bacia de Campos é uma região que tem prosperado muito, e está apresentando bons resultados no campo da exploração de hidrocarbonetos, tornando-se uma das bacias mais pesquisada do Brasil. Está bacia situada no litoral do Estado do Rio de Janeiro (Figura 3.5) e tendo uma área de abrangência de aproximadamente 100.000 km² até a cota batimétrica de 3.400 m, contudo possui apenas cerca de 500 km² emersa.

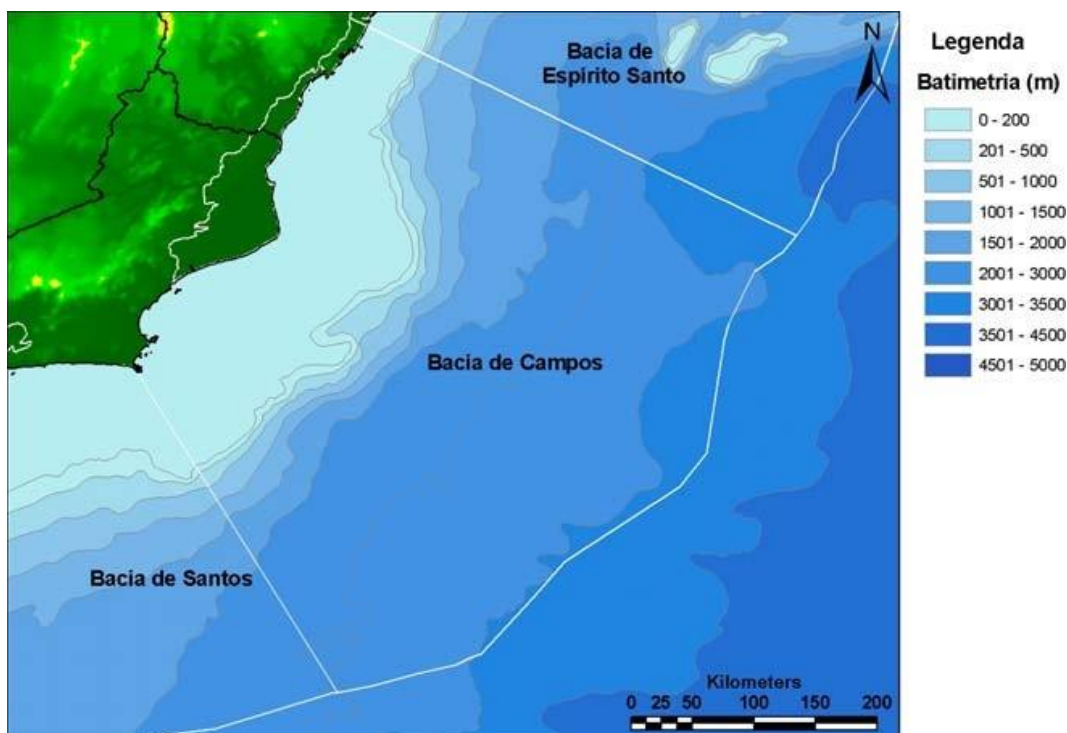


Figura 3.5. Mapa da localização da Bacia de Campos.

Sendo considerada o maior patrimônio petrolífero nacional, a Bacia de Campos é hoje a responsável por aproximadamente 84% da produção nacional, fato este que justifica o grande investimento em pesquisas e infra-estrutura nesta região, este fato é percebido quando se observa a quantidade de poços perfurados (pontos vermelhos e pontos pretos da Figura 3.6).

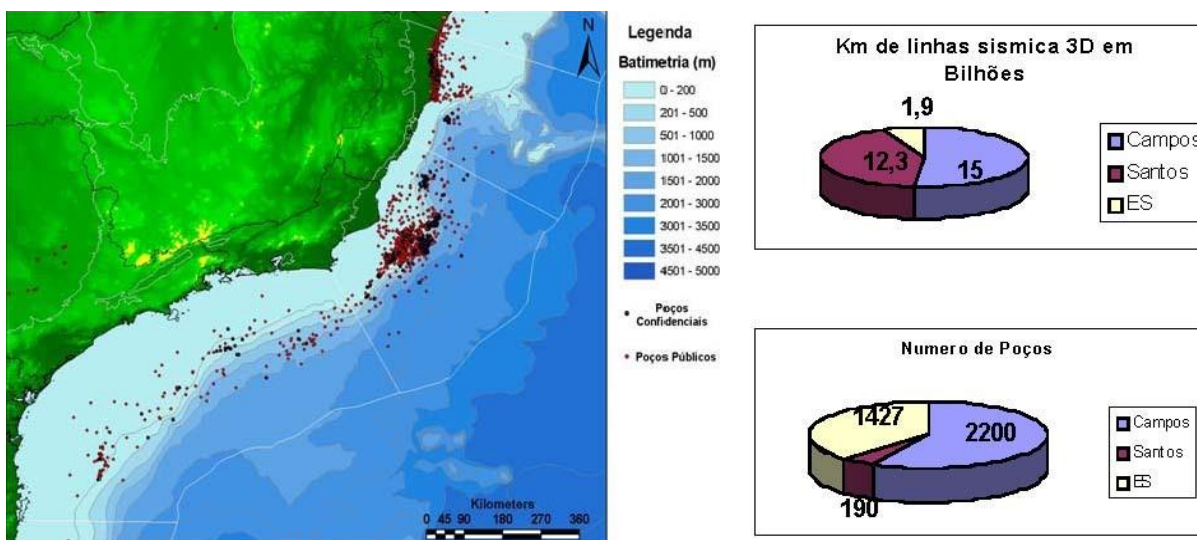


Figura 3.6. Mapa de poços nas Bacias do Espírito Santo, Campos e Santos. Comparativo da quantidade de poços e linhas sísmicas 3D em bilhões de km. Fonte: ANP

3.1.3.1 – Evolução Tectônico-estratigráfica

O comportamento tectônico recente da região do Delta do Rio Paraíba apresenta uma tendência positiva, visto que aí ocorre emersão de áreas anteriormente submersas com formação de grandes planícies costeiras aluviais. Na região próxima ao Cabo de São Tomé, a norte do Estado do Rio de Janeiro, ocorre a presença de terrenos sedimentares de idade terciária. Alguns trabalhos atestam um papel importante para pequenas flutuações eustáticas do nível do mar (Maia *et al* 1984, Martin *et al* 1984, *apud* Mohriak e Barros, 1990).

A evolução tectônica desta Bacia está associada ao rifteamento Mesozóico no Atlântico Sul, que resultou na ruptura do continente de Gondwana. Modelos atribuem que a história da subsidência desta bacia é um rifteamento inicial e posterior subsidência térmica da litosfera.

A Bacia de Campos apresenta características na sua evolução tectono-sedimentar que a tornam singular em termos de potencial petrolífero, tais como, baixo grau de afinamento crustal, reativação das fontes de sedimentos, intensa tectônica adiastrófica e as variações globais do nível do mar ocorridas no Neocretáceo e Terciário. A interação entre estas características criou as condições propícias à acumulação de enorme volume de hidrocarbonetos.

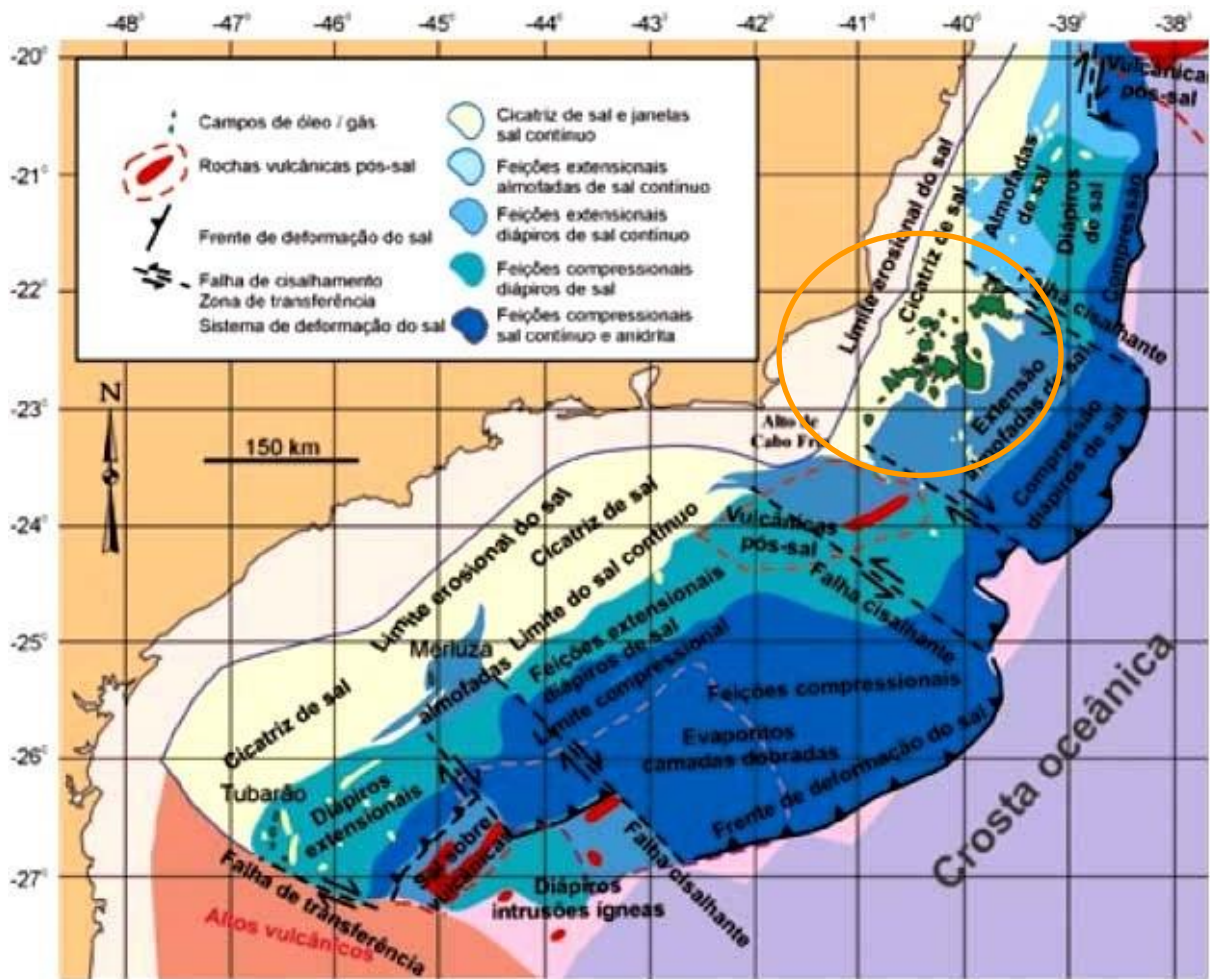


Figura 3.7. Mapa regional mostrando os domínios de tectônica de sal nas Bacias Campos e de Santos. Salientando o Alto de Cabo Frio como um alto estrutural separando as duas províncias. (Mohriak 2004).

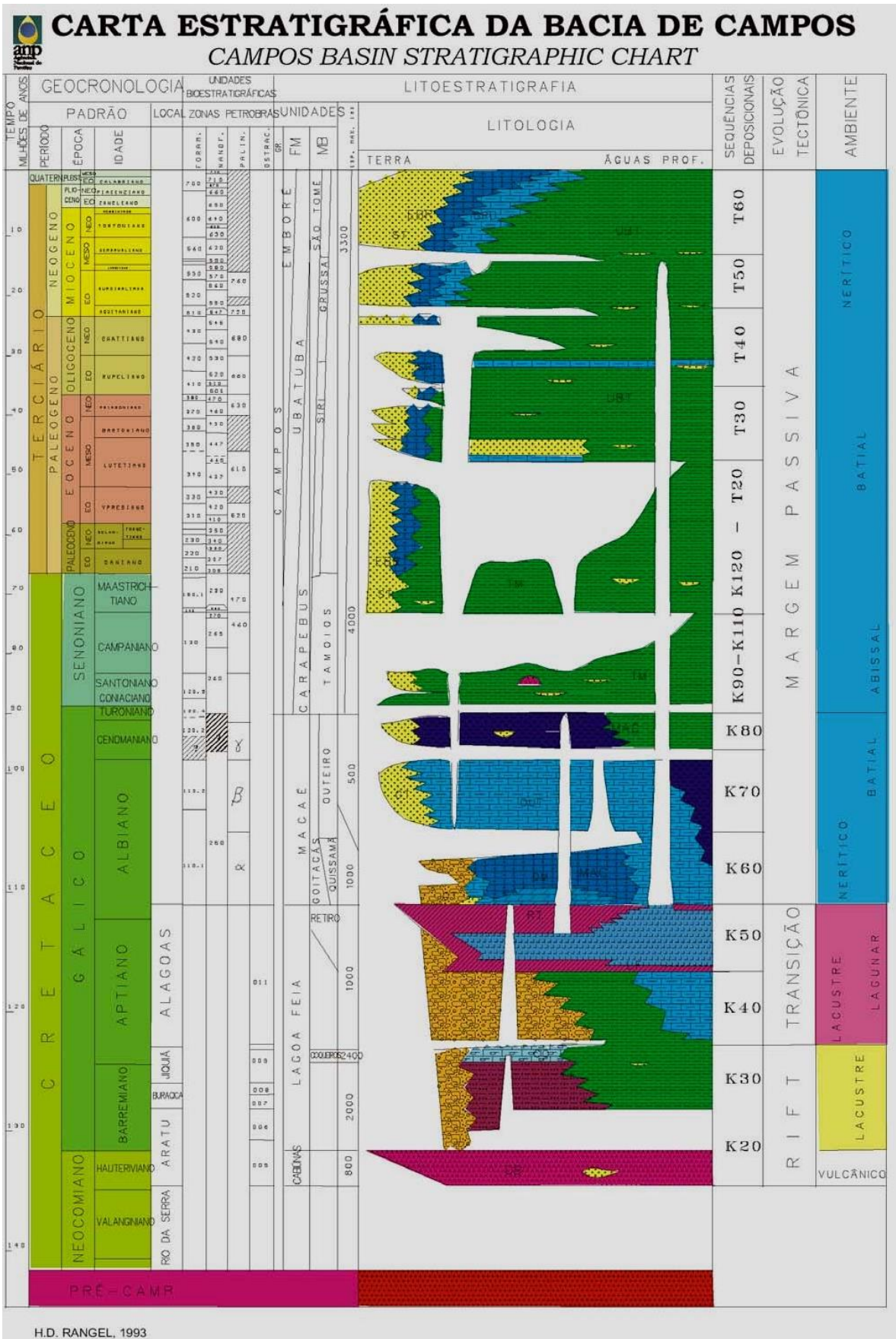


Figura 3.8. Carta Estratigráfica da Bacia de Campos. Fonte: ANP

Como a região apresenta um grande potencial econômico, devido a aos poços de petróleo, esta bacia tem sido alvo de inúmeros estudos em relação a sua formação. O seu processo do rifteamento vem sendo constantemente questionado. De forma bem simples e geral pode-se identificar a existência de três grandes unidades tectono-sedimentares (Figura 3.8), são elas a chamada de Seqüência Continental, Seqüência Transicional e a Megaseqüência Marinha, estando descritas a seguir de forma sucinta (Dias *et al.* 1990).

Seqüência Continental – Durante esta fase, também chamada de fase rifte, são geradas falhas normais sintéticas e antitéticas, que formam grabens e semigrabens, de orientação preferencial NE-SW, preenchidos por rochas sedimentares continentais lacustrinas localmente ricas em matéria orgânica. Os rejeitos destas variam de dezenas de metros a um máximo de 2.500 m.

Nesta fase ocorrem a formação dos altos e baixos estruturais, dentre os altos estruturais podemos citar o Alto de Badejo que se desenvolve na porção sul, onde é mais elevado, mergulhando pra norte até a altura do Cabo de São Tomé (Guardado *et al.* 1989). Flanqueando este alto, desenvolveram-se os baixos mais proeminentes desta fase, onde se concentram os principais depocentros lacustrinos, que são os baixos de Corvina-Parati e São João da Barra.

Entre as rochas que estão relacionadas a esta fase estão os basaltos da Formação Cabiúnas (120-130 Ma) que foram gerados devido à intensa atividade vulcânica ocorrida durante o processo de rifteamento. Mais tarde houve a deposição de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos em lagos tectonicamente restritos (Figura 3.9) que perfazem a Formação Lagoa Feia, onde se tem a principal rocha geradora da bacia. Como reservatórios, ocorrem as coquinas associadas a altos sindeposicionais, podendo citar como exemplo os campos de Badejo e Linguado.



Figura 3.9. Paleomapa da Fase Rifte. - Fonte: <http://www.scotese.com>

Seqüência Transicional – Com a conseqüente ruptura do terreno gerada pelo processo de rifteamento foi gerado então um ambiente lagunar, que apresentava uma circulação de água bem restrita característica deste ambiente (Figura 3.10). O clima nesta época era essencialmente semi-árido e árido, e havia pouco tectonismo. Devido a este conjunto de fatores deu-se início a deposição de um espesso pacote evaporítico, composto essencialmente de anidrita e halita.

A característica principal exploratória dos evaporitos reside no dinamismo estrutural que causou uma série de falhas lítricas e influenciou de forma direta na distribuição faciológicas das seções sobrepostas.

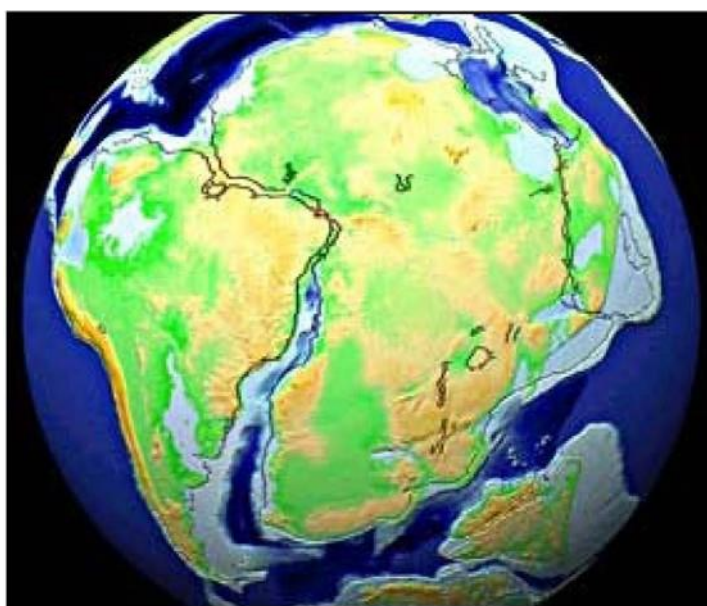


Figura 3.10. Paleomapa da Fase Transicional. - Fonte: <http://www.scotese.com>

Megasequência Marinha – Nesta fase, também denominada de Margem Passiva, ocorreu então um afastamento muito significativo entre o continente sul americano e o continente africano culminando na entrada significativa do mar (Figura 3.11). Esta megasequência foi dividida por Dias *et al.* (1990) nas seguintes seqüências:

a) Seqüência Carbonática Nerítica Rasa: Esta seqüência com idade Eoalbiana/Mesoalbiana é representada pela parte inferior da Formação Macaé.

No Eoalbiano devido ao afastamento das placas citadas a cima ocorreu a implantação definitiva da fase pré-oceano e instalação de uma ampla plataforma clástico-carbonática.

É nesta fase que há os primeiros registros de tectônica relacionada à movimentação do sal, originada pela sobrecarga de sedimentos e basculamento da bacia, resultando na formação de almofadas de sal. (Dias *et al.* 1990).

b) Seqüência Oceânica Hemipelágica – Esta seqüência com idade Neoalbiano /Neopaleoceno é representada pela porção superior da Formação Macaé e a porção basal da Formação Campos.

Com a evolução do processo halocinético no Neoalbio/ Eoturiano, devido à sobrecarga de sedimentos e o progressivo basculamento da bacia, se instala nesta fase uma série de falhas lítricas e estruturas dômicas, em cujos baixos adjacentes se encaixam turbiditos. Durante o Cenomaniano-Eoturiano tem-se o fim da fase pré-oceânica, e expressivos corpos turbidíticos aparecem em meio à folhelhos e margas.

No Eoturiano/Cenomaniano tem-se a fase oceânica, com o estabelecimento de ambiente marinho profundo a batial. Os sedimentos são compostos principalmente por folhelhos e margas (Membro Ubatuba) ocorrendo expressivos corpos turbidíticos (Membro Carapebus). Outra característica desta fase é a diminuição da movimentação halocinética, contudo há uma continua produção de calhas deposicionais confinadas, refletindo o progressivo basculamento da margem continental para leste, em regime de subsidência térmica (Dias *et al.* 1990).

c) Seqüência Oceânica Progradante – Também chamada de fase pós-Paleoceno, esta fase é caracterizada pela influência da variação global do nível do mar, pelo soerguimento da Serra do Mar e pelos movimentos halocinéticos controlados ou não pela tectônica profunda.



Figura 3.11. Paleomapa da Fase Marinha. - Fonte: <http://www.scotese.com>

Esta fase marinha, é bem caracterizada por uma série de reativações que produziram um conjunto de riftes desenvolvidos desde da região sul até a região sudeste do Brasil (entre as cidades de Tijuca do Sul, Paraná, e a área submersa defronte ao município de Macaé, Rio de Janeiro) (Figura 3.12). Este conjunto de riftes, chamado por Riccomini *et al.* (2004) de Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) foi formado durante o paleogeno. Destaca-se aqui, entre o RCSB, o graben de Barra de São João (Mohriak & Barros 1990) que ocorre em lamina d'água entre 20 a 50 metros, caracterizado por falhamentos normais antitéticos, com rejeito máximo da ordem de 500 m. A espessura máxima de sedimentos foi estimada entre 700 a 1.000 metros (Mohriak & Barros 1990), sendo constituído por basalto neocomiano e sedimentos cenozóicos.



Figura 3.12 – Mapa regional mostrando os riftes cenozóicos, salientando o graben de Barra de São João (Riccomini et al. 2004).

Legenda:

- | | |
|----------------------------|---|
| 1- Precambriano | 4 – rochas correspondentes ao magmatismo meso-cenozóico |
| 2- sedimentos paleozóicos | 5 – bacias cenozóicas |
| 3 – vulcânicas serra geral | 6 - lineamentos |

3.1.4 – Alto de Cabo Frio

Quando falamos do Alto de Cabo Frio (Figura 3.7) estamos nos referindo a uma mega-estrutura que separa a Bacia de Campos da Bacia de Santos e que se estende por toda a plataforma continental e pelo Platô de São Paulo, separando as seqüências sedimentares entre as Bacias de Campos e Santos, desde o Neocomiano até o Oligoceno (Mohriak, 2004). O alto de Cabo Frio está associado com uma série de pulsos magmáticos que segundo Mizusaki & Thomaz Filho (2004) poderiam ser individualizadas em três seqüências distintas:

Idade Eocretácea, compreende os basaltos da Formação Cabiúnas da Bacia de Campos, correlacionada com a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná;

Idade campaniana-turoniana, constituída predominantemente por basaltos e com pouca representatividade;

Idade entre o Paleoceno Superior e o Eoceno, com idades radiométricas K-Ar situando-se entre 40 e 50 Ma e representada por basaltos, diabásios e rochas vulcanoclásticas. Segundo Thomaz Filho & Rodrigues (1999), este importante magmatismo alcalino relaciona-se a vulcanismo de composição alcalina que englobam os maciços de Poço de Caldas, Passa Quatro, Itatiaia, Morro Redondo, Tinguá, Tanguá, Rio Bonito, Itaúna, Mendanha, Soarinho, Morro de São João e Ilha de Cabo Frio. Estas intrusões ígneas que tem uma orientação E-W, formam o Lineamento Sismo Mágmató Alcalino de Poços de Caldas – Cabo Frio – Monte submarino Almirante Saldanha (LCF) (Sichel *et al.* 2005 *apud* Alves 2002). Estes corpos magmáticos foram formados a partir de uma anomalia térmica do manto, sendo a Ilha de Cabo Frio a manifestação mais jovem do magmatismo alcalino no continente (Sichel *et al.* 2005).

4 - MÉTODO MAGNÉTICO

4.1 – Fundamentos Teóricos

O Levantamento Magnetométrico consiste em realizarmos medições do Campo Magnético ou de suas componentes em diferentes pontos em uma região de interesse, geralmente tem como objetivo localizar concentrações de materiais magnéticos ou a determinação da profundidade do embasamento.

4.1.1 – Introdução a Exploração Magnética.

Ao contrário às observações gravitacionais, o homem tem observado o campo magnético da terra sistematicamente durante quase 500 anos. Foi William Gilbert quem publicou o primeiro trabalho científico sobre o Campo Magnético da terra, e intitulou-o De Magnete De. Neste trabalho, Gilbert mostrou porque razão as agulhas das bússolas apontam para o pólo norte da Terra, dando como justificativa o fato da Terra comportar-se como um grande imã. Gilbert também mostrou que o campo magnético da terra é aproximadamente equivalente ao que seria gerado por um imã em formato de barra localizado no centro da terra e orientado ao longo do eixo de rotação da terra. Em meados do século dezenove, Karl Frederick Gauss confirmou as observações de Gilbert, também provou que o campo magnético na superfície da terra não poderia ser gerado por fontes magnéticas externas, e sim por fontes dentro da Terra.

A geofísica exploratória que usa medidas do campo magnético da terra foi utilizada mais cedo que qualquer outra técnica geofísica. Von Werde localizou depósitos de minério mapeando as variações no campo magnético em 1843. Em 1879, publicou Thalen o primeiro manuscrito geofísico, e o intitulou-o *The Examination of Iron Ore Deposits by Magnetic Measurements*.

Até os dias atuais, o método magnético é uma das ferramentas usada com mais frequência na geofísica. Isto é devido a sua praticidade nos levantamentos e que tem um baixo custo, na fase de tratamentos dos dados devem ser aplicadas algumas correções aos dados coletados e a partir daí iniciar a geração dos mapas ou perfis para a posterior interpretação, apesar destas vantagens óbvias, como nos

métodos gravitacionais, a interpretação dos dados sofrem de uma falta de singularidade, ou seja dão margens a várias interpretações.

4.2 – Monopolo Magnético

Lembrando que de acordo com a lei de Newton para Gravitação Universal, a força gravitacional que atua entre dois corpos de massa m_1 e m_2 , separadas por uma distância r , e onde G é a constante gravitacional, e dada pela formula:

$$F_g = \frac{G \cdot m_1 \cdot m_2}{r^2}$$

.Esta lei, em palavras bem simples, define que a força gravitacional entre dois corpos, é dada pelo produto entre G , m_1 e m_2 , dividido pelo quadrado da distância, ou seja é diretamente proporcional ao produto G , m_1 e m_2 e inversamente proporcional ao quadrado da distância que separa os corpos.

Charles Augustin Coulomb, em 1785, mostrou que a força de atração ou repulsão entre corpos eletricamente carregados e entre pólos magnéticos também obedecem a Lei do quadrado inverso que derivou da Lei da gravidade escrita por Newton. Para provar isto, Coulomb fez varias medidas (independente de John Michell) inventar a balança de Torção.

A expressão matemática para a força magnética experimentada entre dois monopolos magnéticos é determinada por:

$$F_m = \frac{1}{\mu} \frac{p_1 p_2}{r^2}$$

onde μ é uma constante de proporcionalidade conhecida como a permeabilidade magnética, p_1 e p_2 são as forças dos dois monopolos magnéticos, e r é a distância entre os dois pólos. Em linhas gerais, esta expressão é idêntica à expressão de força gravitacional escrita acima. Porém, há duas diferenças importantes.

Ao contrário da constante gravitacional G , a permeabilidade magnética, μ , é uma propriedade do material na qual são localizados os dois monopolos, p_1 e

p_2 . Se eles estão em um vácuo, μ é chamado de permeabilidade magnética de espaço Livre.

Ao contrário **m_1** e **m_2** , **p_1** e **p_2** podem ter sinais positivos ou podem ter sinais negativos. Se **p_1** e **p_2** têm o mesmo sinal, a força entre os dois monopólos é de repulsão. Se **p_1** e **p_2** têm sinais opostos, a força entre os dois monopólos é de atração.

4.3 – Dipolo Magnético

Muito embora tudo pareça bem simples e direto comparando com as forças gravitacionais, mais no caso do magnetismo temos forças de atração e repulsão e já no caso da gravidade podemos ter apenas forças de atração. De fato os monopólos magnéticos que nós descrevemos nunca foram observados.

Na realidade, os elementos fundamentais do magnetismo parecem consistir sempre em dois monopólos magnéticos, um positivo e um negativo, separados por uma distância, este elemento magnético fundamental que consiste em dois monopólos é então chamado de dipolo magnético.

Agora vejamos como se parece à força deste elemento magnético fundamental chamado dipolo magnético? Felizmente, nós podemos obter a força magnética produzida por um dipolo considerando a força produzida por dois monopólos magnéticos. De fato, isto é por que nós começamos nossa discussão em magnetismo olhando monopólos magnéticos. Se um dipolo simplesmente consiste em dois monopólos magnéticos, você poderia esperar que a força gerada por um dipolo simplesmente seria a força gerada por um monopolo somado à força gerada por um segundo monopolo.

Na figura 4.1 a seguir temos as forças magnéticas geradas por dois monopólos magnéticos. Estes estão reproduzidos abaixo na mesma figura como as setas vermelhas e azuis.

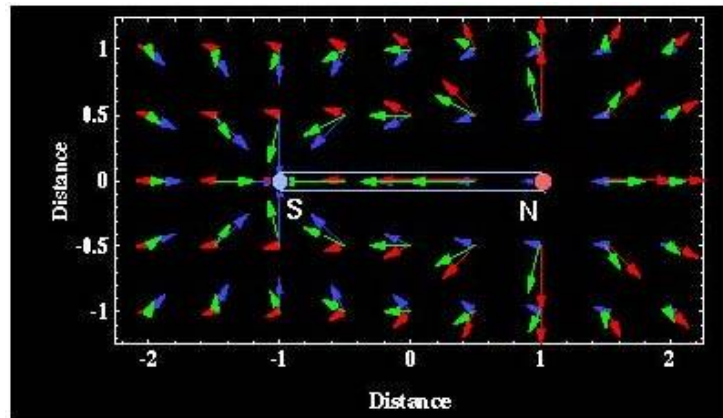


Figura 4.1 – Esquemático das forças geradas por dois monopolos.

Se juntássemos estas forças usando a adição de vetores, teríamos as setas verdes. Estas setas verdes indicariam as força associada com um dipolo magnético que consiste em um monopolo negativo em $x = -1$, representado por S, e um outro monopolo positivo em $x = 1$, representado por N. Mostramos abaixo na figura 4.2 as setas de força para este mesmo dipolo magnético sem as setas vermelhas e azuis que indicam as forças dos monopolo.

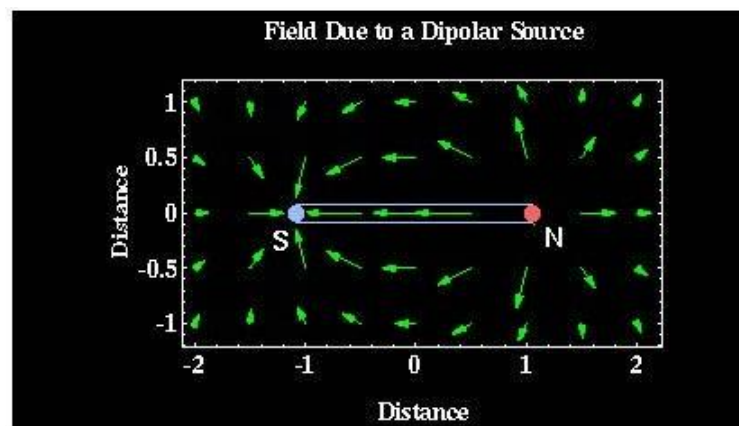


Figura 4.2 – Esquemático do campo magnético gerado por um fonte dipolar.

A força associada com este elemento fundamental do magnetismo, a do dipolo magnético, parece agora mais complicada que a força simples associada com gravidade. Note como as setas que descrevem a força magnética parecem sair do monopolo **N** e chegam ao monopolo **S**.

Podemos reconhecer esta distribuição de força, isto nada mais é que a distribuição de força magnética observada ao redor de um ímã de barra simples. De fato, um ímã de barra pode ser considerado como simplesmente dois monopolos magnéticos separados pelo comprimento do ímã. A força magnética parece originar-se no pólo norte **N** do ímã e terminar ao pólo sul **S** do ímã.

4.4 – Campo Magnético Terrestre.

Noventa por cento do campo magnético da Terra é semelhante a um campo magnético gerado por um dipolo magnético dipolar localizado ao centro da Terra, e alinhando com o eixo de rotação da Terra (figura 4.3). Esta primeira descrição do campo magnético da Terra foi feita por William Gilbert em 1600. A intensidade do campo magnético nos pólos é de aproximadamente 60,000 nT. Se esta descrição do campo dipolar estivesse certa, então o equador magnético corresponderia ao equador da Terra e os pólos magnéticos corresponderiam aos pólos geográficos. Então vemos, que não podemos esperar que no magnetismo, esta descrição simples seja suficiente para análise do campo magnético da Terra.

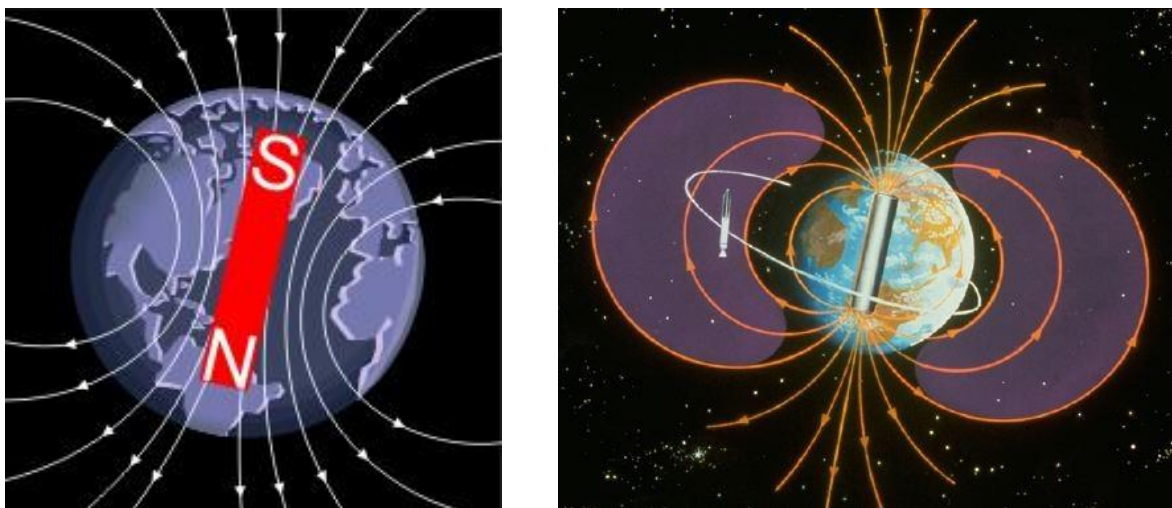


Figura 4.3 – Esquemático do campo magnético terrestre.

4.4.1 – Varição do Campo magnético Terrestre

Os 10% restantes do campo magnético não podem ser explicados em termos de fontes de dipolar simples. Foram desenvolvidos então modelos complexos do campo magnético da Terra, a figura 4.4 é uma amostra de um destes modelos gerada pelo USGS. Esta figura mostra um mapa de declinações para um modelo do campo magnético gerado para o ano de 1995.

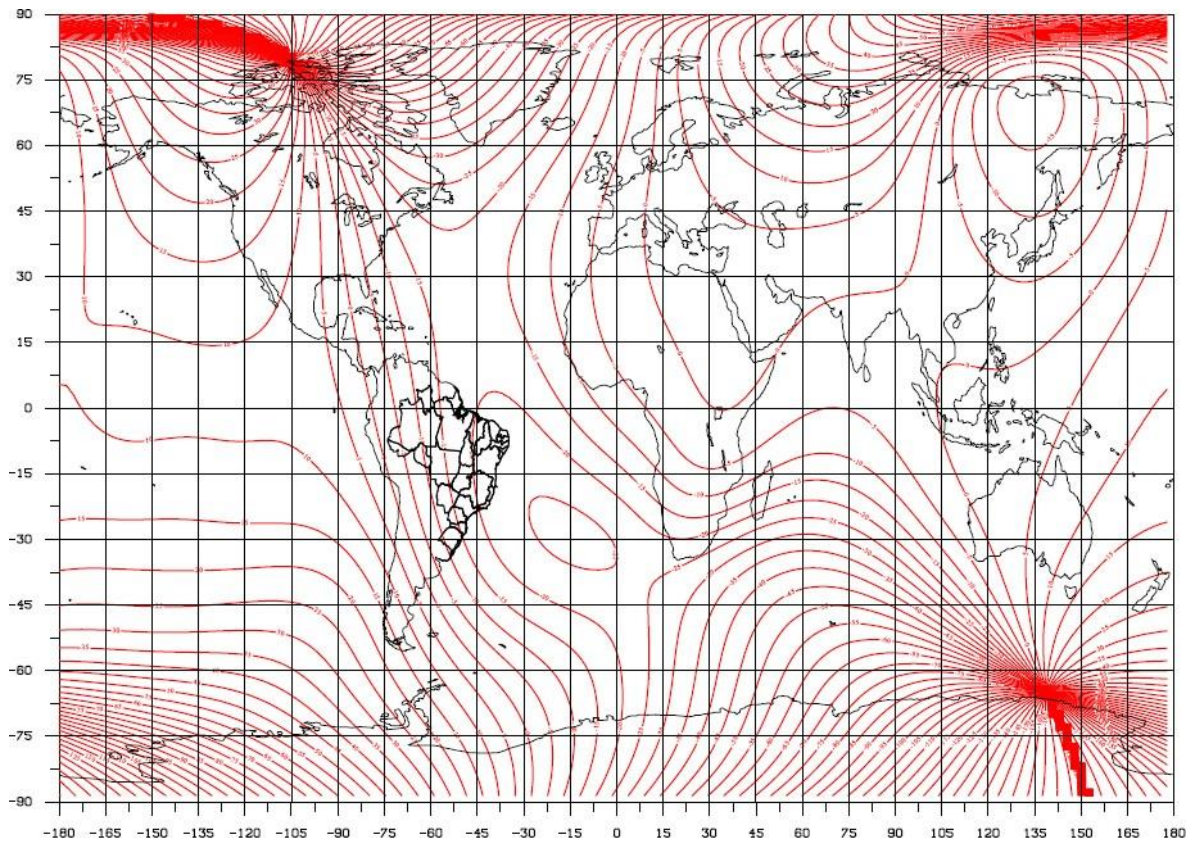


Figura 4.4 – Mapa de declinação Magnética para o ano de 1995 – Fonte: USGS.

Se o campo da Terra simplesmente fosse dipolar com o eixo do dipolo orientado ao longo do eixo de rotacional da Terra, todas as declinações seriam zero grau (o campo sempre apontaria para o norte). Como pode ser visto, as declinações observadas são bastante complexas.

Podemos observar na superfície da terra, que o campo magnético pode ser associado a três componentes distintas.

Campo principal - Esta é a maior componente do campo magnético e acredita-se que é gerado através de correntes elétricas numa camada acima no núcleo da Terra. Para trabalhos de exploração, este campo age como o campo magnético induzindo.

Campo Magnético externo - Esta é uma porção relativamente pequena do campo magnético verificou-se que é gerada de fontes magnéticas externas a terra. E acredita-se que este campo é produzido por interações da ionosfera da Terra com os ventos solares. Conseqüentemente, são correlacionadas com variações temporais de atividades solares associadas com o campo magnético externo.

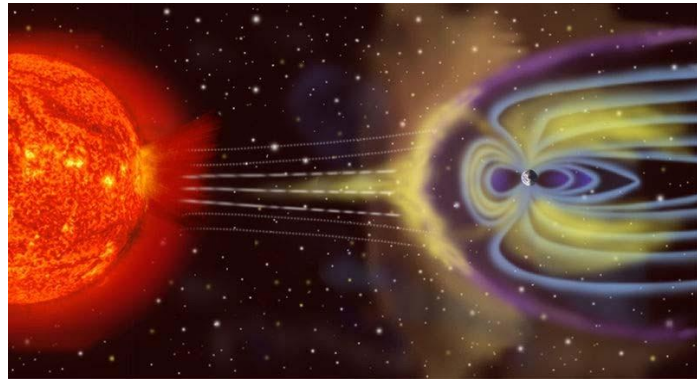


Figura 4.5 – Esquemático da Magnetosfera – fonte: Wikipedia

A magnetosfera protege a superfície da Terra das partículas carregadas do vento solar. É comprimida no lado diurno (Sol) devido à força das partículas que chegam, e estendida no lado noturno.

Campo da Crosta - Esta é a porção do campo magnético associada com o magnetismo de rochas da crosta. Esta porção do campo contém ambos magnetismos causado por indução da Terra: pelo campo magnético principal e de magnetização remanescente.

A figura 4.4 foi construída para enfatizar características do campo magnético principal. Embora esta porção do campo seja por em si mesmo complexa, é muito bem compreendido. Modelos do campo principal estão disponíveis e podem ser usados para redução de dados.

Além das complicações já descritas, outra de grande peso que deve ser levado em conta nas observações magnéticas é que o campo magnético da Terra muda com tempo.

4.4.2 – Variações temporais do Campo Magnético da Terra.

Como o campo gravitacional, o campo magnético varia com tempo. Quando descrevendo variações temporais do campo magnético, é útil classificar estas variações em três tipos que dependem da taxa de ocorrência da fonte. Note explicitamente que as variações temporais no campo magnético que estaremos discutindo são essas que foram observados diretamente durante a história humana. Como tal, a variação temporal mais famosa, que são as reversões de polaridade magnéticas, embora seja de grande importância no estudo de história da terra, não abordaremos aqui. Porém, consideraremos as e seguinte variações temporais:

Variações Seculares – ocorrem a longo prazo (mudanças no campo que acontece durante anos) variações no campo magnético principal que são causadas supostamente pelo movimento de fluido no núcleo externo da Terra. Como estas variações acontecem lentamente em relação ao tempo de conclusão de uma pesquisa típica de observações magnéticas, estas variações não afetam a redução de dados.

Variações Diurnas – quando temos variações do campo magnético que acontece no decorrer de um dia e são relacionados a variações no campo magnético externo da Terra. Estas variações podem estar na ordem de 20 a 30 nT por dia e dever ser considerada quando estamos fazendo levantamentos magnetométricos.

Tempestades Magnéticas – ocorrem ocasionalmente, são atividade magnética na ionosfera que causam um aumento abrupto do campo magnético. As ocorrências de tais tempestades estão relacionadas com atividade de explosões solares. O campo magnético observado durante períodos é altamente irregular e impossível de prever e tem amplitudes muito altas chegando a atingir 1000 nT. Os levantamentos magnetométricos não podem ser feitos durante períodos de tempestades magnéticas.

4.4.3 – Correção das Variações do Campo Principal

As correções para variações de espaço na intensidade do campo magnético principal da Terra são chamadas de correções geomagnéticas. Uma maneira comumente usada de resolver estas variações é usar um dos muitos modelos do campo magnético principal da Terra que estão disponíveis. Um destes modelos comumente usados do campo principal é o chamado de Campo de referência Geomagnético Internacional (IGRF).

Os modelos de IGRF são utilizados para resolver as variações seculares regularmente. Dado a latitude e longitude de algum ponto na superfície da Terra, a intensidade do campo total do campo magnético principal da Terra poderá ser calculada.

O IGRF é a representação teórica, para um dado intervalo de tempo, do campo magnético normal da Terra ou campo principal, isto é, do campo que se origina no interior da Terra, excetuando os campos causados por materiais

magnéticos da crosta e correntes elétricas induzidas por campos magnéticos externos à Terra.

Para gerar o IGRF, o campo magnético terrestre é representado por um somatório de harmônicos esféricos, cujos coeficientes são determinados a partir de medidas magnéticas realizadas sobre todo o planeta, por meio de levantamentos terrestres, marinhos e aéreos.

O primeiro IGRF foi adotado em 1968 (IGRF- 1965) pela International Association of Geomagnetism e Aeronomy (IAGA). Desde então, já foram feitas várias revisões que permitem gerar os valores dos elementos magnéticos do campo entre 1945 e 1995. Cada IGRF prevê uma variação secular do campo, permitindo extrapolação para os cinco anos seguintes. Por exemplo, o IGRF – 1985 permite estimativas do campo entre 1985 e 1990.

O IGRF é usado como referencia para definição das perturbações causadas no campo normal pelas estruturas geológicas e depósitos de minérios, isto é, como referência para a definição das anomalias magnéticas para prospecção.

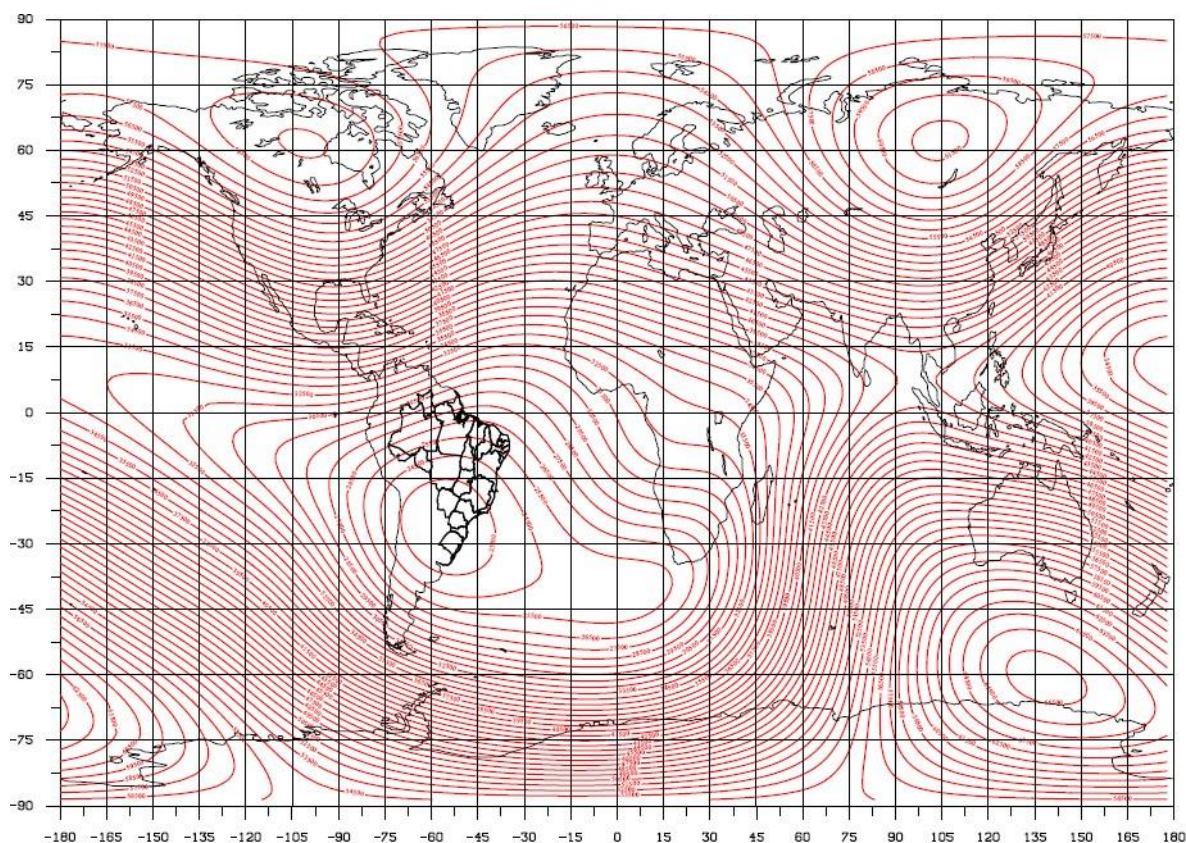


Figura 4.6 – Mapa do IGRF – Intensidade Total para o 2009 – Fonte IAGA

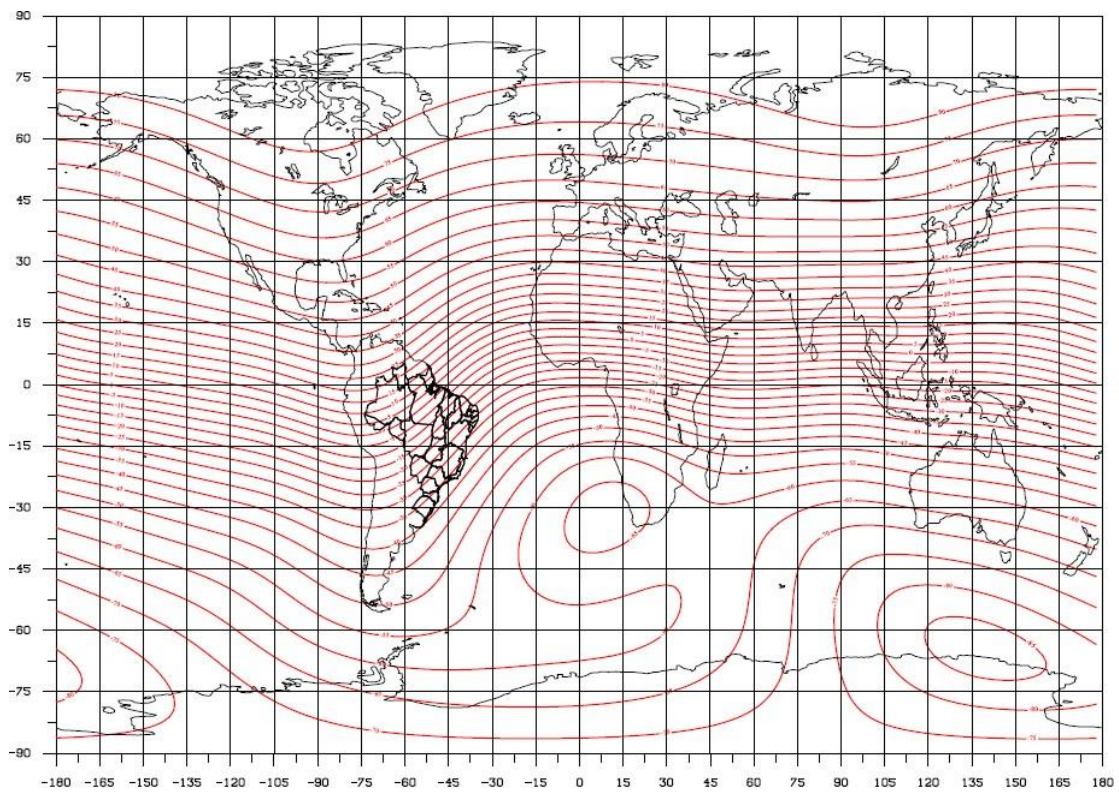


Figura 4.7 – Mapa de Inclinação Magnética para o ano de 2009 – Fonte IAGA

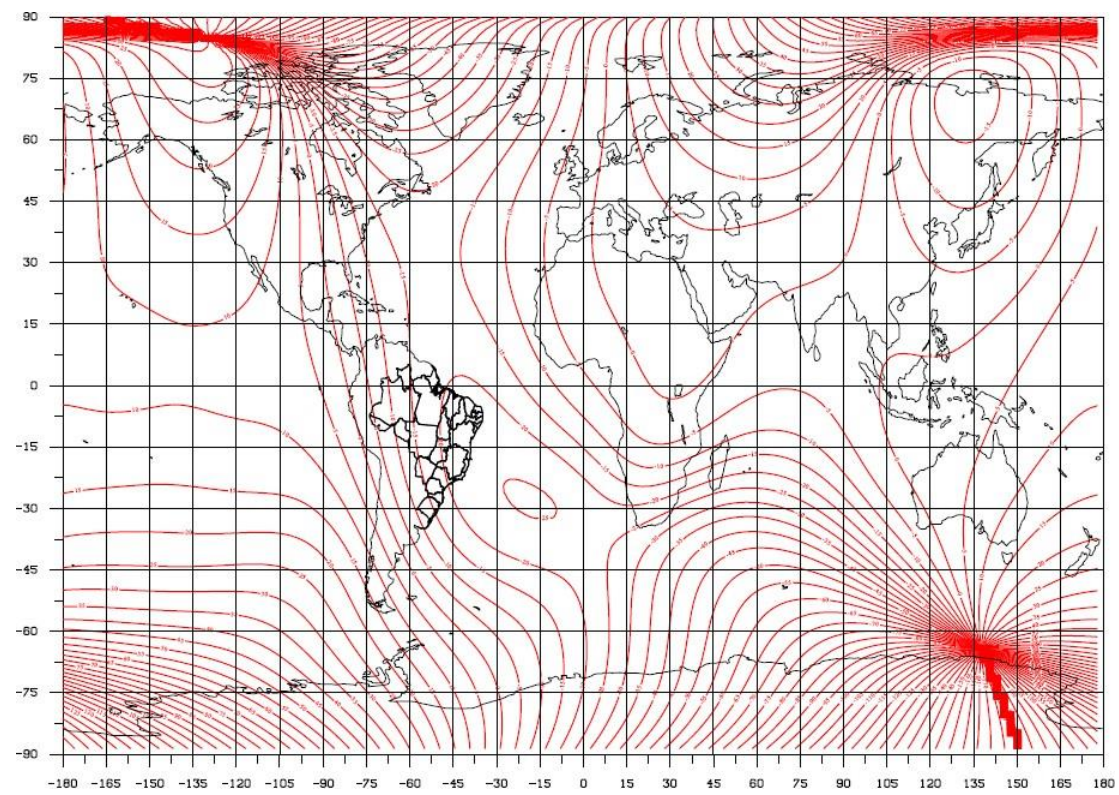


Fig. 4.8 – Mapa de Declinação magnética para o ano 2009 – Fonte IAGA

4.5 – Susceptibilidade Magnética das Rochas

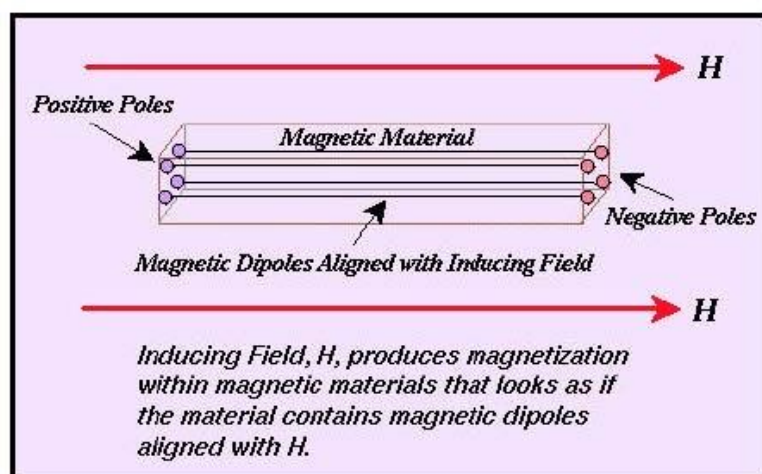
Quando um material magnético, tipo ferro, é colocado dentro de um campo magnético H , o material magnético será magnetizado. Este fenômeno é chamado magnetização induzida.

Na prática, o campo magnético induzido (quer dizer, o produzido pelo material magnético) parece ser criado por uma série de dipolos magnéticos, localizados dentro do material magnético e orientado paralelo à direção do campo induzindo H .

A intensidade de magnetização I , é relacionada à intensidade do campo magnético induzindo H , através da constante de proporcionalidade K , conhecida como a susceptibilidade magnética.

$$I = kH$$

A suscetibilidade magnética é uma constante sem unidade que é determinada pelas propriedades físicas do material magnético. Podendo assumir valores positivos ou negativos. Quando o valor é positivo, implica que o campo magnético induzido I , estará na mesma direção do campo induzindo H . Quando o valor for negativo, implicará que o campo magnético induzido está em direção oposta como o campo induzindo.



A intensidade do campo magnético induzido pelo material magnético devido ao campo induzido e chamado de intensidade de magnetização I .

Na prospecção em busca de minério magnético, a susceptibilidade é uma propriedade material fundamental, cuja distribuição espacial estamos tentando

determinar. Neste caso, susceptibilidade magnética é análoga à densidade em levantamentos gravimétricos.

Embora o mecanismo pelo qual a magnetização induzida surja seja bastante complexa, o campo gerado por este mecanismo pode ser quantificado por um único e simples parâmetro conhecido como susceptibilidade **K**. Como mostraremos abaixo na tabela 4.1, a identificação de um certo tipo de material, através do conhecimento de sua susceptibilidade magnética é uma tarefa extremamente difícil, seria tão difícil quanto identificar um tipo material através da sua densidade.

Material	Susceptibilidade x10³ (SI)
Ar	~ 0
Quartzo	-0,01
Rocha de Sal	-0,01
Calcita	-0,001 a 0,01
Esfarelita	0,4
Pirita	0,05 a 5
Hematita	0,5 a 35
Ilmenita	300 a 3500
Magnetita	1200 a 19200
Limonita	0 a 3
Grãos de Areia	0 a 20
Xisto	0,01 a 15
Gnaisse	0,1 a 25
Ardósia	0 a 35
Granito	0 a 50
Gabro	1 a 90
Basalto	0,2 a 175
Peridotita	90 a 200

Tabela 4.1 - Exemplos dos valores de Susceptibilidade magnética de algumas rochas e minerais.

Nada parecido com a Densidade, note o grande intervalo de variação de suscetibilidades entre rochas variadas e minerais diferentes, mas também dentro de rochas do mesmo tipo. Não é incomum ver variações de suscetibilidade de várias ordens de magnitude por amostras de rochas ígneas diferentes. Além disso, como na densidade, há considerável superposição nas suscetibilidades medidas. Conseqüentemente, o conhecimento da suscetibilidade só não será suficiente para determinar o tipo de rocha, e, em contra partida o conhecimento do tipo de rocha também não é freqüentemente suficiente para calcular a suscetibilidade esperada.

Este grande intervalo de variação na susceptibilidade é devido a aquelas variações de espaço no campo magnético observado, que podem ser relacionados prontamente a estruturas geológicas. Porque o range de variações da susceptibilidade dentro de um tipo específico de rocha também são grandes, porém, será difícil de construir correções para nosso campo magnético observado assumindo o valor da susceptibilidade, como fazemos com algumas das correções gravitacionais fundamentais (Correção de Bouguer e correções de Topografia).

A Suscetibilidade não possuem unidade, seus valores diferem dependendo do sistema de unidade quantificada de **H** e **I**. Nos valores dados aqui assumimos o uso do SI, Sistema Internacional de Unidades baseado no metro, quilograma, e segundo. Outro sistema de unidade, como no **CGS** temos; centímetro, grama, este segundo sistema também é usado comumente. Para converter as unidades de susceptibilidade do **SI** para **CGS**, basta dividir por 4π .

4.6 – Levantamento Aeromagnetométrico

Um Levantamento Aeromagnético consiste de várias etapas para sua realização que são: Planejamento da área desejada, mobilização de equipamentos e pessoal, aquisição de dados, compilação e crítica dos dados, processamento de dados e geração dos mapas finais.

4.6.1 – Planejamento e Mobilização

O planejamento e mobilização são etapas puramente administrativas, servindo como base para realizar o levantamento.

Nesta fase foram estabelecidas as diretrizes básicas para a execução de todas as etapas envolvidas na operação, quais sejam:

- 1• Seleção das bases de operações, a serem instaladas nas cidades próximas da área do levantamento;
- 2• Obtenção da autorização do aerolevantamento junto ao Ministério da Defesa;
- 3• Preparação dos planos de vôo e obtenção dos materiais necessários ao levantamento;
- 4• Ajuste dos equipamentos às especificações contratuais.

4.6.1.1 - Testes dos Equipamentos

a) Compensação Dinâmica

A base da compensação é a eliminação do ruído induzido pelo movimento da aeronave nas medições do campo magnético realizadas a bordo. Este ruído é proveniente da complexa assinatura magnética tridimensional da plataforma que, com a mudança de atitude em relação ao vetor campo magnético terrestre, altera a intensidade deste. O ruído é proveniente das magnetizações permanentes, induzidas e dos efeitos da corrente de Eddy da plataforma, acrescidos dos efeitos de orientação do sensor propriamente.

O procedimento de compensação consiste na determinação de quatro conjuntos de coeficientes, cada qual determinado para uma das direções de vôo no levantamento.

Os efeitos produzidos em cada uma das direções de vôo são medidos pelo magnetômetro *fluxgate*, no *stinger* da aeronave, e usado para medir o acoplamento dos três eixos com o *background* do campo magnético na região. O sensor *fluxgate* é muito sensível às mudanças de atitude sendo usado para monitorar acuradamente os efeitos decorrentes de tais mudanças. A resposta de frequência e amostragem do módulo utilizado para medir os sinais do *fluxgate* é equivalente ao do módulo de processamento do sensor de césio do magnetômetro da aeronave, havendo, portanto, perfeita sincronia dos eventos nos dois sistemas.

As séries de movimentos, envolvendo as manobras do tipo *Pitch*, *Roll* e *Yaw*, são conduzidas para cada uma das direções de vôo do levantamento, com o objetivo de variar o acoplamento *fluxgate*/vetor campo, e acumular medições ao longo das diferentes manobras e direções. Estes dados são então processados com técnicas de regressão para determinar um conjunto de coeficientes de compensação do sistema.

O compensador é inicializado com os novos coeficientes, fornecendo então os dados magnéticos compensados.

b) Determinação dos Coeficientes

As manobras de compensação são conduzidas à altitude elevada, em uma área de gradiente magnético suave. Os movimentos *Pitch*, *Roll* e *Yaw* regulam

segundo ângulos de cerca de 10° e duração de 30 segundos cada. Cada conjunto de manobras obedece as diferentes direções das linhas de vôo e de controle.

O cálculo dos coeficientes é obtido através do programa implantado no sistema de compensação digital como o RMS AADCII.

4.6.2. – Aquisição de dados

Um Levantamento Aeromagnético de Alta Resolução é realizado com a utilização de uma aeronave e equipamentos na medir o campo magnético da região desejada.

Na execução do levantamento de perfis ao longo de linha pré-definida com direção perpendicular as estruturas, os aerolevantamentos utilizam como apoio para um melhor posicionamento destes perfis o Sistema GPS, estes perfis são espaçados de acordo com o tamanho das estruturas que se deseja identificar e com uma altitude média de 150 m.

Ao longo destes perfis são realizadas dez leituras do aeromagnetômetro por segundo, posicionadas com sistema de observação de satélite GPS, de precisão melhor do que 5 m. Os dados são registrados a bordo da aeronave, digital e analogicamente, pelo sistema de aquisição. Nas bases de operações em pontos estratégicos dentro da área ou próximo a ela são instaladas estações fixas com a finalidade de monitorar as órbitas dos satélites, e também o controle da variação diurna do campo magnético terrestre.

4.6.3 – Equipamentos Utilizados

4.6.3.1 - Aeronave

Estes levantamentos geralmente utilizam aeronaves que tenham estabilidade e são adaptados para receber os equipamentos, são feitos teste para remover interferências de ruído. Um tipo de aeronave muito utilizada neste serviço são os Britten Norman, modelo Islander (Figura 4.9). O Islander é uma aeronave a pistão, de asa alta, trem de pouso fixo, equipada com motores Lycoming de 300 HP. Opera a uma velocidade média de 200 km/h e possui autonomia de 7:00 hs.



Figura 4.9 – Foto de Aeronave Britten Norman Islander BN2-A utilizada em aerolevamentos.

Fonte: Fugro-Lasa Engenharia e Prospecções S.A .

A tabela 4.2, a seguir, apresenta exemplos dos equipamentos utilizados pelas aeronaves durante a execução do Levantamento Aeromagnético de Alta Resolução.

CARACTERÍSTICAS	
Prefixo da Aeronave	PT-WOU
Modelo da Aeronave	BN2-A
Fabricante da Aeronave	Britten Norman
Aeromagnetômetro (Vapor de Césio)	Scintrex CS-2
Sistema de Navegação GPS	Novatel GPScard 12 Canais
Sistema de Recepção GPS de Base	Novatel GPScard 12 Canais
Radar Altímetro	Collins ALT 50
Altímetro Barométrico	Digibaro, 215A-101
Magnetômetro Terrestre de Prótons	GEM, GSM-19
Sistema de Aquisição de Dados	Picodas 1000

Tabela 4.2 – Exemplos dos equipamentos utilizados. Fonte: Fugro-Lasa Engenharia e Prospecções S.A .

4.6.3.2 – Aeromagnetômetro

Sistema aeromagnético Picodas acoplado a um sensor de vapor de césio montado na cauda (tipo *stinger*) da aeronave. O sinal é recebido através de um pré-amplificador, localizado na base do cone de cauda da aeronave, e enviado ao sistema de aquisição/compensação aeromagnética contido no sistema .

As leituras do magnetômetro são realizadas a cada 0,1 segundo, o que equivale, para a velocidade de 200 km/h da aeronave, a aproximadamente 5,5m no terreno.

4.6.3.3 – Sistema de Aquisição de Dados.

O computador do sistema de aquisição de dados é a principal unidade do sistema aerogeofísico instalado a bordo da aeronave.

Os dados adquiridos são armazenados nos discos rígidos de cada equipamento e posteriormente transferidos para *mídias*, para efeito de *backup* e transferência dos dados para o computador de processamento.

O formato de gravação dos dados de campo comporta, entre outras, as seguintes informações:

Parâmetro	Unidade
Número da Linha e Rumo	
Número do Vôo	
Data e Hora	
Número Fiducial	
Tempo de Gravação	s
Fração de Segundo	.01s
Evento	.01s
Eixo X, Mag. Fluxgate	mV
Eixo Y, Mag. Fluxgate	mV
Eixo Z, Mag. Fluxgate	mV
Altura Barométrica	ft
Altura Radar	ft
Magnetômetro Bruto	nT
Magnetômetro Compensado	nT
Tempo GPS	s
Latitude/Longitude	WGS-84, graus decimais
Altura GPS (acima do esferóide)	m
PDOP GPS	
Status GPS	
Erro GPS	

4.6.3.4 – Altímetros

A altura de vôo das aeronaves é monitorada através do altímetro de radar e do barômetro de precisão, incluídos no sistema aerogeofísico. O radar altímetro utilizado deve apresentar precisão em torno de 5 pés e alcance de 2.500 pés. O barômetro é um transdutor de pressão que registra a altitude de vôo em relação ao nível do mar.

4.6.3.5 – Sistema de Navegação

As aeronaves são posicionadas através de sistema de posicionamento por GPS (*Global Positioning System*) com receptores de 12 canais. As informações são processadas pelo sistema de aquisição de dados e enviadas ao computador de navegação da aeronave, ficando disponíveis ao piloto através de indicador analógico e da tela do computador de bordo.

As coordenadas GPS (latitude/longitude) são armazenadas no disco rígido do sistema de aquisição de dados e transferidas ao escritório de campo para aplicação da correção diferencial via pós-processamento.

A modalidade de posicionamento diferencial é baseada na utilização de uma estação terrestre de monitoramento, mantida continuamente ligada durante os vôos, rastreando os mesmos satélites que a estação móvel detecta a bordo da aeronave.

O processo de correção diferencial utilizado emprega um *software*, cujos parâmetros são obtidos a partir do receptor fixo que monitora a órbita dos satélites empregados no posicionamento.

O receptor fixo é instalado em duas bases onde esta aeronave opera. As coordenadas dos valores amostrados a bordo são convertidas para o Datum regional.

4.6.3.6 – Magnetômetro Terrestre

Para controle diário das variações do campo magnético utiliza-se magnetômetros terrestre (chamados de magnetometro de base) de alta resolução (0,001 nT e/ou 0,01 nT), e envoltória de ruídos de 0.1 nT ou inferior. As leituras do

campo magnético total são realizadas a intervalos de 1 segundo e armazenadas em microcomputador acoplado ou na memória do próprio equipamento.

Os magnetômetros são instalados em local de gradiente magnético suave, livre de objetos móveis e interferência cultural.

Ao término de cada jornada de produção os arquivos contendo os dados da variação diurna são transferidos ao computador instalado na base de campo para uso no pré-processamento. A figura 4.10 mostra um exemplo do perfil da variação diurna do campo magnético terrestre.

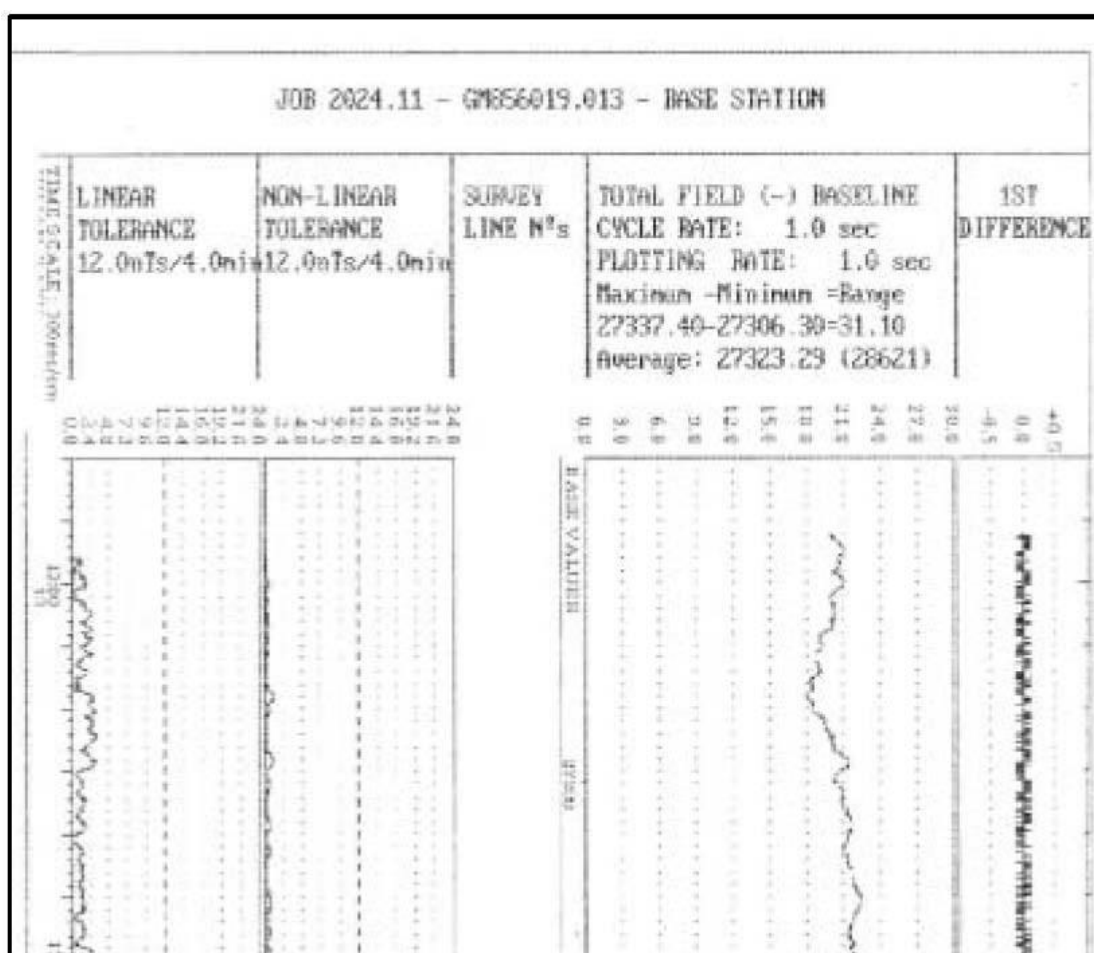


Figura 4.10 - Exemplo de Perfil do Magnetômetro Terrestre. Fonte: Fugro-Lasa Eng. e Prospecções S.A.

4.6.4 – Compilação de dados

Ao término de cada jornada de produção as informações coletadas são submetidas ao processamento preliminar, consistindo no seguinte:

a) Transferência das leituras do magnetômetro terrestre para o computador de campo para processamento da variação diurna de acordo com o gradiente fixado no contrato, qual seja: 3 nT/min, durante 4 minutos;

b) Transferência dos dados da estação fixa GPS para aplicação da correção diferencial via pós-processamento;

c) Leitura da mídia magnética de cada vôo, e transferência dos dados coletados para o computador de campo, para fins de verificação da qualidade da gravação e análise dos perfis coletados, no que se refere a: desvios na altura de vôo, envoltória de ruídos, desvios de navegação, etc., estabelecidos, respectivamente em 20 m para mais ou para menos, 0,1 nT e 25 m em relação à linha teórica;

d) Geração das plotagens dos traços das linhas de vôo, corrigidos diferencialmente, em superposição ao plano de vôo para identificação dos trechos desviados em mais de 25m do espaçamento teórico. Estas plotagens são acompanhadas de estatísticas individuais para cada perfil, mostrando, de forma automática, o somatório dos desvios, cujo limite são fixado em 20%;

Para o controle de produção, acompanhamento dos trabalhos, processamento diferencial do GPS, plotagem, listagem de dados, compilação dos registros e demais controles, é montado, no escritório de campo, um conjunto de equipamentos de processamento de dados, consistindo de microcomputadores, impressora matricial, etc.

4.6.5 – Equipe Técnica na Base de Operações

A equipe técnica para realizar um levantamento na fase de aquisição de dados é composta de: Chefe de equipe (01), piloto de aeronave (02), mecânico de aeronave (01), engenheiro eletrônico e o operador de equipamentos (01).

4.7 – Processamento de Dados

4.7.1 - Fluxo de Processamento

No processamento de dados do levantamento aeromagnético, é utilizado o sistema para processamento de dados Geofísicos de acordo com o tipo de serviço.

Na figura 4.11 é apresentado o fluxograma de processamento, onde estão indicadas as diferentes etapas envolvidas no processo, desde a transferência dos dados mídias magnéticas contendo as gravações originais de vôo até a preparação dos produtos finais.

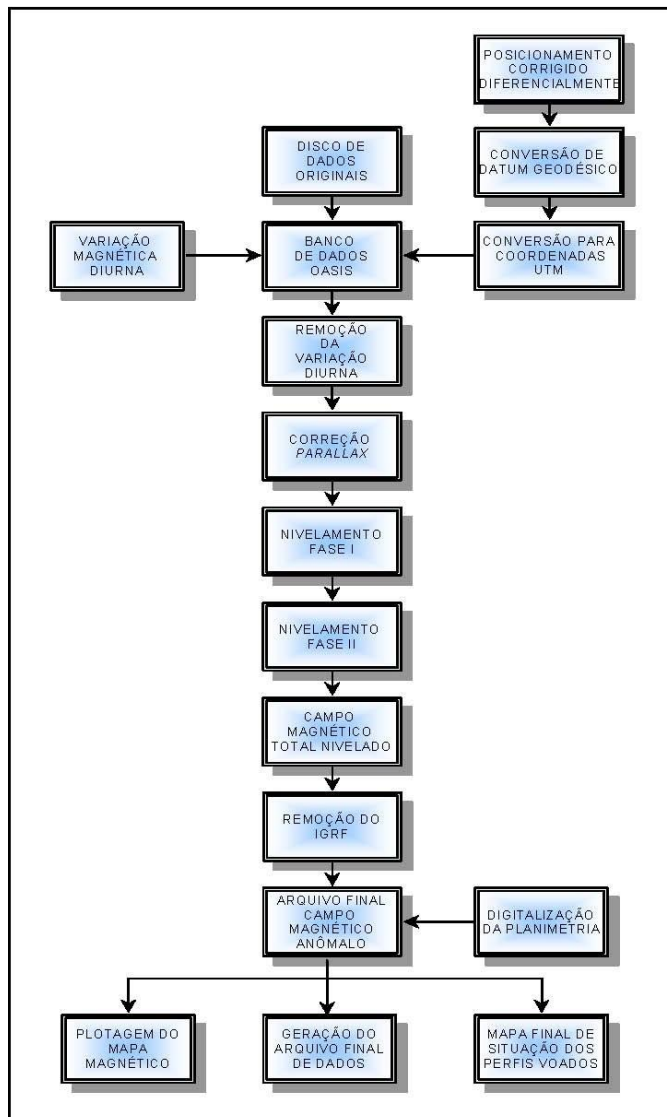


Figura 4.11 – Exemplo de fluxograma do processamento.
Fonte: Fugro-Lasa Engenharia e Prospecções S.A.

As diferentes fases envolvidas no processamento estão detalhadas nos itens que se seguem:

4.7.1.1 - Preparação do Banco de Dados do Levantamento

Os dados brutos gravados em formato binário na aeronave são convertidos para o formato de acordo com o pacote de processamento adotado, onde estão agrupadas informações de posicionamento brutas e corrigidas e todos outros canais de informação registrados a bordo da aeronave, quais sejam: intensidade total do campo magnético, altura e altitude de vôo, etc.

Preparado o banco de dados, contendo todas as variáveis medidas a bordo da aeronave e da base, e as coordenadas corrigidas do ponto em que a medida foi tomada, o processamento é então iniciado.

4.7.1.2 - Remoção da Variação Magnética Diurna

Os valores obtidos pelo magnetômetro monitor são inicialmente subtraídos do nível base, definido para área de acordo as observações realizadas. As diferenças encontradas, positivas ou negativas, são então, somadas algebricamente às leituras do campo magnético realizadas a bordo da aeronave, tendo como variável comum à hora de amostragem, fixada com precisão de décimos de segundo. Os valores resultantes correspondem à intensidade total do campo magnético corrigido da variação diurna.

4.7.1.3 - Correção do Erro de Parallax

O erro *parallax* corresponde à defasagem nos tempos de medição do magnetômetro e altímetros com o sistema de posicionamento. Assim, o erro *parallax* é determinado a partir de duas linhas voadas em sentidos opostos sobre uma mesma feição magnética reconhecida no terreno. A correção a ser aplicada corresponde ao valor somado ou subtraído do tempo de amostragem de modo que as duas feições se tornem coincidentes.

A fórmula utilizada é a seguinte:

$$F_c = F_r - I_p, \text{ onde}$$

F_c = Fiducial corrigida do *parallax*,

F_r = Fiducial para a leitura registrada,

I_p = Parallax instrumental.

A correção é então aplicada a todas as amostras do levantamento.

4.7.1.4 - Nivelamento dos Perfis

A aplicação do nivelamento pelo sistema, consiste, basicamente, no ajuste das linhas de controle com base na média das diferenças (ou diferença de 1ª ordem) com as linhas de medida. Este procedimento assume que tais diferenças estão distribuídas de forma aleatória, de forma que um *trend* de no máximo 1ª ordem define o desnível entre as linhas de medida e controle.

O procedimento compreende duas etapas distintas que são:

1º- As linhas de controle são niveladas por aplicação de valores que reduzam as diferenças com as linhas de vôo a valores mínimos. Este procedimento assume que existem cruzamentos suficientes para modelar adequadamente as diferenças de nível entre as linhas de controle;

2º - Após o nivelamento das linhas de controle, todas as linhas de medida são ajustadas às linhas de controle, de forma que os valores do campo magnético encontrados nos seus cruzamentos sejam equivalentes.

Nesta fase é criada uma tabela de interseções que contém as diferenças entre as linhas de controle niveladas e a linhas de vôo nos pontos de cruzamento. Estes valores são armazenados no banco de dados e utilizados no cálculo das correções a serem aplicadas as linhas de vôo. Os cruzamentos onde o gradiente magnético excedeu 0.3 nT/fiducial são descartados pelo programa. Com base neste gradiente, o programa ainda analisa as interseções quanto à sua aplicabilidade, atribuindo peso mais baixo quanto mais alto for o gradiente. Deste modo, uma interseção situada em zona de forte gradiente magnético tem pouca ou nenhuma influência no nivelamento.

Alguns sistemas permitem ainda o exame visual da tabela de interseções, possibilitando sua edição manual quando necessário. Por exemplo, a linha nivelada pode ser comparada à sua versão obtida em diferentes estágios do processo.

Os dados do levantamento também são ainda micronivelados para eliminação de qualquer resíduo de “desnivelamento” que não tenha sido corrigido pelo

nivelamento convencional por ter semi-comprimento de onda menor do que o espaçamento entre as linhas de controle, e tenha então permanecido nos dados. O processo envolve a geração de dois *grids* auxiliares, resultantes da aplicação de filtros passa-baixa, no domínio do tempo, atuando na direção das linhas de vôo e perpendicularmente a elas, seguindo-se, então a criação de um *grid* final decorrugado, que resultará do somatório dos *grids* produzidos em etapas distintas. Este último, subtraído do *grid* original irá, por sua vez, expressar o erro de nivelamento a ser subtraído aos dados pré-nivelados conforme o procedimento inicial acima.

4.7.1.5 - Remoção do IGRF

A remoção do IGRF obedece a rotina que calcula, para cada par Latitude/Longitude do banco de dados, o valor do Campo Geomagnético Internacional de Referência, para a altitude média de vôo com base nos coeficientes do ano do levantamento fornecidos pelo NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration* e atualizados para a data média do levantamento.

O campo magnético anômalo para cada um dos pontos amostrados é obtido pela subtração, ao campo total nivelado, do valor do IGRF calculado para o ponto, resultando deste processo os valores do campo magnético anômalo.

4.7.2 - Interpolação

Para obtenção da malha quadrada dos valores do campo magnético anômalo é utilizado o programa, que interpola dados distribuídos em perfis, paralelos ou subparalelos, usando rotinas como *Akima splines* para interpolar primeiramente as amostras distribuídas ao longo das linhas de vôo e posteriormente na direção paralela às mesmas.

Este processo leva em conta a maior taxa de amostragem na direção das linhas de vôo e a extensão lateral das feições mapeadas, observando-se forte correlação entre perfis laterais.

Os mapas são elaborados a partir do *grid* regular, interpolado em malha quadrada, sugere-se que as dimensões sejam de 1/4 ou 1/8 do espaçamento dos perfis de medida.

4.7.3 - Arquivo Final de Dados

O arquivo com os dados finais do levantamento é gravado em mídias magnéticas, em formato ASCII. Um par “*carriage return/line feed*” é colocado ao término de cada registro. No início do arquivo um *header* contém o mnemônico de cada campo apresentado.

Na tabela 4.3 segue um exemplo de informações contidas em um banco de dados: são:

a) Registro *Header* de linha:

Line: *nnnv* ou

Tie: *nnnv*, onde:

nnnn = número da linha e

v = versão da linha

b) Registro dos dados:

Campo	Descrição
X	Coordenada UTM E (SAD-69)
Y	Coordenada UTM N (SAD-69)
FIDUCIAL	Fiducial
DATA	DDMMAA
MC	Meridiano Central (graus)
LAT	Latitude (SAD-69) (graus decimais)
LONG	Longitude (SAD-69) (graus decimais)
HGPS	Altitude GPS (SAD-69) (m)
HBAR	Altitude Barométrica (m)
HALT	Altura radar-altímetro (m)
MAGBRUTO	Campo magnético bruto (nT)
DIURNAL	Varição Diurna do Campo Magnético (nT)
MAGDIURN	Campo magnético corrigido da variação diurna (nT)
MAGLEV	Campo magnético nivelado (nT)
MAGMIC	Campo magnético micronivelado (nT)
MAGIGRF	Campo magnético residual (nT)

Tabela 4.3 – Modelo do Layout de gravação do bancos de dados.
Fonte: Fugro-Lasa Engenharia e Prospecções S.A .

5 – METODOLOGIA

5.1 – Introdução aos Levantamentos Aeromagnéticos

A utilização dos métodos potenciais na fase de reconhecimento regional e/ou na fase de prospecto na prospecção de uma bacia sedimentar tem produzido um melhor entendimento da geologia em função da melhoria dos métodos de interpretação (Jacques et al., 2003). O baixo custo na aquisição e processamento dos dados potenciais e a possibilidade do imageamento/cobertura de grandes áreas também são fatores importantes para o melhor entendimento da geologia. Os contrastes de susceptibilidade magnética entre sedimentos e rochas do embasamento podem contribuir para a definição do arcabouço tectônico-estrutural de bacias sedimentares. A extrapolação desses dados para as áreas do embasamento, quando possível, permite verificar a continuidade das estruturas mapeadas dentro de uma bacia e conseqüentemente o mapeamento das falhas importantes na definição da implantação da bacia estudada.

Desta forma, os métodos potenciais destacam-se como importantes ferramentas de reconhecimento na delimitação de áreas com grande potencial exploratório, assim facilitando a definição de alvos para realizar estudos mais detalhados. Dentre estes, podemos destacar o método Magnetométrico devido a sua fácil operabilidade, praticidade e baixo custo em relação a outros métodos. Este método vem sendo utilizado na área da Geofísica em larga escala no mundo inteiro, seja em exploração petrolífera ou de jazidas minerais. O método em si consiste na medida do campo magnético regional, e é geralmente realizado utilizando-se uma aeronave. Para maior precisão da localização das fontes magnéticas utiliza-se como apoio o GPS para determinar a posição no terreno (Onshore) ou no mar (Offshore).

Finalizada a coleta dos dados é feita uma crítica dos dados coletados e a partir daí, realizamos o processamento dos dados e nesta fase são realizadas várias etapas já descritas mais detalhadas no capítulo 4. Então serão aplicados diferentes tipos de filtros nos dados para obtermos os mapas a serem interpretados.

Neste trabalho, na fase de interpretação dos mapas, utilizamos mapas gravimétricos, batimétrico, geológico e dados sísmicos para ter um embasamento melhor dos resultados obtidos.

5.2 – Análise e preparação dos dados magnéticos

A realização do presente trabalho envolveu a necessidade de utilização de dois levantamentos aeromagnetométricos distintos na porção centro-norte do estado do Rio de Janeiro, sendo um deles Onshore e o segundo Offshore.

O primeiro, o Levantamento Aerogeofísico - Projeto São Paulo - Rio de Janeiro (Onshore), que foi realizado pela CPRM em 1978 e cobre parte do estado do Rio de Janeiro e parte do Estado de São Paulo, e tendo como empresa executora Lasa Engenharia e Prospecções Ltda

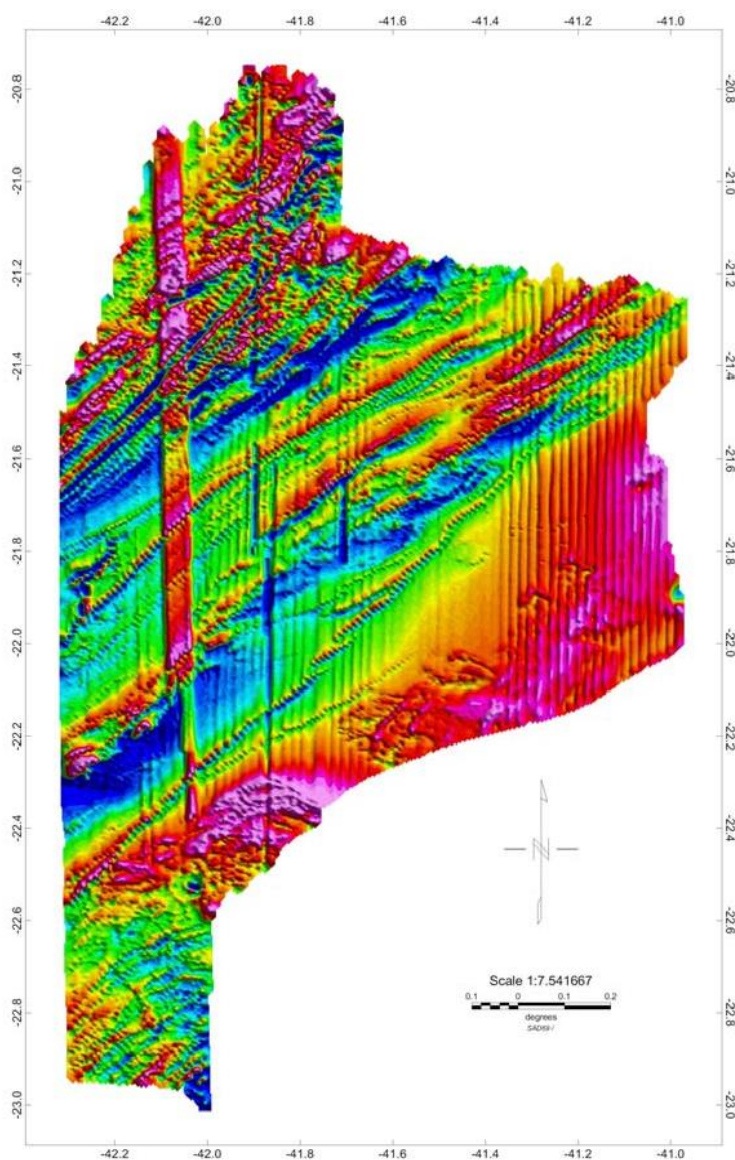


Figura 5.1 – Mapa magnético residual Onshore desnivelado, apresentando bandeamentos e interferência nas estruturas.

O segundo é o Levantamento Aeromagnético de Alta Resolução - Bacia de Campos – Águas Rasas que cobre parte da Bacia de Campos, mais especificamente a região de águas rasas da Bacia, foi realizado em 2002 para a Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) e tendo como empresa executora Furgro-Lasa Engenharia e Prospecções.

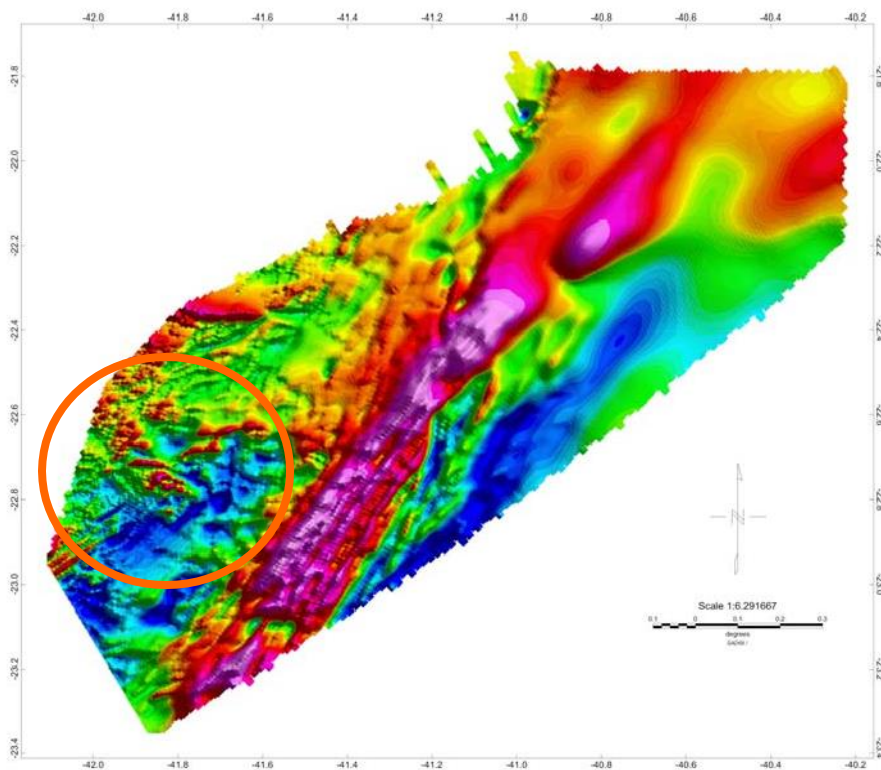


Figura 5.2 – Mapa magnético residual Offshore desnivelado, o círculo laranja mostra o problema, causando interferência nas estruturas.

A Tabela 5.1 mostra as características pertinentes de cada levantamento. Como estes foram executados em períodos distantes, para realizar a concatenação dos levantamentos, tivemos que fazer uma análise e padronização dos dados no que diz respeito à formatação, visto que os canais dos bancos de dados apresentam nomenclatura diferente.

Item / Projeto	São Paulo – Rio (Onshore)	Águas Rasas (Offshore)
Total de Perfis Geofísicos	<i>41.595 km</i>	<i>20.776 Km</i>
Área recoberta	<i>38.000 km²</i>	<i>15.332 km²</i>
Direção das linhas de vôo	<i>N-S</i>	<i>N 30° W</i>
Espaçamento entre as linhas de vôo	<i>1.000 m</i>	<i>1.000 m</i>
Direção das linhas de controle	<i>E-W</i>	<i>N 60° E</i>
Espaçamento entre as linhas de controle	<i>10.000 m</i>	<i>4.000 m</i>
Intervalo Médio de Amostragem	<i>100 m</i>	<i>6 a 8 m</i>
Altitude média de vôo	<i>150 m</i>	<i>150 m</i>
Sistema de navegação	<i>-----</i>	<i>PICODAS PNAV 2000</i>
Ano do levantamento	<i>1978</i>	<i>2002</i>

Tabela 5.1 - Características dos Levantamentos realizados pela LASA para UERJ e para CPRM.

5.3 – Banco de Dados

Para realizar o trabalho o primeiro passo foi a criação do banco de dados magnetométricos. Nessa etapa foi feita uma compatibilização dos dados dos dois levantamentos de idades distintas, executando-se também algumas correções necessárias, tais como: acerto da nomenclatura dos canais, correção do IGRF e nivelamento dos dois projetos, haja visto, que um deles foi realizado em 1978 e o outro em 2002 ano de realização dos levantamentos.

5.4 – Processamento dos Dados Aeromagnéticos

Nesta fase, executamos o reprocessamento de dados aeromagnéticos da porção Onshore (Projeto São Paulo – Rio). O trabalho envolveu o tratamento, nivelamento e micronivelamento dos dados, uma vez que os dados aeromagnéticos brutos apresentavam perfis com ruídos e grupos de linhas desniveladas em relação a demais, causando assim distorção das anomalias magnéticas.

Além disso foi necessário fazer um ajuste de nível entre os dois levantamentos, pois, notou-se que havia desnível entre os mesmos, causando assim uma descontinuidade das estruturas magnéticas.

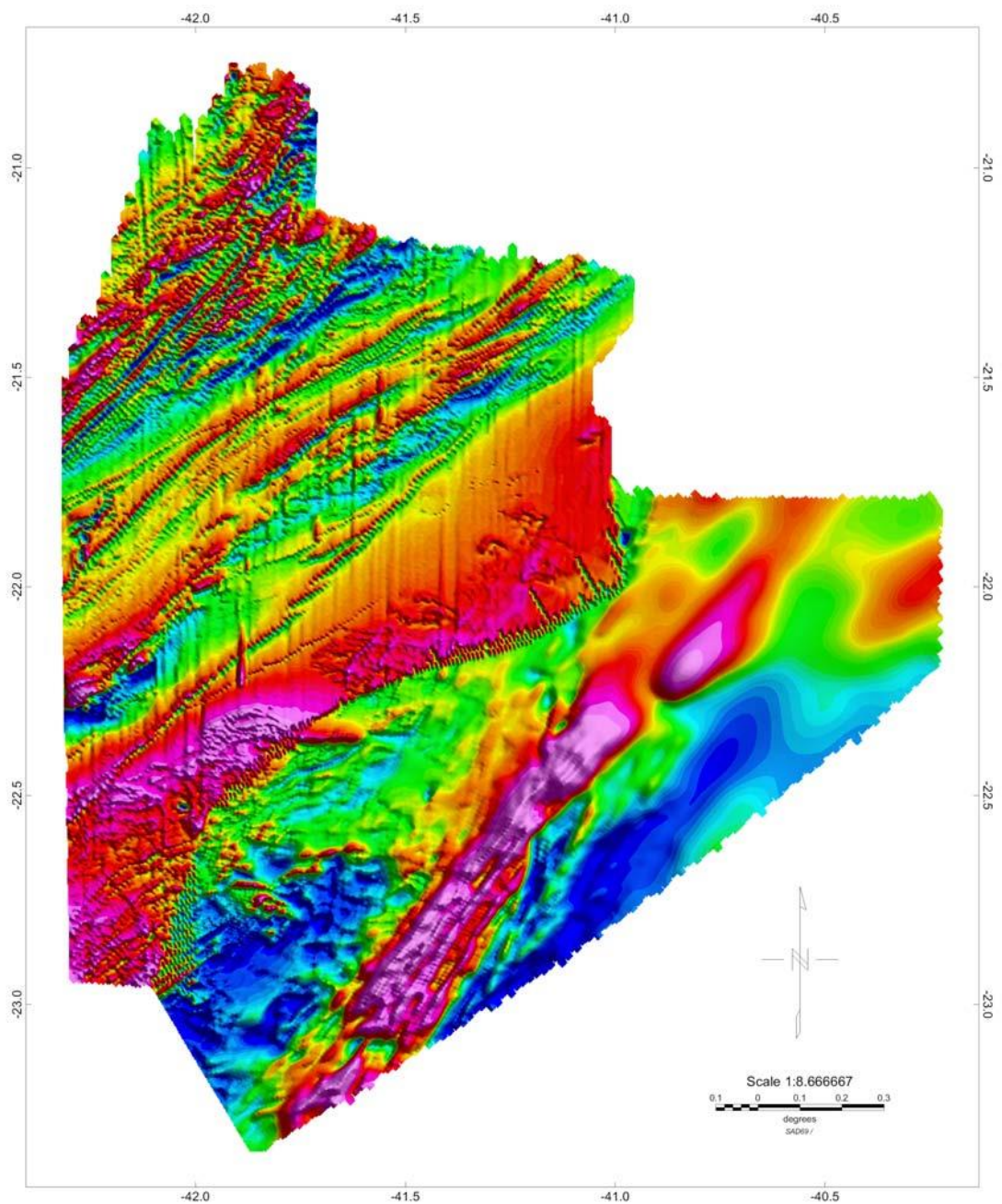


Figura 5.3 – Mapa magnético residual Onshore e Offshore desnivelados, podemos identificar o desnível entre os dois projetos e entre grupos de linhas de vôo, provocando deformação nas estruturas.

Após o nivelamento foi promovida, então, a Integração dos dados da porção Onshore com dados aeromagnéticos de alta resolução na Plataforma de Cabo Frio (offshore - Lasa, 2002). O resultado dessa operação pode ser visualizado na Figura 5.4, Observar a ausência de desnível entre as duas áreas, bem como a continuidade das anomalias magnéticas, o círculo preto na Figura 5.4 indica a localização do grabén de São João..

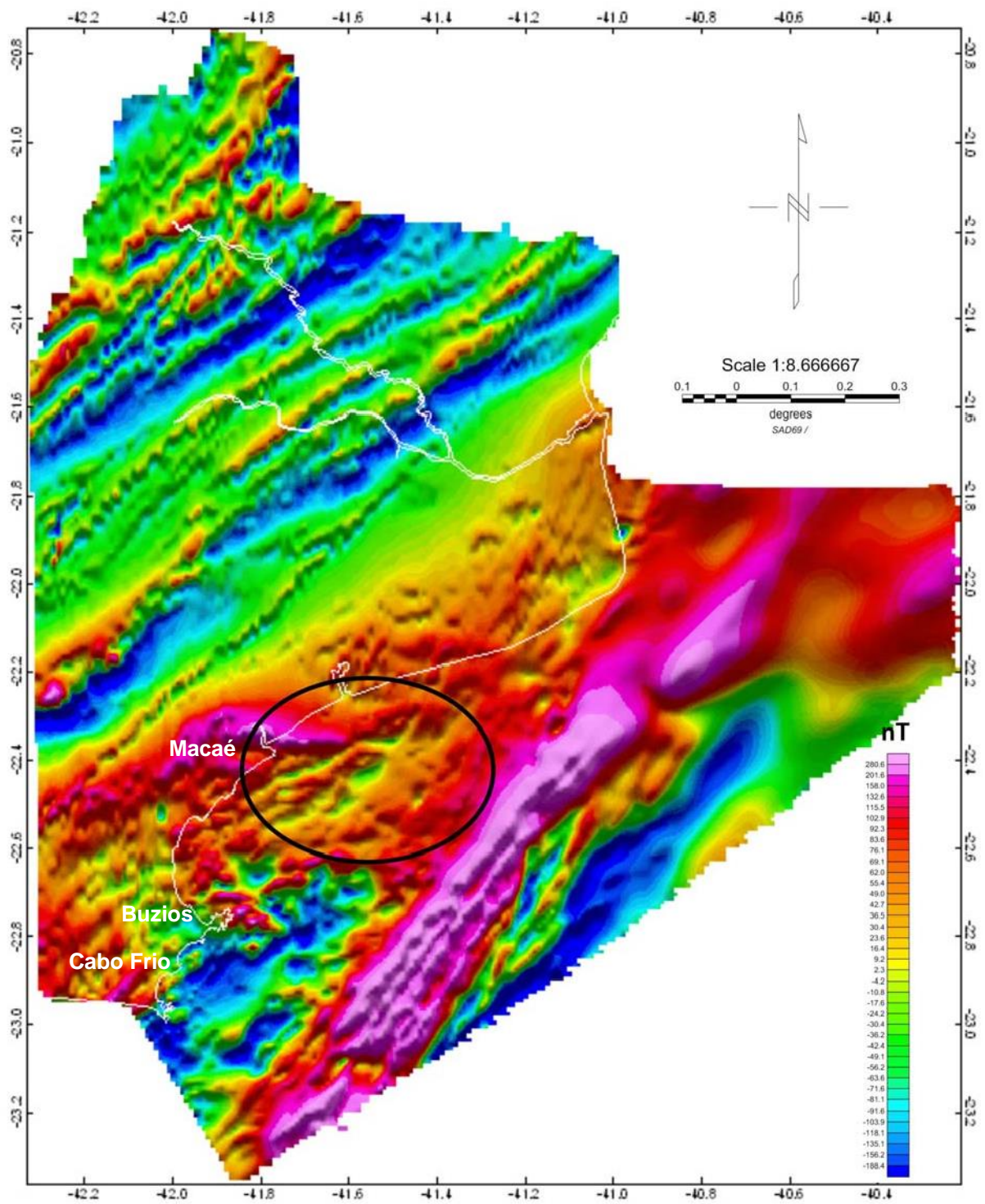


Figura 5.4 – Mapa magnético anômalo residual nivelado, temos o Graben de São João delimitado por um círculo preto e notamos a continuidade das estruturas tanto na parte Onshore como Offshore.

5.4.1 – Mapas Aeromagnéticos

Os dados magnéticos transformados em mapas são resultados de amostragens feitas ao longo dos perfis, com a finalidade de reconstruir o campo magnético da área estudada, procurando satisfazer plenamente as necessidades da equipe exploratória no melhor resultado para a sua interpretação.

Para realizar a geração dos mapas de interpretação é necessário aplicar filtros como o Butterworth e cosseno direcional de forma a eliminar interferências nos dados (ruídos) e assim evitar a deformação nas estruturas magnéticas.

Para realçar as estruturas geológicas de interesse existem alguns processos que podem ser utilizados nestes casos como: primeira derivada vertical, segunda derivada vertical, sinal analítico, filtros direcionais, filtros passa-alta, filtro passa-baixa, gradiente horizontal, etc. No presente trabalho utilizamos os listados a seguir:

5.4.1.1 – Primeira Derivada Vertical

O processo de utilização das derivadas vem sendo muito usado na geração de mapas magnéticos para interpretação. O uso destas derivadas é tido como método padrão para destacar as características de altas frequências em dados do campo potencial. Dependendo do grau da ordem da derivada, estaremos identificando estruturas de fontes mais profundas ou fontes de fontes mais rasas.

A primeira derivada é um procedimento teórico-matemático aplicado com o objetivo de realçar as estruturas geológicas para uma posterior interpretação. Sendo ela a amplitude do espectro da anomalia multiplicado pelo grau da ordem da derivada. Este processo consiste da subtração do valor magnético do campo de dois pontos próximos e posterior divisão do resultado pela separação vertical entre eles.

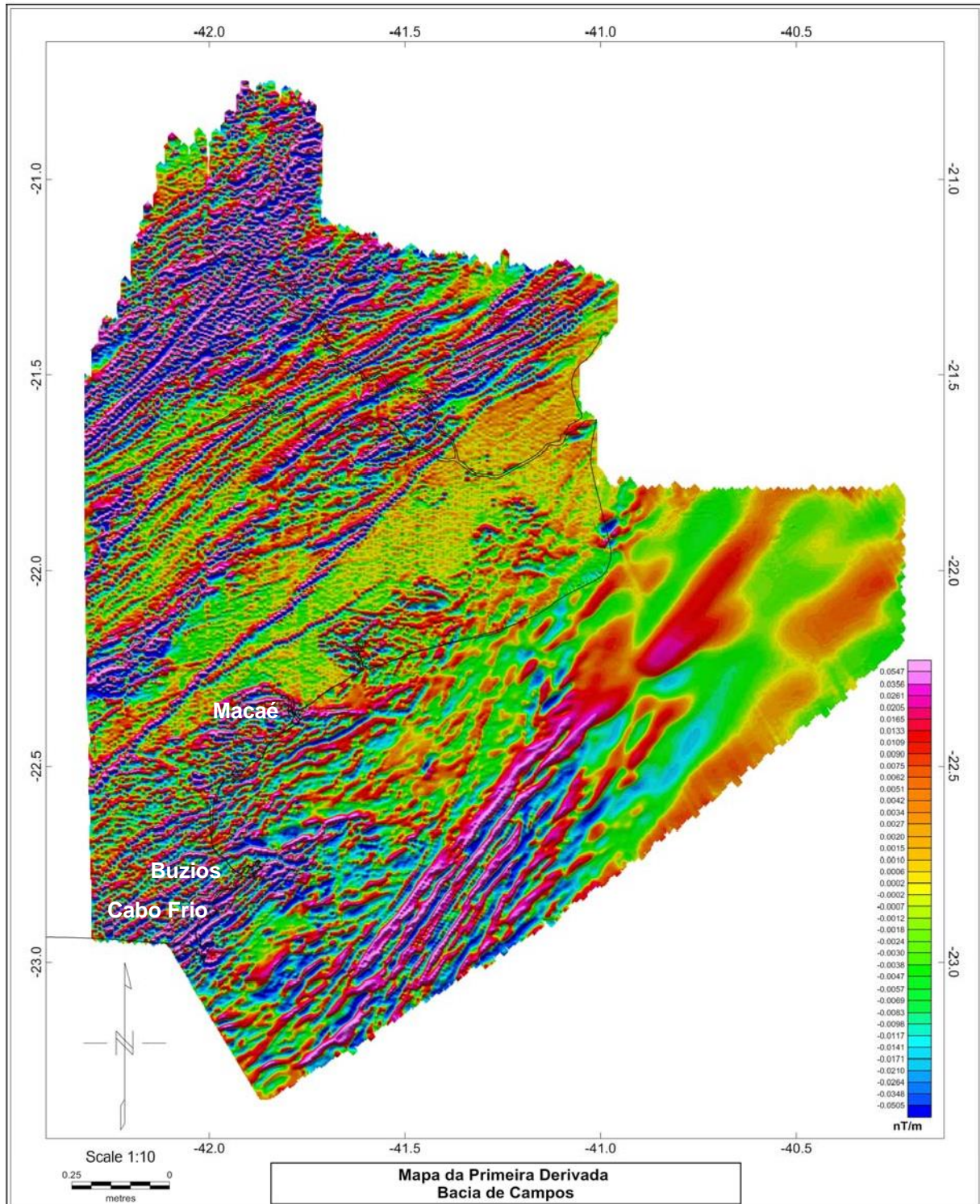


Figura 5.5 - Mapa da Primeira Derivada Vertical, englobando a porção Onshore e Offshore da Bacia de Campos.

5.4.1.2 – Sinal Analítico

O mapa do sinal analítico tem a característica de realçar a forma geométrica dos corpos magnéticos em sub-superfície.

O sinal analítico é obtido através da combinação dos gradientes horizontal e vertical do campo magnético. A forma dos corpos anômalos depende prioritariamente da localização dos mesmos, e não das suas direções de magnetização. A sua introdução na interpretação de dados magnéticos foi feita pela primeira vez por Nabighian (1972) para um caso bidimensional, como uma ferramenta útil na estimativa das profundidades e posição das fontes magnéticas. Mais tarde o método foi aplicado para o caso tridimensional (Nabighian – 1984); Roest, Verhoef e Pilkington (1992) para o mapeamento e estimativa da profundidade das fontes, e também para o reconhecimento da natureza da magnetização anômala (Roest, Arkani-Hamed e Verhoef (1992); e mais tarde Roest e Pilkington (1993).

De um modo geral a utilização do valor absoluto do sinal analítico, desenvolvida por Nabighian, é que a sua utilização sobre estruturas de forma lineares não é dependente do campo magnético da terra e nem da direção de magnetização do corpo anômalo. Desta forma, o uso desta técnica para o valor absoluto do sinal analítico proporciona o conhecimento das características da fonte sem considerar a direção de magnetização deste corpo anômalo. Portanto, isto tem uma importância muito significativa em regiões onde a contribuição da magnetização remanescente para uma anomalia observada não seja conhecida.

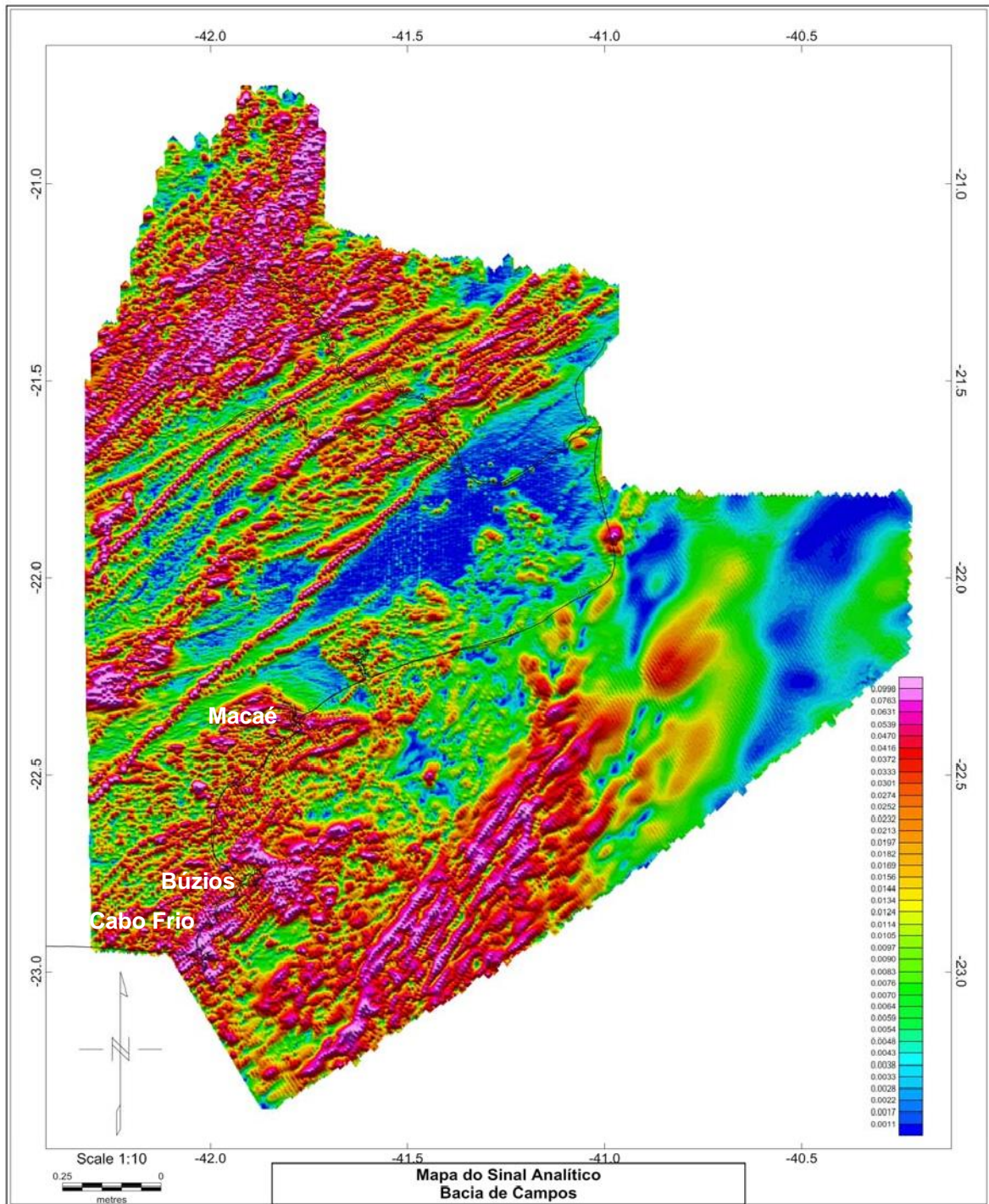


Figura 5.6 - Mapa do Sinal Analítico englobando a porção Onshore e Offshore da Bacia de Campos.

5.4.2 – Deconvolução de Euler

No século passado, ocorreu no mundo um grande avanço na área tecnológica, principalmente no diz respeito à exploração de petróleo e de depósitos minerais. Os principais órgãos governamentais de vários países e grandes empresas ligadas a estas áreas realizaram extensos levantamentos nos seus territórios, como resultado armazenou-se uma grande quantidade de dados geofísicos, dentre eles destacamos os dados magnéticos feitos através de aerolevantamentos.

Para geração de mapas interpretativos existia a necessidade de desenvolverem-se métodos automáticos e semi-automáticos de interpretação, dentre os quais podemos citar a deconvolução de Werner (Hartman et. Al. 1971), método de Naudy (Naudy, 1971) CompuDepth (O'Brien, 1972), e o método da deconvolução de Euler (Thompson, 1982). Ressalte-se que dentre os citados, os mais utilizados para estimar a profundidade das fontes magnéticas são a deconvolução de Werner e deconvolução de Euler.

A deconvolução de Euler é um método de inversão aplicado em qualquer perfil 2D ou grid 3D de dados de campo potencial para obter locação e estimativas de profundidades de corpos em razão de um tipo particular de estrutura, desta forma é um método que auxilia o interprete delimitando regiões dentro da área estudada que mereçam ser estudadas em detalhe. A técnica não esta vinculada a um modelo geológico específico (tais como contatos, diques e etc), mais trabalha com uma faixa de distribuições magnéticas básicas das anomalias. Esta técnica foi discutida inicialmente Oir Hood (1963) e desenvolvida mais tarde por Thompson 1982 e Reid et. Al. (1990).

O método da deconvolução de Euler foi introduzido na exploração do campo potencial por Reid et. al. (1990) e desde então passou a ser a técnica 3D de estimativa de profundidade mais utilizada. Isto talvez, deva-se ao fato da combinação de simplicidade e flexibilidade da técnica que não são encontrados em outro algoritmo. Como a deconvolução de Euler é basicamente um estimador de profundidade para uma única fonte, a sua utilização em áreas geologicamente complexa fica limitada para determinar profundidades médias de fontes que criem interferências em anomalias magnéticas.

Atualmente podemos dizer que a técnica da deconvolução de Euler como ferramenta para estimar a localização de fontes anômalas no campo potencial já esta bem estabelecida. O desenvolvimento e a aplicação desta técnica em perfis de dados foi feita por Thompson (1982), e Reid et. al. (1990) desenvolveram então uma versão que vem sendo usada mais amplamente para o caso de dados interpolados. A aceitação dessa técnica no meio científico fez com que outros pesquisadores desenvolvessem melhorias, tais como, uma metodologia automática de eliminação de soluções pobres (Fairhead et. al., 1994) e a estimativa do índice estrutural (Barbosa et. al., 1999) e a ainda a inserção de uma segunda equação de controle, permitindo a determinação dos contrastes de susceptibilidade e inclinações dos perfis de dados magnéticos (Mushayandebvu et. al., 2001). Essa ultima técnica de realce foi denominada “deconvolução de Euler estendida“. Sendo assim a formulação convencional da técnica para o caso 3D assume que o campo observado em cada janela é oriundo de uma fonte 3D, em que o campo varia em todas as direções. Quando a fonte observada for 2D, através da representação analítica pode-se mostrar que a sua solução será instável, gerando soluções pobres que podem ser rejeitadas pela rotina de técnicas de limpeza destas (Fairhead et, al., 1994).

Assim a deconvolução de Euler é considerada uma técnica de inversão que utiliza um conteúdo espectral dos dados do campo potencial, e permite que tais parâmetros como posição, profundidade e natureza da fonte magnética geradora, sejam estimados semi-automaticamente a partir dos dados observados. Descartando assim um conhecimento “a priori” da geologia local.

Um dos parâmetros a serem determinados na deconvolução de Euler é o denominado índice estrutural (*structural index* – SI). Esse parâmetro representa o decaimento do campo magnético da fonte geradora e está correlacionado a geometria da fonte magnética (Fairhead et al, 1994). Como em uma região podemos ter varias fontes magnéticas com diferentes SI (falhas, contatos, diques, pipes, etc), recomenda-se o processamento dos dados com múltiplos índices estruturais (Reid et. al,1990), ou então a fixação do SI de modo a diminuir a ambigüidade no processo de inversão, uma vez que a escolha adequada de SI permite que o sinal gerado pela fonte de geometria associada seja realçado em detrimento do sinal de outros tipos de fonte. No presente trabalho, em virtude estarmos interessados no mapeamento dos falhamentos e arcabouço estrutural do embasamento da Bacia de Campos e áreas adjacentes, fixamos o SI=1, para geometrias típicas de falhas.

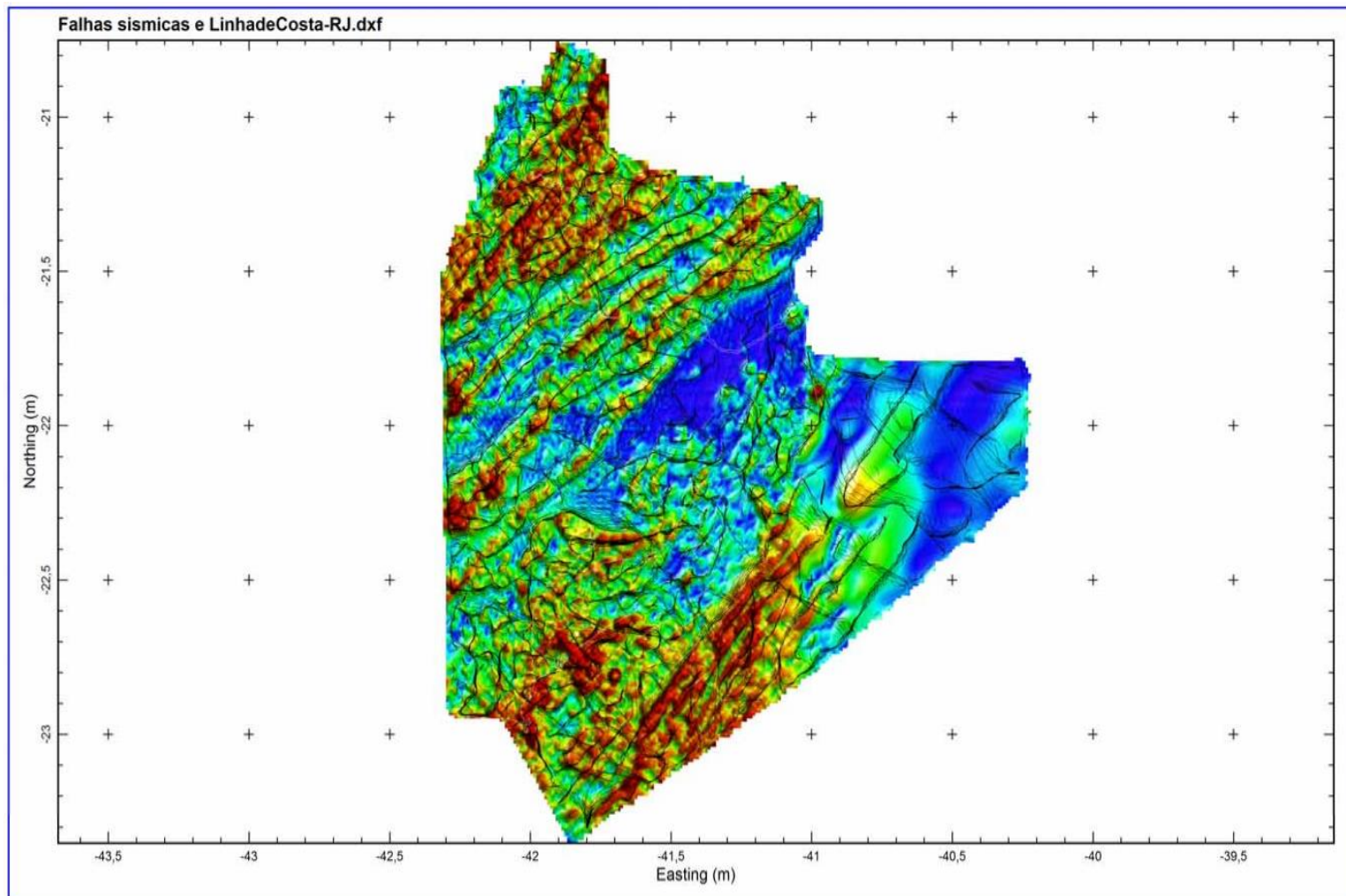


Figura 5.7 - Mapa de falhas Snapshot do Euler – Worms.

6 – ANÁLISE DOS DADOS E RESULTADOS

6.1 – Integração com mapas Geológico e Tectônico.

Nos mapas temáticos regionais, geológico e tectônico (figuras 6.1, 6.2 e 6.3) é de fácil visualização o forte padrão do trend NE-SW, tanto na Bacia de Campos em águas rasas como na parte continental do estado do Rio de Janeiro. Este trend NE-SW parece infletir para Bacia de Campos na região de Cabo Frio até Macaé, assumindo uma direção E-W (Pinto et al. 2004). Esses lineamentos observados nos mapas estão bem definidos, ou seja, aparecem de forma significativa e marcante ao longo de toda a costa sul-sudeste brasileira, esta área já foi denominada como: Sistema de Rifts da Serra do Mar (Almeida, 1976), Sistema de Bacias Tafrogênicas do Sudeste Brasileiro (Melo et. al., 1985 e Rift Continental do Brasil (Riccomini, 1991). Zalan e Oliveira, (2005) fizeram menção que nesta área existem dois Rifts, que fazem parte do “Sistema de Rifts Cenozóicos do Sudeste do Brasil”, O “Rift Paraíba do Sul” e o “Rift Litorâneo”, esses rifts estariam relacionados aos eventos que culminaram com a formação das Serra do Mar e Mantiqueira. No mapa magnético podemos identificar esses lineamentos e confirmar as direções das estruturas no trend NE-SW.

6.2 – Integração com mapas de imagens de Satélite e Topográfico.

No mapa de imagem satélite (Figura 6.4) e Topográfico do estado do Rio de Janeiro (Figura 6.5) temos a confirmação do que se observou anteriormente nos mapas geológico (Figura 6.1) e tectônico (Figura 6.2), pois fica realçado uma vez mais o forte padrão do trend NE-SW e a sua inflexão para a direção E-W na porção onshore, como observamos nas figuras 6.4 e 6.5. No mapa topográfico do estado do Rio de Janeiro (Figura 6.5), está evidenciado com clareza a inflexão dos lineamentos de NE par NNE na parte norte do Estado (1 - Figura 6.5), o morro de São João aparece a sul como uma única feição morfológica (2 – Figura 6.5), e o Graben da Guanabara (3 – Figura 6.5). No mapa da Figura 6.4, podemos observar que na área de estudo além das estruturas apresentarem o forte padrão do trend NE-SW, temos alguns falhamentos NW-SE na parte continental do estado do Rio de Janeiro.

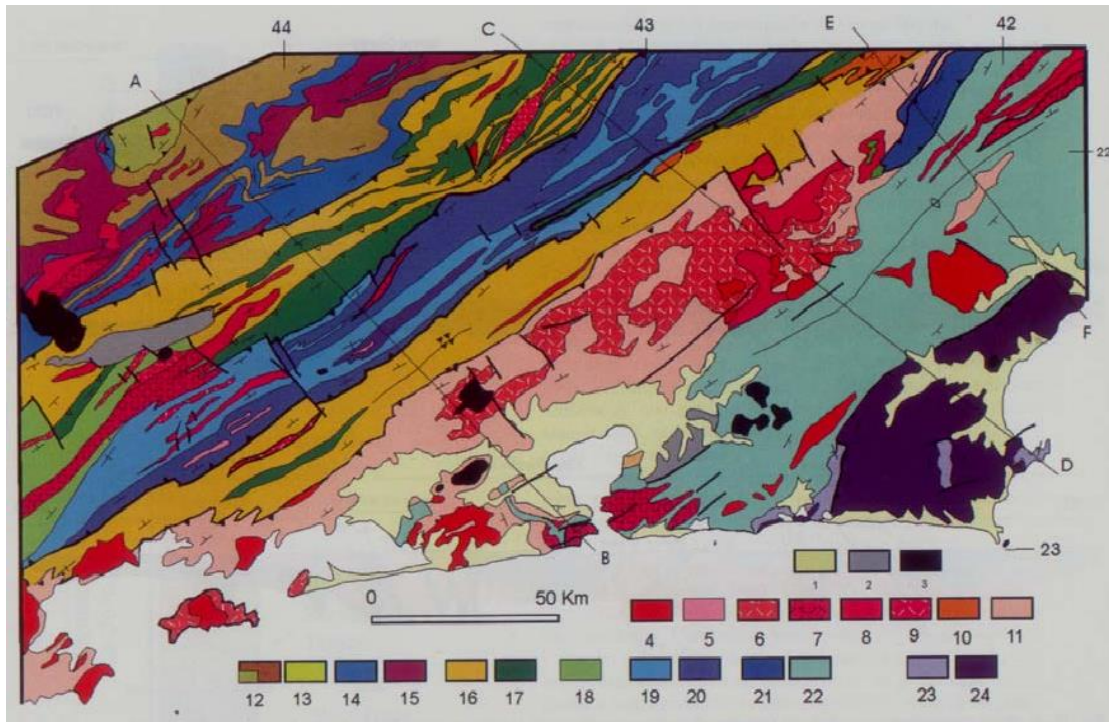


Figura 6.1 - Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira, extraído de Heibron et. al. (2004) - Legenda: 1) Sedimentos quaternários; 2) Sedimentos terciários; 3) Rochas alcalinas cretáceas/terciárias; 4) Granitóide Brasileiro sin a pós-colisionais (4-9); 4 - Biotita granitos pós-colisionais (510-480 Ma, G₅), 5 - Granitos contemporâneos às ZCs D₃ 535-520 Ma, G₄), 6 - Granitos e charnockitos tard-colisionais (ca 560 Ma, G₃); 7 - Granitos porfiríodes sin-colisionais (590-560 Ma); 8 - leucogranitos e charnockitos tipo S ou híbridos sin-colisionais (ca. 580 Ma, G₂); granitóides com idade indeterminada (9-10); 9 - Hornblenda granito gnaiss; 10- Suítes Anta e São Primo; 11 - Arco magmático Rio Negro (790-620 Ma); terreno Ocidental (12-17): Megassequência Andrelândia (12-14): 12 - Sequência Rio do Turvo em fácies granulito de alta P; 13 - Sequência Rio do Turvo; 14 - Sequência Carrancas; 15 - Complexo Mantiqueira; 16 - Fácies distais da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora; 17 - Complexo Juiz de Fora; 18 - Complexo Embu indiviso: Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19 - Grupo Paraíba do Sul; 20 - Complexo Quirino; Terreno Oriental (21-22): 21- Sucessão metassedimentar Itaiá; 22 - Sucessão metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23 - Sucessão Búzios e Palmital; 24 - Complexo Região dos Lagos.

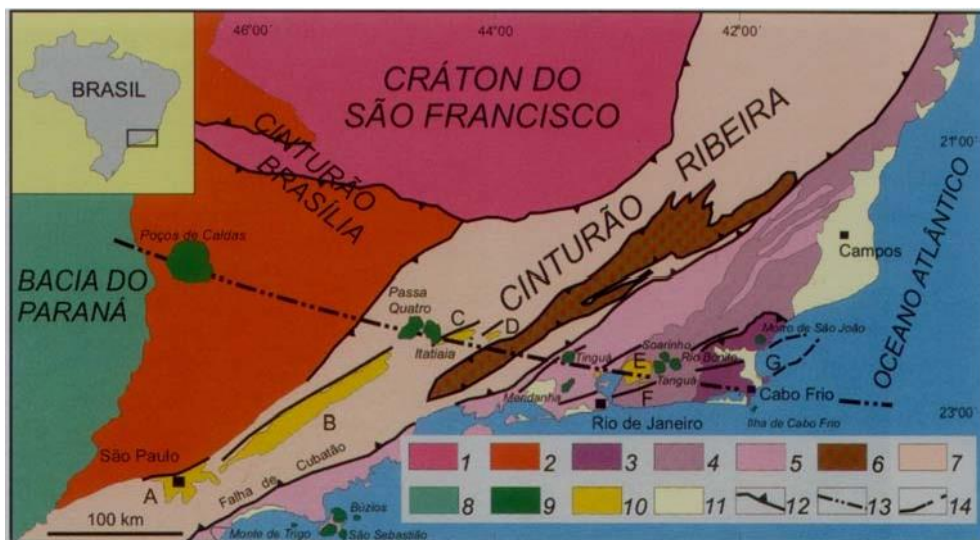


Figura 6.2 - Mapa Tectônico região Sudeste do Brasil: - Legenda: 1) Cráton de São Francisco; 2) Cinturão Brasília; 3) Terreno Cabo Frio; 4) Terreno Oriental - Domínio Costeiro; 5) Terreno Oriental - Arco Mágmatco Rio Negro; 6) Klippe Paraíba do Sul; 7) Terreno Ocidental; 8) Bacia do Paraná; 9) corpos alcalinos do Cretáceo Superior a Eoceno; 10) Bacias do Rift Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB) compreendendo: A - São Paulo; B - Taubaté; C- Resende; D - Volta Redonda; E - Macacu; F- Itaboraí; G - Barra de São João; 11) sedimentos cenozóicos indiferenciados; 12) falhas reversas, nappes; 13) Alinhamento Mágmatcos de Cabo Frio; 14) limites de grábens do RCSB. Fontes: modificados de Riccomini (1989), Ferrari (1990), Mohriak & Barros (1990), Heibron et. al. (2000) e Ferrari (2001).

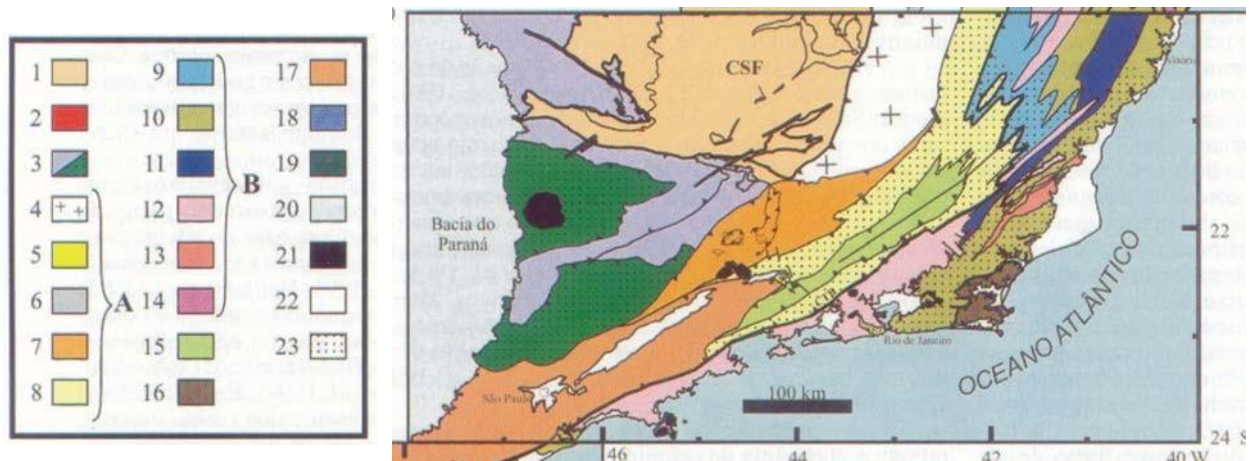


Figura 6.3 – Mapa Tectônico da região sudeste do Brasil, com destaque para as ocorrências de rochas granulíticas (compilado e modificado de Pedrosa Soares et. al., 2001; Heilbron et. al., 2000; Trouw et. al., 2000; Basei et. al., 2000; e Campos Neto, 2000).

Legenda : 1- Cráton de São Francisco, 2 – Cráton Luís Alves, 3 – Extremo sul da Faixa Brasília (cor verde com hachuras para ocorrências de granulitos). A – domínio Externo da Faixa Araçuaí e Terreno Ocidental da Faixa Ribeira: 4 – complexos gnáissicos arqueanos a paleoproterozóicos; 5 – Seqüência rifte mesoproterozóica; 6 – Seqüência rifte e de margem passiva neoproterozóicas, com remanescentes oceânicos; 7 –domínio Andrelândia ; 8 – Domínio juiz de Fora. B – Domínio Interno da Faixa Araçuaí e Terreno Oriental da Faixa Ribeira: 9 – Domínio Cambuci (Faixa Ribeira) ou Grupo Rio Doce (Faixa Araçuaí); 10 – Domínio Costeiro (Faixa Ribeira) ou Complexo Paraíba do Sul (Faixa Araçuaí); 11 – Domínio Itálva; 12 – Granitóides neoproterozóicos pré-colisionais 9arco magmático brasileiro); 13 – Granitóides neoproterozóicos sin-colisionais; 14 – Granitóides neoproterozóicos pós-colisionais, 15 – Klippe Paraíba do Sul, 16 – Terreno Cabo Frio: 17 – Faixa Apiaí/Paranapiacaba; 18 – Terreno Curitiba; 19 –Faixa Dom Feliciano; 20 – Cobertura Paleozóica?Mesozóica (bacia do Paraná); 21 – Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; 22 – Coberturas terciárias (Bacias de Resende, Taubaté e São Paulo) e coberturas quaternárias; 23 – Granulitos, (b) – perfil geológico no setor norte do Domínio juiz de Fora, Terreno Ocidental da Faixa Ribeira (modificado de Duarte, 1998). Lengenda : Domínio Andrelândia (1); Domínio Juiz de Fora: Ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora (2); Paragranulitos da Seqüência Andrelândia ou correlato (3); Granitóides/Charnokitóides neoproterozóicos sincolisionais (4); Klippe Paraíba do Sul (5)

No mapa da figura 6.4, podemos observar que na área de estudo além das estruturas apresentarem o forte padrão do trend NE-SW, temos alguns falhamentos NW-SE na parte continental do estado do Rio de Janeiro. Nos dados de topografia-batimetria (figura 6.6) foi possível observar não só os trends NE-SW na parte continental (A) e Offshore (B), mas também o Morro de São João (C), a quebra da plataforma continental (D). Além disso, foi identificada uma região de direção NW-SE (E), correspondendo ao Alto de Cabo Frio, que coincide com um alinhamento de várias formas circulares, incluindo a feição circular interpretada como uma intrusão alcalina, representada em ambas pela letra (F).

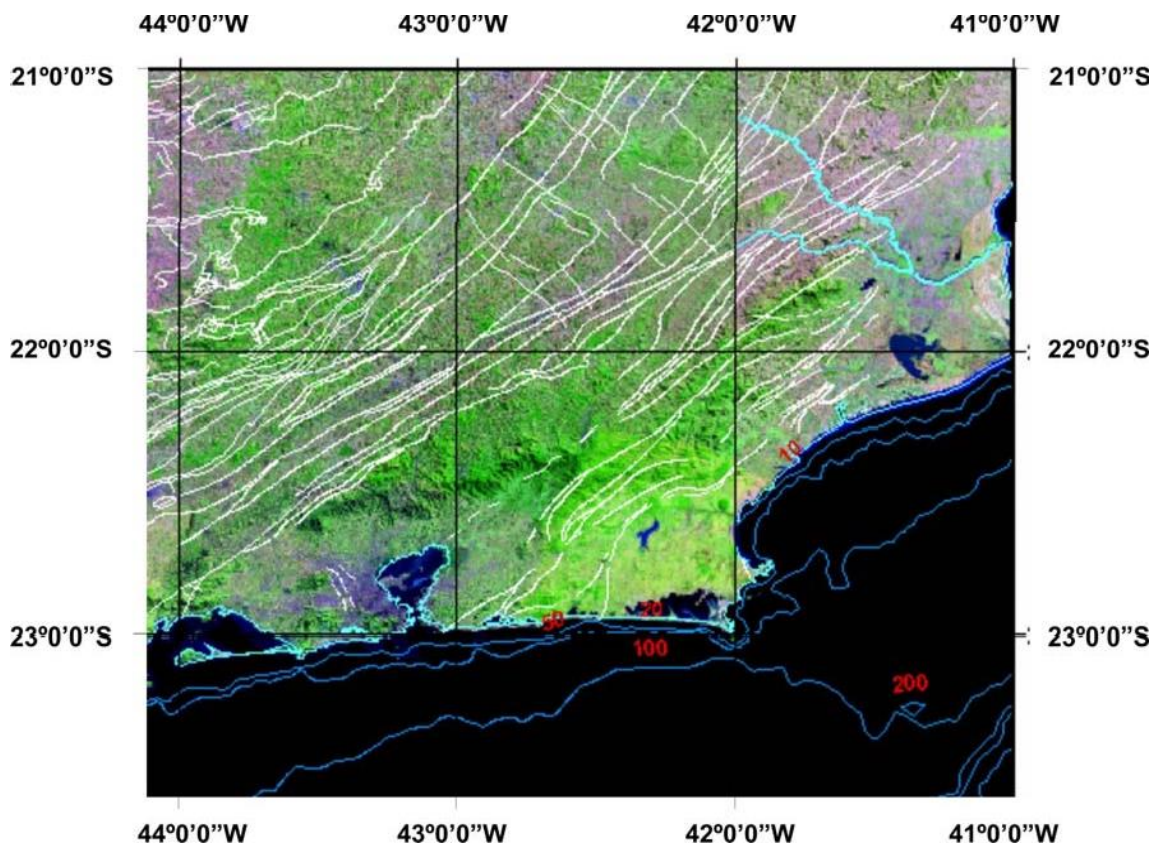


Figura 6.4 - Mapa de Imagem de Satélite com estruturas – Bandas 5,4,3.

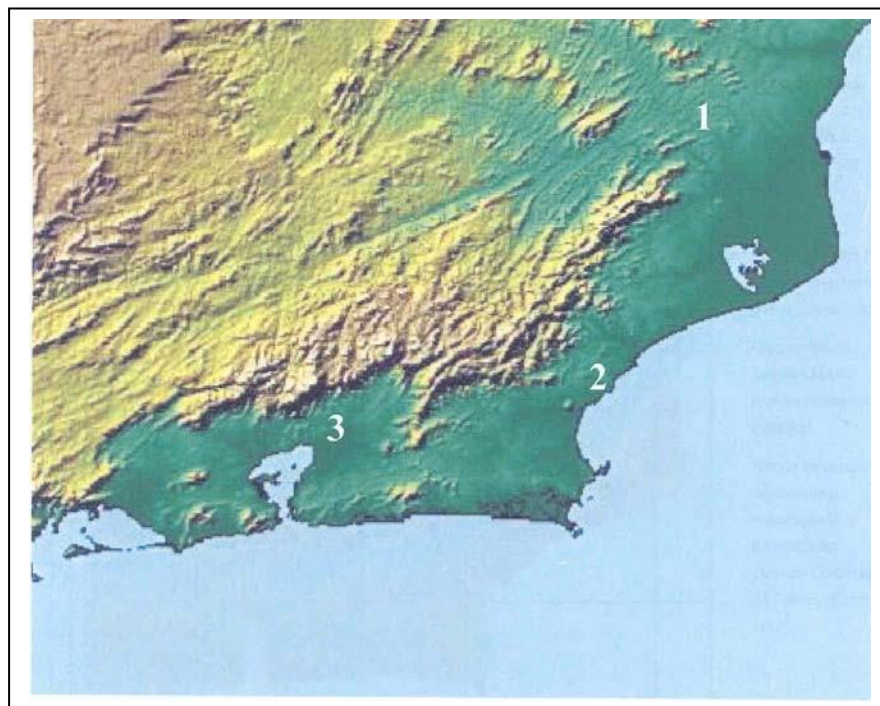


Figura 6.5 - Mapa topográfico do estado do Rio de Janeiro – Fonte: <http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>.

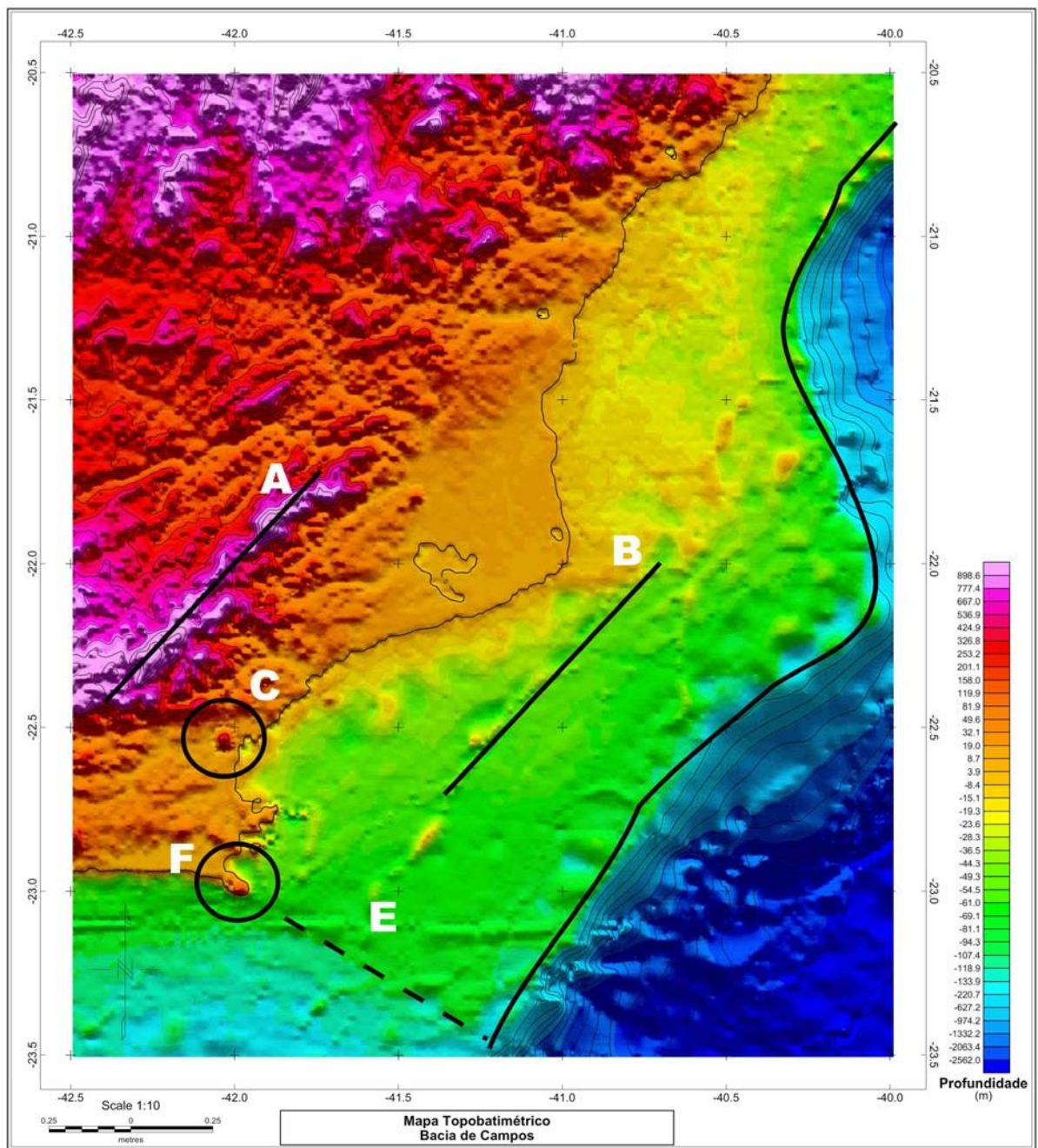


Figura 6.6 - Mapa Topobatimétrico, esta evidenciado nesse mapa: trend direcional NE-SW Onshore (A) e Offshore (B), morro de São João (C), quebra da plataforma continental (D), lineamento coincidente com o Alto de cabo Frio (E) e feição circular possível intrusão alcalina (F). - Fonte <http://Topex.ucsd.edu/>

6.3 – Integração com mapas Gravimétricos.

Através da integração com dados de gravimetria Free-air (Figura 6.7) e Bouguer (Figura 6.8) foi possível observar as estruturas de caráter regional, tais como a quebra da plataforma continental, representada por um alto gravimétrico de direção NE-SW, que se estende desde o sul de Cabo Frio até a altura da cidade de Campos, ocorrendo neste ponto uma mudança para a direção N-S. Os mapas gravimétricos também caracterizam o gráben de Barra São João (**A**), representado por um baixo gravimétrico que ocorre no continente e se estende para a Bacia de Campos em águas rasas. Verificou-se também a existência de uma anomalia gravimétrica positiva de forma circular na região do Alto de Cabo Frio (**B**), interpretada como uma possível intrusão ígnea de composição alcalina. Esta anomalia positiva de forma circular também é identificável no mapa Sinal Analítico do campo magnético (item 6.5).

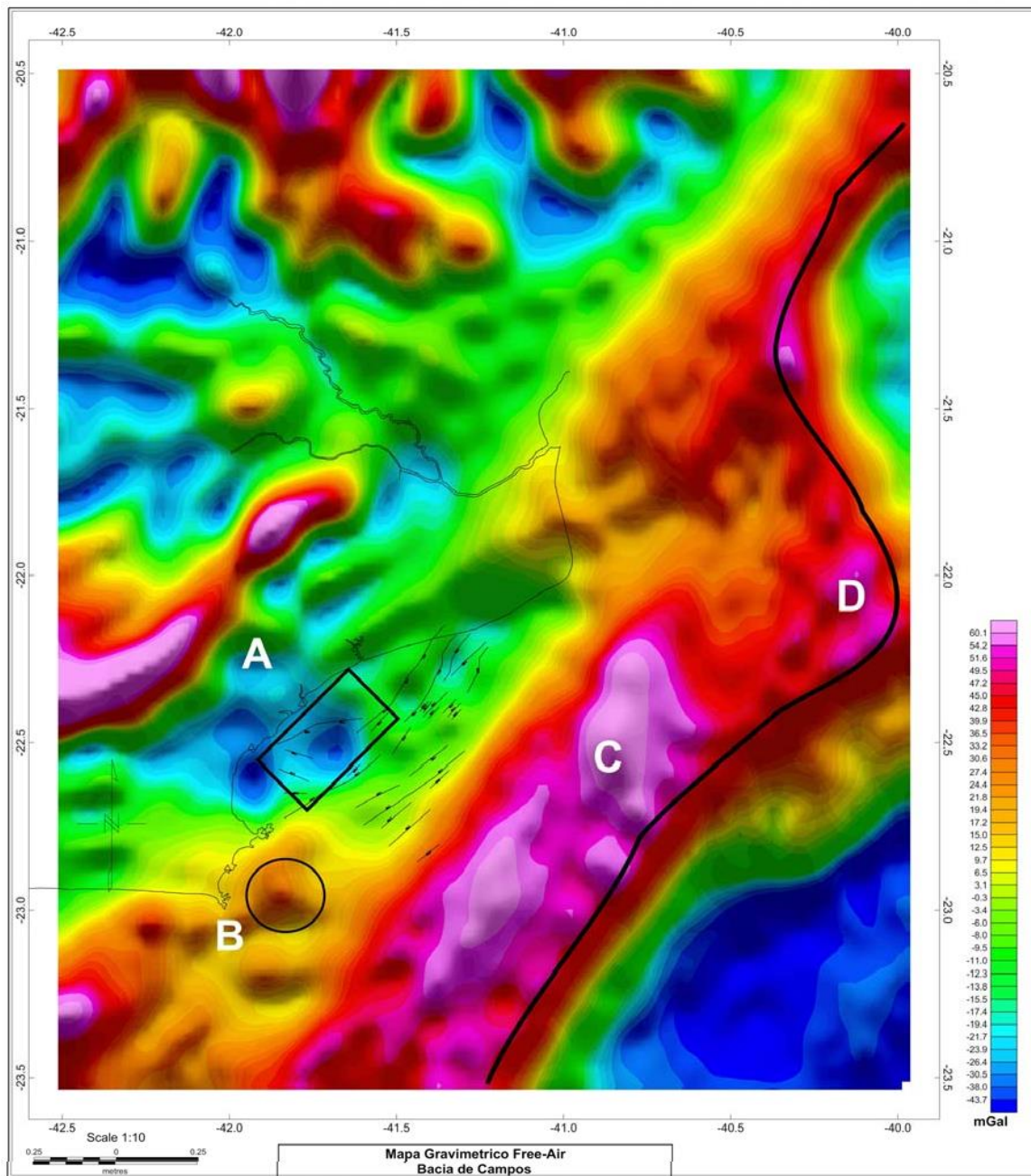


Figura 6.7 - Mapa de anomalia free-air com falhamentos sísmicos ((Modificado de Mohriak, 1990). Este mapa mostra : A – um baixo gravimétrico que esta associado ao Graben de São João, B – o circulo preto representa uma possível intrusão ígnea, C – alto gravimétrico que representa a plataforma continental com trend NE-SW, D – linha preta que marca a quebra da plataforma continental. Fonte <http://Topex.ucsd.edu/>

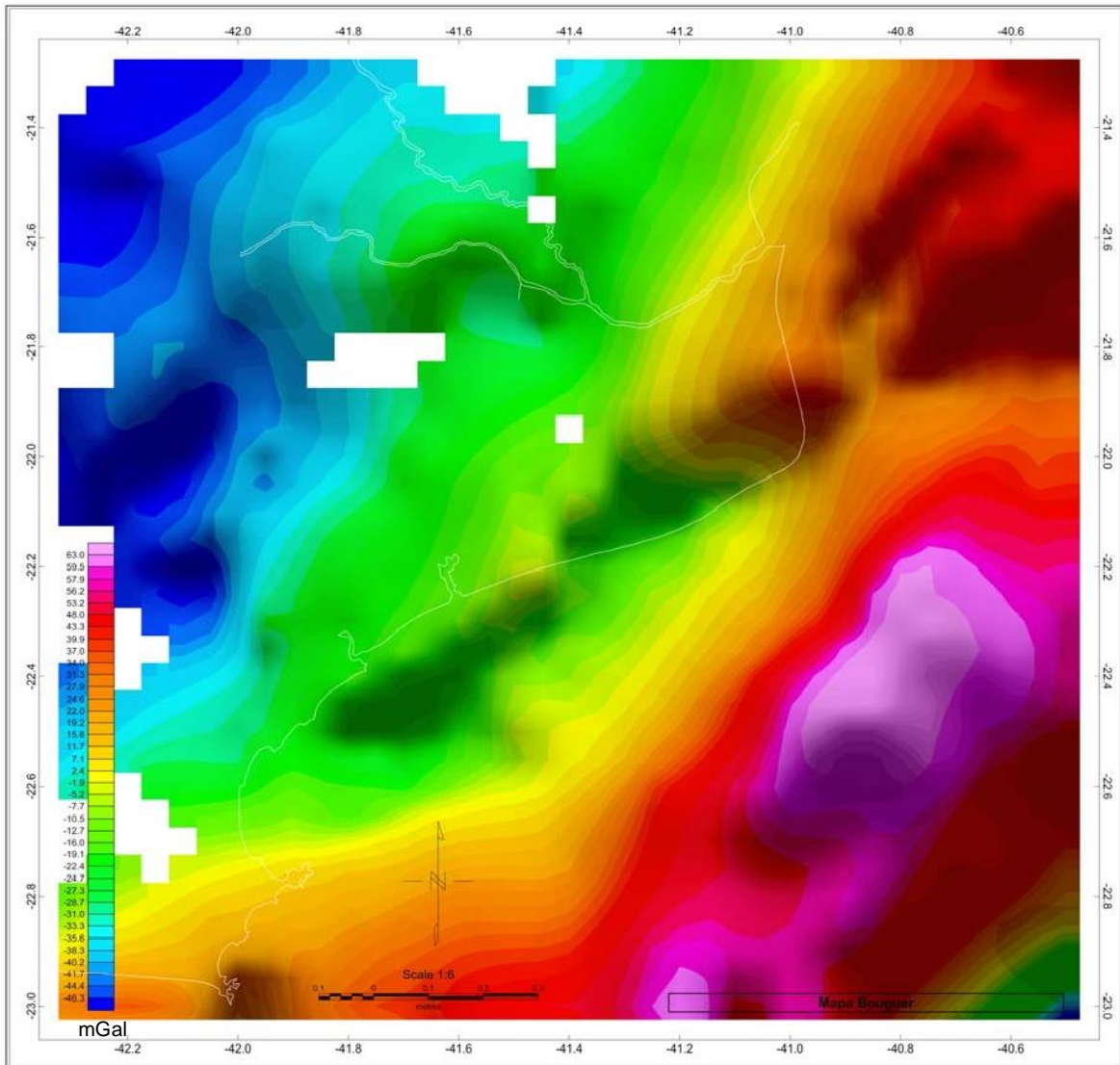


Figura 6.8 - Mapa Bouguer regional – Fonte dados do ON (Observatório Nacional)

Os dados de anomalia gravimétrica Bouguer foram processados de modo a remover o efeito de fontes profundas (interface crosta-manto, p.ex.) com o emprego de polinômios robustos (Beltrão et al, 1991). Tal processamento realça as fontes gravimétricas mais próximas à superfície, gerando a anomalia Bouguer residual da área (Figura 6.9), essa anomalia mostra de forma mais claras os limites da anomalia gravimétrica referente ao Gráben de São João.

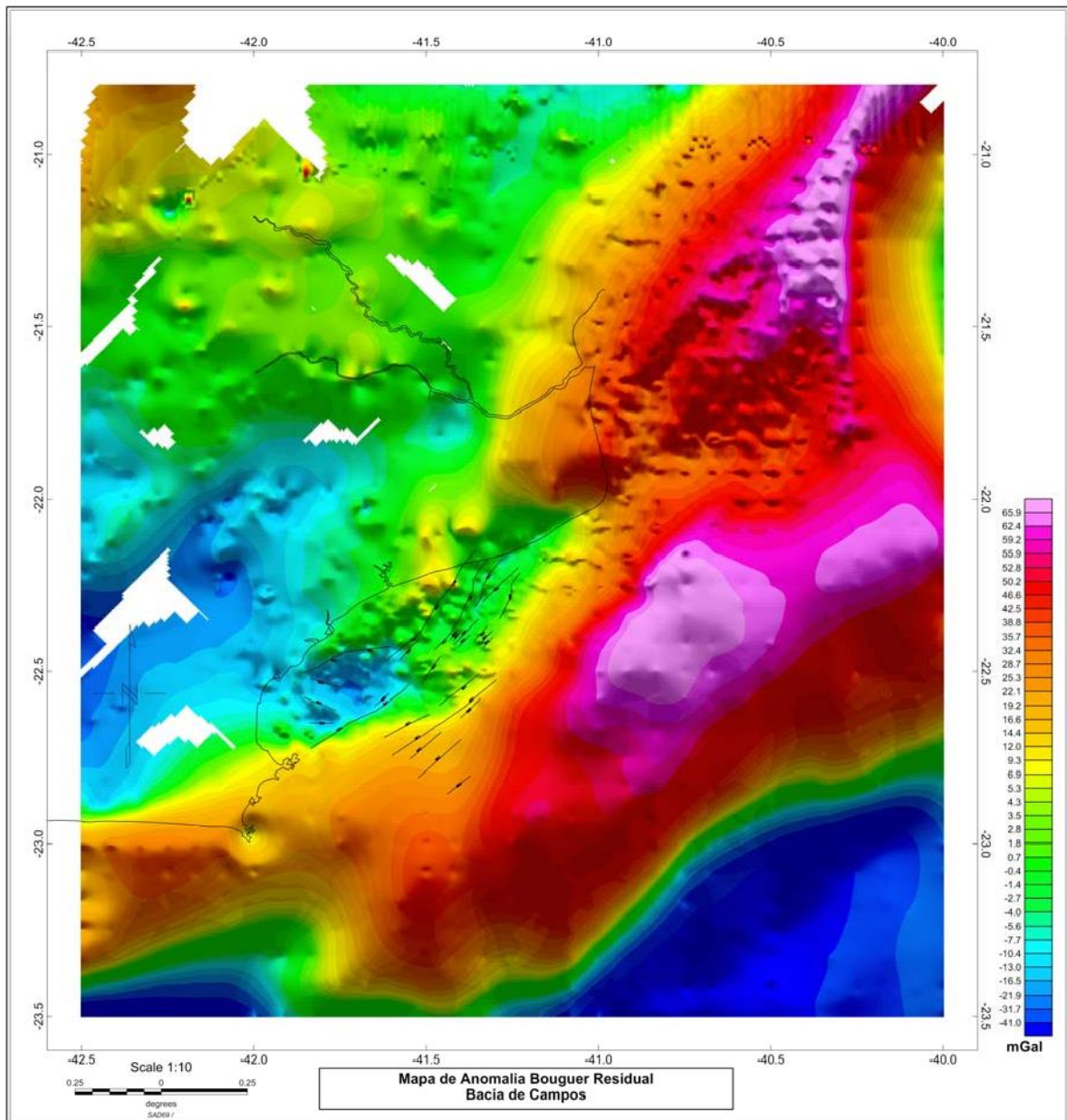


Figura 6.9 - Mapa de anomalia Bouguer Residual com falhamentos sísmicos que delimitam o Gráben de São João (Modificado de Mohriak).

6.4 – Mapa Magnético – Primeira Derivada Vertical.

Como dito anteriormente a primeira derivada vertical do campo magnético tem a finalidade de realçar as estruturas e falhas, e assim poderemos detalhar e entender melhor a geologia da nossa área de estudo.

No mapa regional da primeira derivada vertical (figura 6.10), assim como nos outros mapas integrados, foi possível identificar o forte padrão do trend NE-SW, tanto na Bacia de Campos em águas rasas como na parte continental do estado do

Rio de Janeiro. Neste mapa além de confirmar o trend NE-SW , é possível observar em maior detalhe que os lineamentos parecem infletir para Bacia de Campos na região de Cabo Frio até Macaé, assumindo uma direção E-W (Pinto et al. 2004). Este padrão de inflexão de NE-SW para E-W pode-se explicado como resultado da interferência entre as falhas NW-SE (falhas de transferência) e as falhas NE-SW (falhas normais).

Na Figura 6.10 podemos visualizar duas grande falhas de borda entre as cidades de Búzios e Macaé, temos ainda uma região onde os blocos abatidos deram origem ao Graben de São João (**A**). Na porção onshore indo para o mar temos a falha do Pai Vitório (**B**), possível Graben Onshore (**C**), região de enxame de disques paralelos a linha de costa (**D**), falha de Borda (**E**), e outras falhas que estão na direção NW-SE são identificadas como falhas de transferências representadas na cor branca. Alguns lineamentos e falhas de direção NE-SW tanto na parte continental como na parte de águas rasas, estão representados por traços amarelos.

É importante ressaltar que algumas dessas falhas são os limites de altos e baixos estruturais, como exemplo o alto de Badejo (**Bd**) e o baixo de Corvina (**Cv**), também ficou bem evidenciado que o alinhamento das estruturas coincide com a direção estrutural da região de charneira da Bacia de Campos.

Fazendo uma interpretação do mapa de primeira derivada notamos que as falhas normais (NE-SW) estão cortando as falhas de transferência (NW-SE), uma vez que não vemos continuidade das falhas de transferência. Ficou claro que existe uma relação entre essas duas direções de falhas. Como as falhas normais apresentam uma maior continuidade, sugere a ocorrência de sucessivas reativações dessas falhas no decorrer do tempo geológico, a priori no período Cenozóico.

Na figura 6.11 pode-se observar como ilustração que entre Cabo Frio e Búzios uma série de ilhas alinhadas segundo a direção NE-SW e algumas fotos com diques que estão paralelos a linha de costa da região Figura 1 do Anexo B. Estas ilhas (figura 6.12) seria a comprovação de que os trends observados no mapa de primeira derivada vertical de magnetometria estariam associados aos diques que as cortam muitas vezes de extremo a outro.

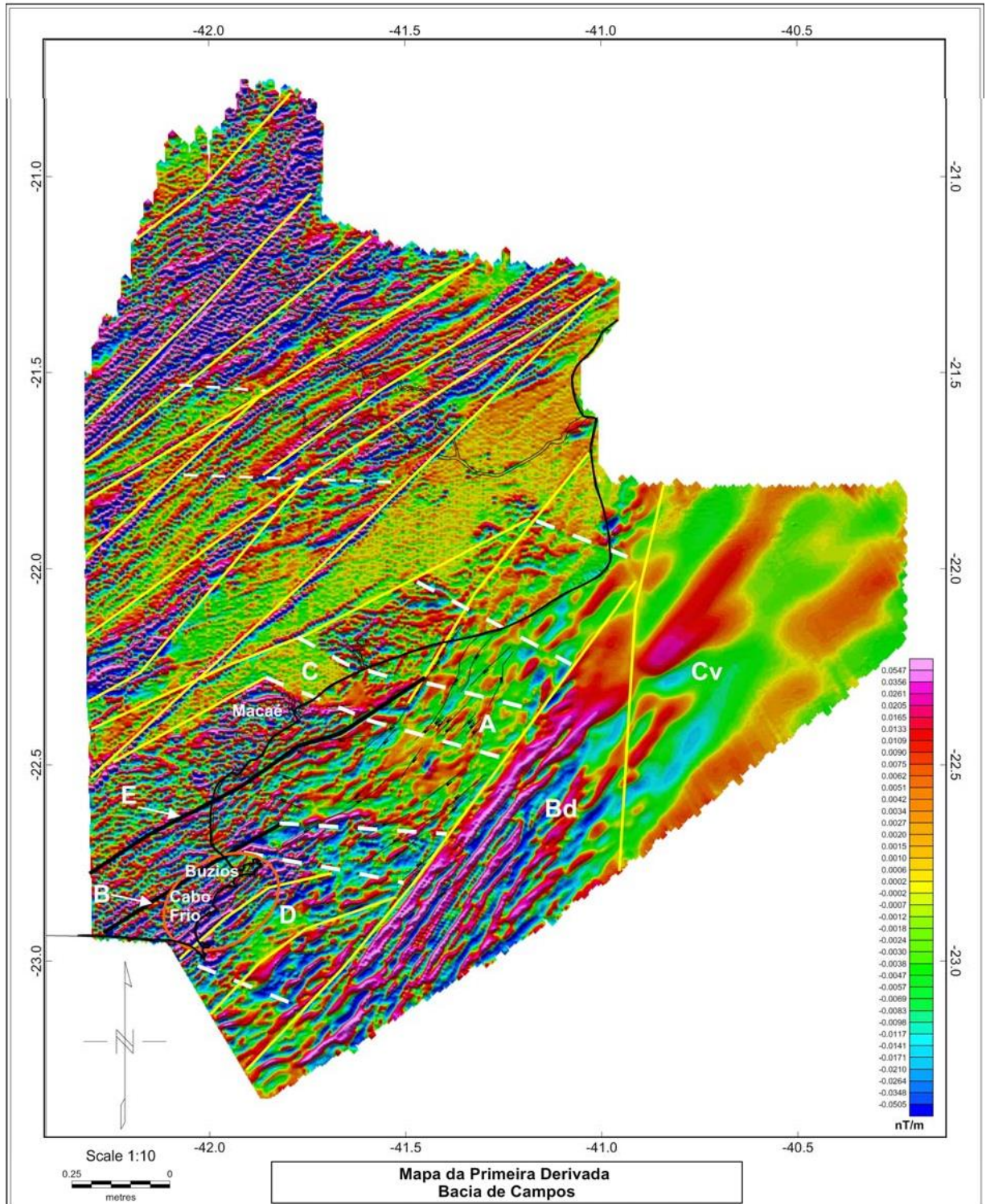


Figura 6.10 - Mapa da Primeira Derivada Vertical interpretado e com falhas sísmicas, nele estão representados: área do graben de São João (A), falha de Pai vitorio (B), graben Onshore oposto ao graben de São Joao (C), círculo laranja marca uma região de enxames disques paralelos a linha de costa (D), falha de borda (E), Alto de Badejo (Bd), Baixo de Corvina (Cv), linhas amarelas representam lineamentos NE-SW e linhas em branco falhas de transferências.

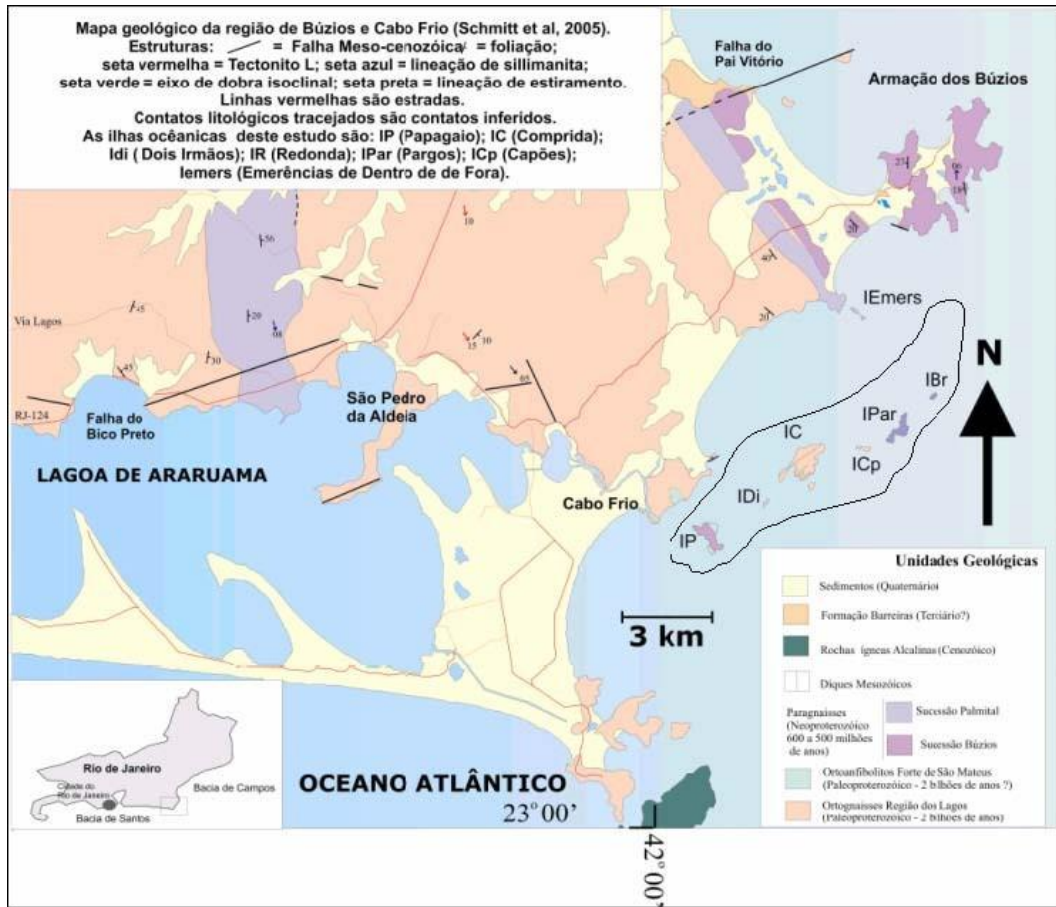


Figura 6.11 - Mapa geológico mostrando as ilhas da região. (Schmitt et al. 2005)



Figura 6.12 – Foto das ilhas representando o Trend NE-SW marcado pelas fraturas e diques associados (seta amarela) das ilhas offshore da Região de Cabo Frio e Búzios. Em primeiro plano está a Ilha de Pargos. Fonte (Schmitt et al. 2005)

6.5 – Mapa do Sinal Analítico do Campo Magnético.

A utilização da amplitude do Sinal Analítico ajuda a realçar a forma geométrica dos corpos, como nos mapas utilizados como auxiliares, geológico, tectônico, imagem de satélite, topobatimétrico e gravimétrico ficou evidente alguns corpos circulares e no mapa da primeira derivada podemos observar falhas limitando altos e baixos magnéticos, optou-se por gerar um mapa do sinal analítico com o objetivo de identificar melhor estes corpos.

Este mapa respondeu bem ao objetivo, uma vez nele foram evidenciadas algumas estruturas de forma circular de intrusões ígneas, lembrando que a utilização deste mapa tem como função evidenciar a geometria real dos corpos. Contudo as estruturas evidenciadas são mais superficiais, já que o sinal analítico é a derivada nos três eixos. Este mapa é uma excelente ferramenta para delimitar os principais baixos e altos estruturais da região estudada. Assim dentre os corpos e estruturas circulares da parte emersa desta região da plataforma de Cabo Frio, podemos relacionar na figura 6.13 o Morro de São João (**C**), que está relacionado ao Alto de Cabo Frio, que é constituído de rochas alcalinas intrusivas. Seguindo a mesma forma e direção E-W, identificou-se na parte submersa da plataforma de Cabo Frio uma outra estrutura, caracterizada por uma geometria circular e de tamanho aproximado ao do Morro de São João (Pinto et. al. 2005). Levando em consideração estes aspectos, possivelmente esta estrutura é um corpo intrusivo, provavelmente de composição alcalina.

Foi evidenciado também neste mapa o Graben de São João (**G.SJ**) que tem uma estrutura circular no centro (**A**), no mapa do sinal analítico observamos que o graben está delimitado por duas falhas resultantes do mapa da primeira derivada e segundo o mapa de falhas sísmicas (Mohriak e Barros, 1990), foi possível identificar também o Alto de Badejo (**Bd**) e o Baixo de Corvina (**Cv**), e ainda duas regiões que poderiam ser dois pequenos grabens, um na mesma latitude do morro de São João, apresenta uma estrutura circular no meio (**B**), e o outro graben (**D**) localizado atrás do graben de São João sendo separado deste por um alto magnético, pode-se observar que a linha de costa o corta na parte sul e na parte norte do mapa, nas proximidades da cidade de Campos um outro corpo circular (**E**).

Lembramos quando interpretamos estes corpos como intrusões ígneas, e de provável composição alcalina e devido ao fato que, a região do Alto de Cabo Frio é caracterizada como uma região afetada por uma série de pulsos magmáticos, já citados aqui no capítulo 3. Ficou evidenciado três corpos circulares (A, B e E) alinhados na direção do trend regional NE-SW.

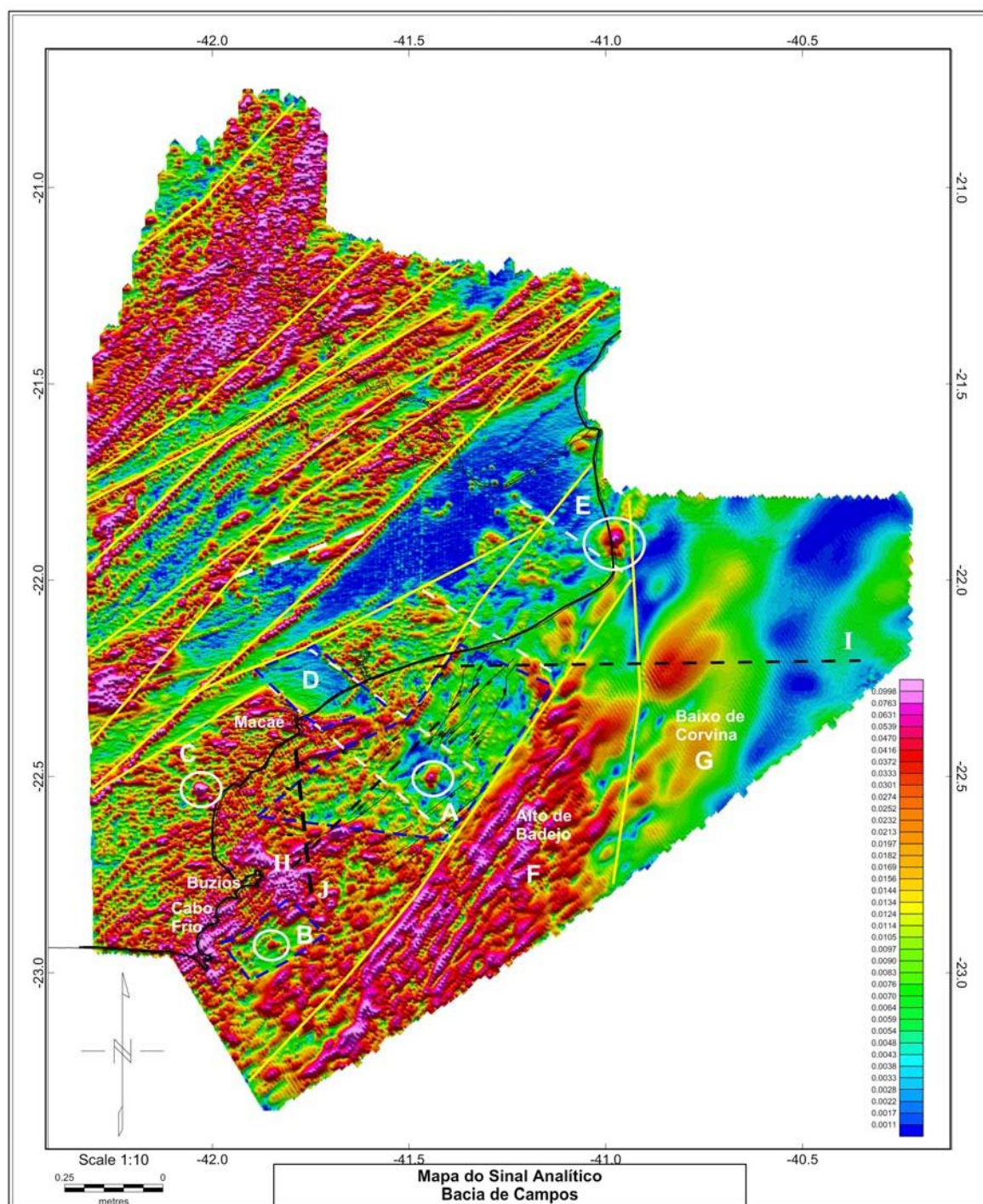


Figura 6.13. Mapa do Sinal Analítico com falhas (linhas amarelas) inseridas do mapa de primeira derivada, delimitado em tracejado azul, A – Graben de São João, B – pequeno graben próximo a Cabo Frio, C – Morro de São João, D – Graben oposto ao graben de São João, E – rocha intrusiva, F- Alto de Badejo, G – Baixo de Corvina, e a linha tracejada em preto representa as linhas Sísmicas H, J e I.

6.6 – Mapa estrutural a partir da Deconvolução de Euler.

A aplicação da Deconvolução de Euler com **SI=1** (geometria de falhas) permitiu evidenciar dois conjuntos de lineamentos (Figura 6.15 e 6.16): o primeiro com trend SW-NE representa a direção estrutural predominante na região e o segundo com trend NW-SE, esta associado à falhas de transferência na região (figura 6.14), caracterizando assim a existências nesta direção de falhamentos mais profundos que podem estar associados ao embasamento. Como apoio, integramos dados de duas secções sísmicas representadas nessas figuras (linhas sísmicas **H** e **I**). A figura 1 do anexo **A**, representa a linha sísmica **H**, onde podemos observar os falhamentos rasos dentro do graben de São João, e na figura 2 do Anexo **A**, que é representada pela linha sísmica **I**, vemos nessa secção sísmica esquemática falhamentos não só no embasamento e Rift assim como os sedimentos das seqüências transicional e drift. Este fato indica que esses falhamentos sofreram reativações ao longo da história geológica da margem continental brasileira.

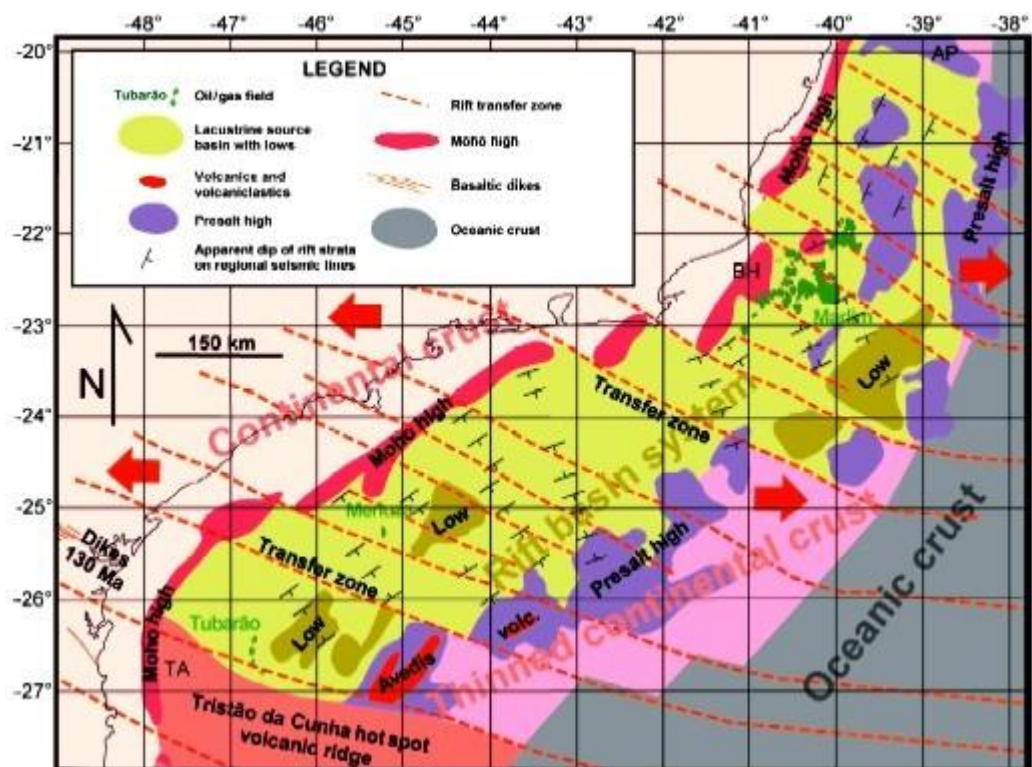


Figura 6.14 - Mapa estrutural esquemático mostrando os principais trend. TA = Arco de Torres, BH = Alto de Badejo, AP = Platô de Abrolhos (Meisling et. al., 2001).

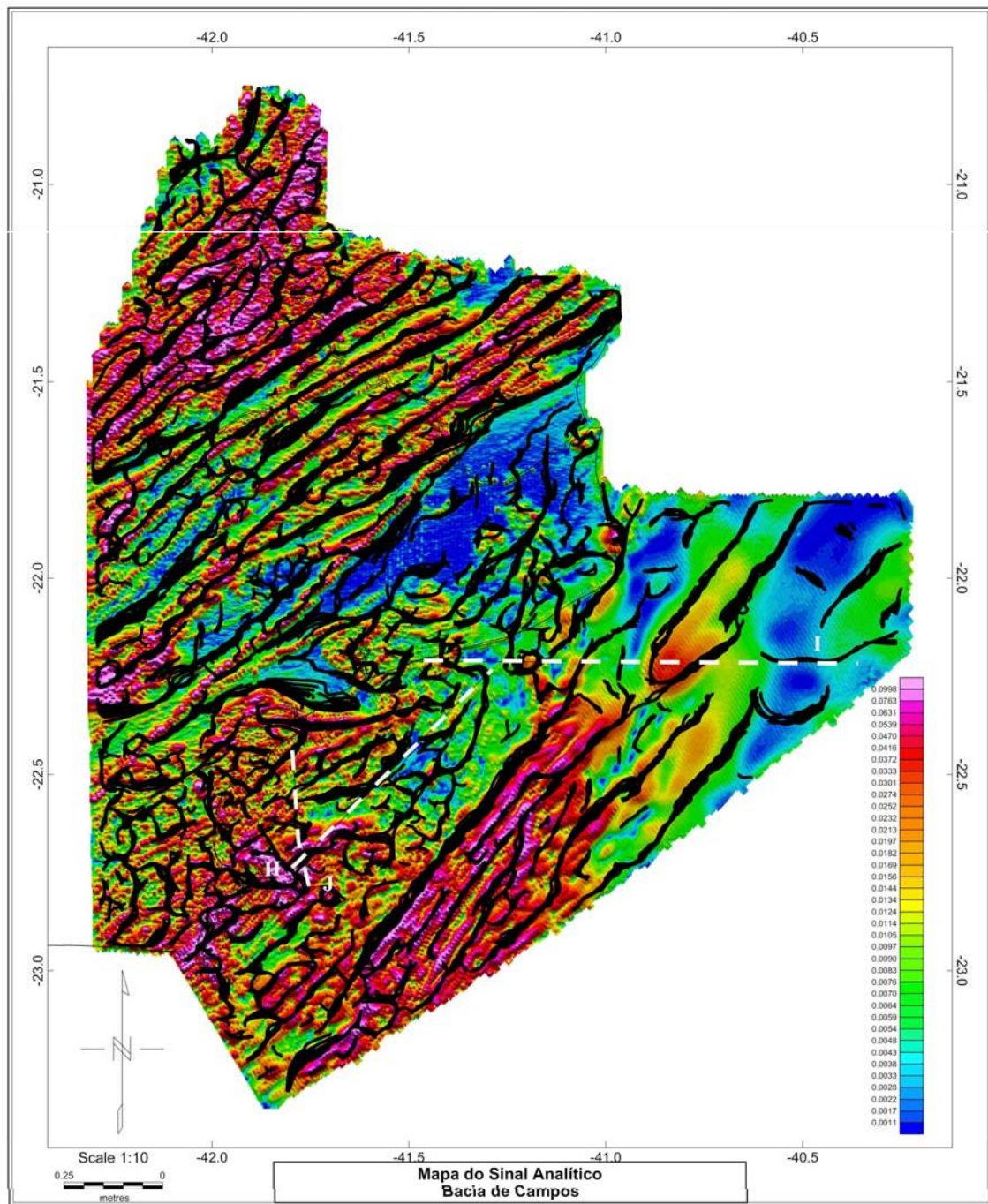


Figura 6.15 - Falhamentos estimados pela deconvolução de Euler ($SI=1$), direção NE-SW sobrepostos ao mapa do sinal analítico do campo magnético. As linhas tracejadas brancas representam as linhas sísmicas H, J e L.

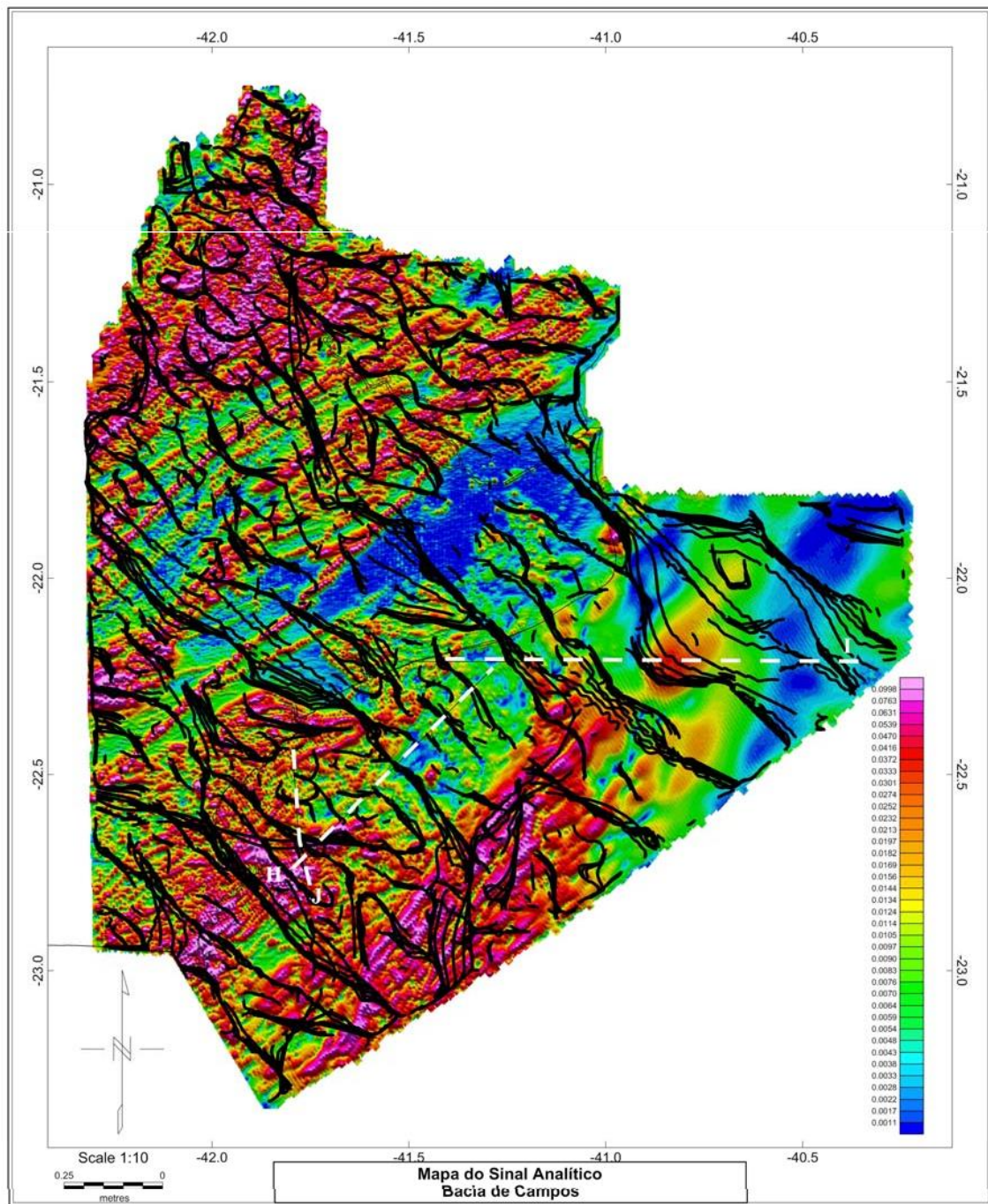


Figura 6.16 - Falhamentos estimados pela deconvolução de Euler ($SI=1$), direção NW-SE sobrepostos ao mapa do sinal analítico do campo magnético. As linhas tracejadas brancas representam as linhas sísmicas H, J e I.

7 – CONCLUSÕES

A integração de dados aeromagnéticos, das porções Onshore e Offshore da Bacia de Campos apresentou ótimos resultados para um melhor embasamento na identificação das estruturas e falhas a nível regional.

A integração dos dados aeromagnéticos com dados gravimétricos evidenciou ainda o arcabouço estrutural do Gráben de São João, ressaltando ainda o alinhamento das principais falhas identificadas segundo a direção NE-SW, que acompanham a tendência dos chamados falhamentos de São Tomé. O Gráben de São João está condicionado por falhas alinhadas segundo esta mesma direção NE-SW, sendo que a falha normal antitética localizada na borda sul, corresponde à porção marinha da Falha do Pai Vitório, na ponta de Búzios, subtendendo assim que a primeira seria uma continuação desta estrutura mar adentro.

As falhas que controlam os limites da bacia do Gráben apontam a possibilidade se haver uma continuação do mesmo ou de uma outra estrutura na porção continental separadas por um alto, na região sul da cidade de Macaé.

No que diz respeito à identificação de estruturas tanto superficiais como profundas, a magnetometria mostrou-se uma excelente ferramenta. Os diferentes processamentos feitos são de grande valia para ressaltar os diferentes tipos de estruturas e contatos. No caso do levantamento magnetométrico, a primeira derivada vertical foi útil por ressaltar as estruturas, evidenciando a compartimentação regional da bacia na plataforma de Cabo Frio e na porção onshore desta região. A primeira derivada vertical também ressaltou as principais áreas com maior expressão de enxame de diques, que são as áreas na região submersa, próximas a Cabo Frio e Búzios e na porção onshore da mesma.

Os dados de free-air, bouguer e de topografia-batimetria, utilizados como auxílio, embora de caráter regional, reforçam a interpretação de intrusões ígneas na região de Cabo Frio, a ocorrências de altos e baixos estruturais (incluindo o graben de Barra de São João), e os principais lineamentos de direção NE-SW, que foram caracterizados nos mapas de magnetometria como correspondente aos diques de idade do cretáceo inferior.

O mapa do sinal analítico tem como características mostrar a forma geométrica das estruturas e no nosso caso evidenciou a geometria real dos corpos intrusivos ígneos, facilitando assim, sua possível correlação com o magmatismo

alcalino do lineamento de Cabo Frio provavelmente de idade cenozóica. Assim, aventando a possibilidade destes corpos serem de origem vulcânica, uma vez que estes apresentam formas geométricas circulares. Entretanto, como eles estão próximos a rochas alcalinas plutônicas, como os sienitos da Ilha de Cabo Frio e do Morro de São João, sugerem-se interpretá-los como intrusões ígneas de composição alcalina.

O mapa de sinal analítico com o método de deconvolução de Euler utilizando índice estrutural 1, evidenciou falhamentos de direção NE-SW de grande expressão em profundidades, e principalmente um conjunto de sutis falhas na direção NW-SE, antes desconhecidas.

Podemos evidenciar a semelhança de estruturas vista nos mapas de imagem de satélite interpretado por Zalan e Oliveira (2005) com estruturas evidenciadas nos mapas interpretados de primeira derivada e sinal analítico desta área de estudos. Estas estruturas estão localizadas na parte offshore da nossa área, podendo ser vista apenas através destes mapas.

Desta forma podemos concluir que a magnetometria apresenta-se como uma excelente ferramenta de baixo custo e fácil operabilidade para determinação de estruturas, falhas e lineamentos para estudos geológicos a nível regional.

Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M.; 1976. - The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. Brasil. Ciênc.*, 48 (Supl.): 15-26.
- Barbosa; V. C. F.; Silva, J. B. C.; and Medeiros, W. E.; 1999. - Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution: *Geophysics*, 64, 48–60.
- Beltrão, J.F.; Silva, J.B.C. & Costa, J.C.; 1991. - Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, 56: 80-89.
- Cobbold, P.R.; Meisling K.E.; Mount, V.S.; 2001. - Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basin, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 85, 1195-1944.
- Dias, J.L.; Scarton, J.C.; Guardado, L.R.; Esteves, F.R.; Carminatti, M.; 1990. - Aspectos tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos, in G.P. Raja Gabaglia e E.J. Milani., eds., *Origem e evolução de bacias sedimentares*: Rio de Janeiro, Petrobrás, 333-360.
- Fairhead, J.D.; Bennett, K.J.; Gordon D.R.H. & Huang D.; 1994. - Euler: Beyond the "Black Box". In *Anais 64th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists*. 422-424, Los Angeles - California.
- Guardado, L.R.; Gamboa, L.A.P. and Luchesi, C.F.; 1989. - Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic-type basin. In: J. D. Edwards and P.A. Santogrossi (editors), *Divergent/Passive Margin Basins*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 48: 3 - 79.
- Hartman R.R.; Teskey D.J. & Friedberg J.L.; 1971. - A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, 36: 891-918.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Neto, M.C.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J.; Janasi, V.A.; 2004. - Província Mantiqueira. 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, pp.: 203-234.
- Jacques, J.H; Parsons, M.E.; Price, A.D; Schwartz, D.M., 2003. – Improving geologic understanding with gravity and magnetic data: examples from Gabon, Nigeria and the Gulf of Mexico. *The First Break*, v. 21, n.11, 57-62.
- Karner, G.D., 2000. - Rifts of the Campos and Santos basins, southeastern Brazil: distribution and timing, in M.R. Mello and B.J. Katz, eds., *Petroleum systems of South Atlantic margins*. AAPG Memoir 73, p. 301-315.
- Lasa., 2002. - Levantamento aeromagnético de alta resolução não exclusivo. Relatório final de aquisição e processamento de dados. Bacia de campos – águas rasas.

Maia, M. C. A. C.; Martin, L.; Flexor, J. M. & Azevedo, A. E. G., 1984. - Evolução holocênica da planície costeira de Jacarepaguá (RJ). Anais 23^o Congresso Brasileiro de Geologia 1: 105-118.

Martin, L.; Suguio, K.; Dominguez, J.M.L.; Flexor, J.M. ;Azevedo, A.E.G., 1984. - Evolução da planície costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário : Influência do nível do mar. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio do Janeiro, 1984, SBG. Anais, 1: 84 - 97.

Meisling, K.E.; Cobbold, P.R.; Mount, V.S., 2001. - Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. AAPG Bulletin, 85, 1903-1924.

Mello, M.S.; Riccomini C.; Hasui, Y.; Almeida, F.F.M. & Coimbra, A.M., 1984. – geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. Revista brasileira de Geociências, 15, (3): 193-201.

Mello, M.R.; Mohriak, W.U.; Koutsoukos, E.A.M.; and Bacoccoli, G., 1994. - Selected Petroleum Systems in Brazil. In: Magoon, L.B. and W.G. Dow, eds., 1994, The petroleum system from source to trap: AAPG Memoir 60, p. 499 - 512.

Mizusaki, A. M. P.; Thomaz Filho, A. - O magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Blartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. (Ed.). - Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 281-291.

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, pp.: 293 – 318.

Mohriak, W.U.; Barros, A.Z., 1990. - Novas evidências de tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil: o Gráben de Barra de São João na plataforma continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro. *Revista Brasileira Geociências*, 20, 187-196.

Mushayandebvu, M. F.; van Driel, P.; Reid, A. B.; and Fairhead, J. D., 2001. - Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution: Geophysics, 66, 814–823.

Nabighian M. N., 1972. - The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics, 37: 507-517.

Nabighian M. N., 1984. - Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transform; fundamental relations. Geophysics, 49; 780-786.

Naudy H., 1971. - Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles. Geophysics, 36: 717-722.

O'Brien, D.P., 1972. - CompuDepth - A new method for depth-to-basement calculation: In 42nd Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists, Anaheim, California.

Pinto V.H.G.; Mohriak W.U.; Schmitt R.S., Menezes P.T., 2005. - Interpretação geológico-geofísica de estruturas continentais e sua continuação em águas rasas na Bacia de Campos, Estado do Rio de Janeiro. *In*: 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador.

Reid, A.B.; Allsop, J.M.; Granser, H.; Millett, A.J.; and Somerton, I.W., 1990. - Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80-91

Riccomini, C. 1991. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 256 p.

Riccomini C.; Santana L.G.; Ferrari A.L., 2004. - Evolução Geológica do Rife do Sudeste do Brasil. *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, pp.: 383-405.

Roest, W. R.; and Pilkington, M., 1993. - Identifying remanent magnetization effect in magnetic data: *Geophysics*, 58, 653–659.

Roest, W.R.; Verhoef, J. & Pilkington, M., 1992. - Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1): 116-125.

Roest, W.; Arkani-Hamed, J. and Verhoef, J., - The sea floor spreading rate dependence of the anomalous skewness of marine magnetic anomalies, *Geophys. J. Intern.*, 109, 653-669, 1992.

Schmitt, R.S.; Trouw, R.A.J.; Van Schmus W.R.; Pimentel, M.M., 2004. - Late amalgamation in the central part of West Gondwana: the characterization of a Cambrian orogeny in southeastern Brazil – new U-Pb data. *Precambrian Research.*, 133 (3/4): 29-61.

Sichel, S.E.; Schmitt, R.S.; Araújo, A.L.N.; Skrepnek, C.; Canabarro, D.; Alves, E.C.; Guerra, J.V.; Stanton, N., 2005. - Registro da Atividade Magmática Meso-Cenozoica nas Ilhas *offshore* do Alto de Cabo Frio – guia de excursão. III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 22 p.

Souza, S.B.; - Estudo Magnetométrico do graben de São João – Monografia de Graduação (2002).

Szatmari, P.; Milani, E.; Lana, M.; Conceição, J.; and Lobo, A. 1985. - How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves: *Oil & Gas Journal*, v. 83, no. 2 (January 14), p. 107-113.

Thomaz Filho, A. & Rodrigues, A.L., 1999. - O Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-CaboFrio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória Trindade. Revista Brasileira de Geociências, 29 (2): 189-194.

Thompson, D., T., 1982. - EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, Geophysics 47, 31-37.

Zalan, P.V.; Oliveira, J.A. B., 2005. - Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil., B. Geociências- Petrobras, Rio de Janeiro, V 13, n.2, p.269-300.

Referências da Internet

Agência Nacional de Petróleo – WWW.anp.gov.br

Empresa Brasileira de pesquisa agropecuária – Embrapa 2004. Brasil visto do espaço. - <http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>

Petrobrás – Petróleo Brasileiro S. A. – <http://www.petrobras.com.br>

Serviço Geológico do Brasil – CPRM. 1978. Base de Dados Aero. <http://www.cprm.gov.br/aero/1000/aero1000.htm>

Scotese – <http://www.scotese.com/>

Topex.2009. – <http://topex.ucsd.edu/>

Anexo A – Secções Sísmicas

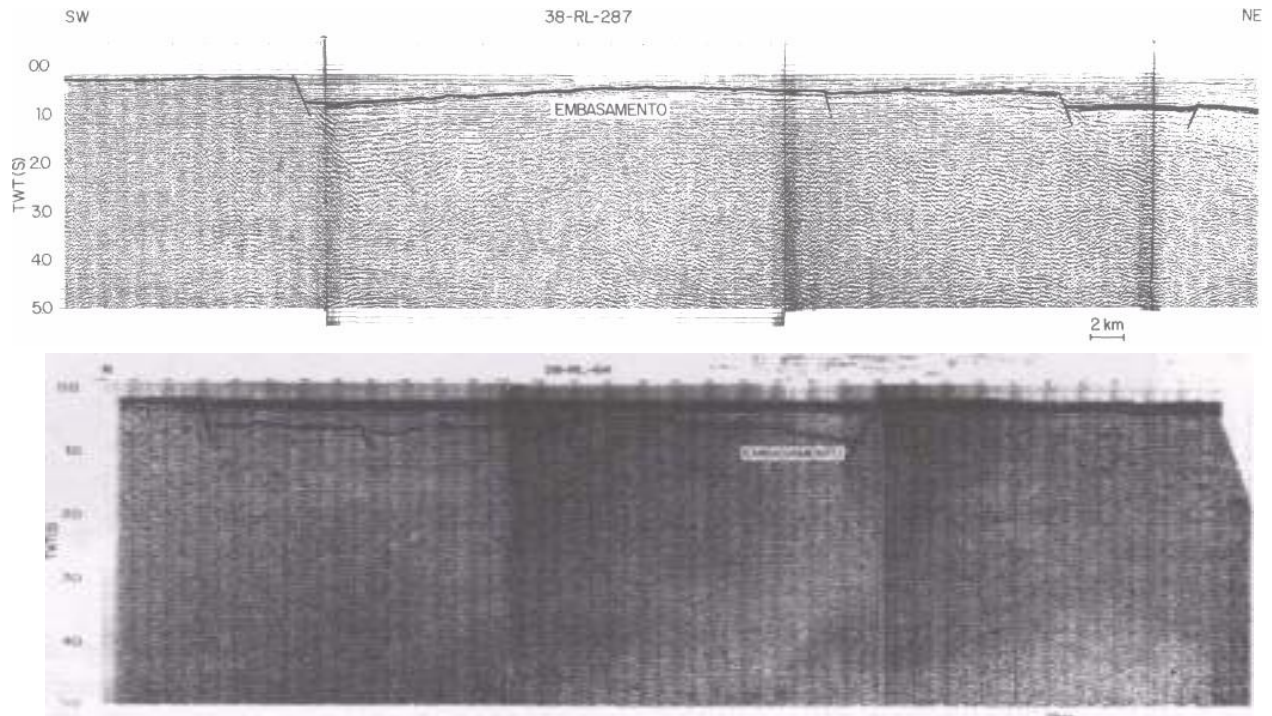


Figura 1. Secção Sísmica Bacia de Campos – Linha H e Linha J respectivamente Sobre o Graben de São João. - Fonte: Mohriak et. al., 1990

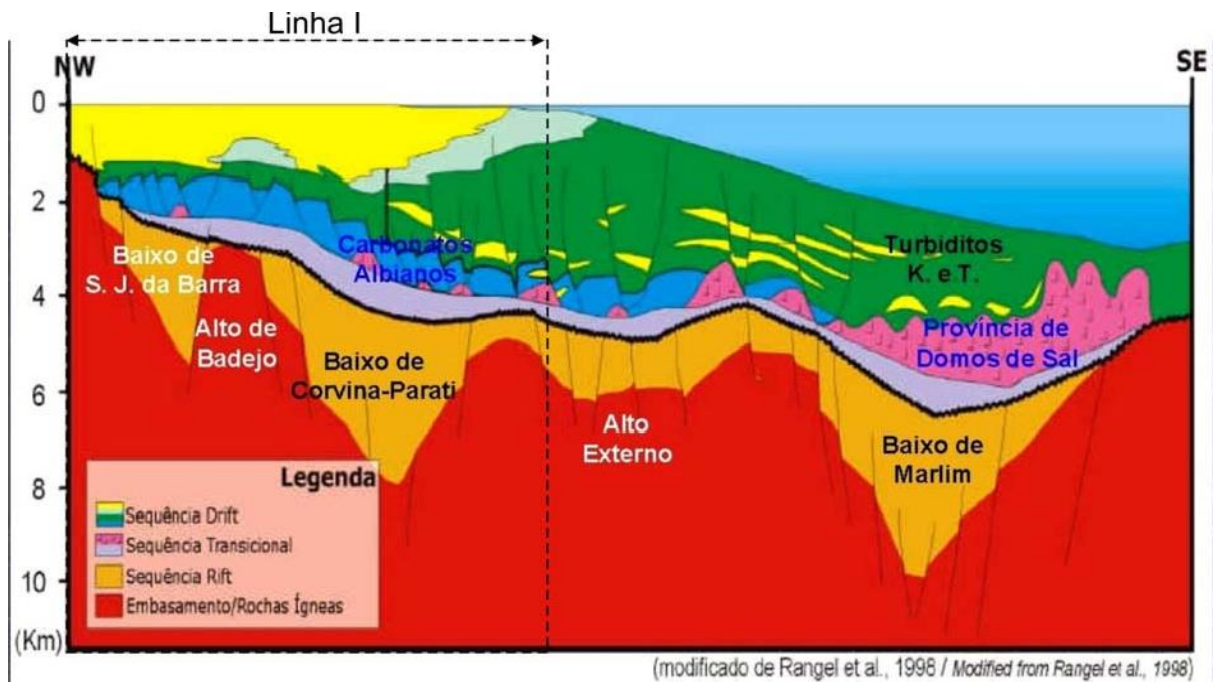


Figura 2. Secção Sísmica Esquemática da Bacia de Campos – Linha I
Fonte : ANP – Quarta rodada de Licitação

Anexo B – Fotos de falhas e diques Onshore da região de Búzios e Cabo Frio.

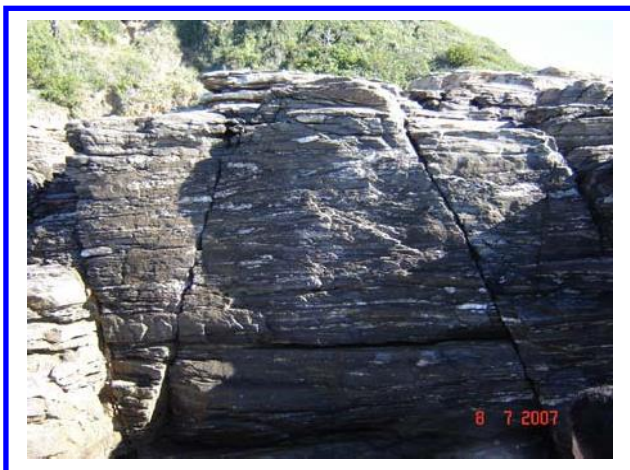


Figura 1. Fotos ilustrativas de falhas e diques paralelos à linha de costa, região de Cabo Frio e Búzios – Bacia de Campos.

Anexo C – Mapas interpretados associados a estruturas vistas em outros mapas de imagens de Satélite (Onshore), mostrando assim semelhanças de estruturas deste com estruturas vistas nos mapas de primeira derivada e sinal analítico na parte Offshore da área de estudo.

