

VIN40



UFRJ

Henrique Aita Fraquelli

BACIA DE CAMPOS: UMA ABORDAGEM GRAVIMÉTRICA

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Especialista em Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Carlos Jorge Abreu (UFRJ)
Paula Lúcia Ferrucio da Rocha (UFRJ)
Álvaro L. de Oliveira Gomes (Petrobras)

Rio de Janeiro

Março de 2007

M
GK
F838B

FRAQUELLI, Henrique Aita

Bacia de Campos: uma perspectiva gravimétrica /
Henrique Aita Fraquelli - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.
xi, 146 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2007.

Orientadores: Carlos Jorge Abreu, Paula Lúcia Ferrucio da Rocha e Álvaro L. de Oliveira Gomes.

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Carlos Jorge Abreu, Paula Lúcia Ferrucio da Rocha. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Henrique Aita Fraquelli

Bacia de Campos:
uma perspectiva gravimétrica

Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Programa de Pós-graduação
em Geologia, Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, como requisito necessário à
obtenção do grau de Especialista em
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:
Carlos Jorge Abreu (UFRJ)
Paula Lúcia Ferrucio da Rocha (UFRJ)
Álvaro L. de Oliveira Gomes (Petrobras)

Aprovada em: 27.03.2007

Por:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha (UFRJ)

Álvaro L. de Oliveira Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

À minha família e à Luciana,
o amor da minha vida

AGRADECIMENTOS

- Agradeço a todo o amor, o apoio e o incentivo da mulher que junto comigo faz esta caminhada. (Te amo Luciana!)
- Agradeço à minha família e em especial ao meu Pai. Nada seria se não fosse a educação que recebi
- Agradeço à Petrobras pela oportunidade que me concede no início de uma jornada conjunta que espero seja longa e profícua
- Agradeço ao instituto de Geociências da UFRJ pelo apoio à consecução desta monografia
- Agradeço a todos os docentes deste curso de especialização, que muito ensinaram e incentivaram um aprendizado sério, profundo e fraterno.
- Agradeço por fim aos meus colegas de treinamento pelo grupo fraterno que conseguimos criar.

RESUMO

Fraquelli, Henrique Aita. Bacia de Campos: uma abordagem gravimétrica. 2007. xi, 146p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Neste trabalho apresenta-se o método gravimétrico com o objetivo de descrever e caracterizar aspectos da bacia de Campos. Primeiramente a bacia de Campos é estudada sob os principais aspectos geológicos. Na segunda parte, apresenta-se o método gravimétrico desde os fundamentos teóricos até a interpretação dos dados. No final, é apresentado um estudo de caso tendo como base um trabalho que aborda levantamento gravimétrico realizado na bacia de Campos.

Palavras-chave: bacia de Campos; métodos geofísicos; gravimetria

ABSTRACT

Fraquelli, Henrique Aita. Campos Basins: a gravimetric approach. 2007. xi, 146p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

In this work the gravimetric method is used to characterize the Campos basin. First, the Campos basin is studied under all the geologic aspects. In the second part, the gravimetric method is presented since the theoretical fundamentals until the interpretation of the data. At the end a case study is presented, based on a previous work about a gravimetric recording in this basin.

Key-word: Campos basin; geophysical methods; gravimetry

Lista de Figuras:

1. Domínios da Placa sulamericana	2
2. O método gravimétrico	7
3. Localização da Bacia de Campos e seus limites	10
4. Carta estratigráfica da bacia de Campos	14
5. Seção sísmica regional em tempo da bacia de Campos	17
6. Feições estruturais mais proeminentes da bacia de Campos	19
7. Seção sísmica regional em tempo da bacia de campos: domínios tectônicos	20
8. Distribuição das estruturas halocinéticas / acumulações de HC's na bacia de Campos	21
9. Perfil geoquímico da Formação Lagoa Feia	23
10. Carta de eventos do sistema petrolífero da bacia de Campos	24
11. Mapa com a localização de 41 campos de petróleo da bacia de Campos	27
12. Evolução da produção de petróleo para a bacia de Campos	28
13. Evolução das reservas de petróleo da bacia de Campos	28
14. Evolução do rompimento do supercontinente Gondwana	30
15. Modelo geodinâmico e esquemático das fases de separação das placas sulamericanas e africana	32
16. Potencia gravitacional	43
17. Variação da gravidade com a latitude segundo modelo simplificado p/ a Terra	48
18. Geóide de referência	51
19. Correção de ar-livre, correção de Bouguer e correção de terreno	64
20. Variações da gravidade devidas às atrações do Sol e da Lua	68
21. Valores aproximados de densidade para diferentes litologias	76
22. Anomalias gravimétricas para cavidades como função da profundidade, tamanho e distância do pico	78
23. Separação das anomalias regional e local a partir da anomalia de Bouguer	79
24. Estrutura interna da Terra	84
25. Exemplo de crosta continental afinada em região de margem passiva	84
26. Perfis da anomalia Bouguer sobre um corpo granítico e uma bacia sedimentar	86
27. Gravidade observada e anomalias de ar-livre, Bouguer e isostática residual para um modelo de transição entre crosta continental e oceânica	88
28. Mapa de anomalias Bouguer da bacia de Campos	91
29. Mapa estrutural no topo dos basaltos	93
30. Localização dos perfis e dos poços utilizados no cálculo da densidade média da bacia	96
31. Geologia do embasamento costeiro na região Macaé bacia de Campos	98
32. Estrutura em blocos do SE do Brasil, como definida pela gravimetria	100
33. Perfil gravimétrico Bouguer observado, desde Visconde do Rio Branco(MG) até São Tomé (Campos-RJ)	100
34. Perfis gravimétricos (Bouguer) observados I	102
35. Perfis gravimétricos (Bouguer) observados II	103
36. Perfis gravimétricos longitudinal (Bouguer)	104
37. Trajetória dos cruzeiros marítimos científicos do projeto REMAC	105
38. Mapa de anomalias Bouguer da bacia de Campos e região abissal adjacente	105

39. Modelagem gravimétrica I	107
40. Modelagem gravimétrica II	108
41. Modelagem gravimétrica III	108
42. Batimetria e topografia da região do Atlântico Sul	116
43. Mapa de anomalias gravimétricas de ar-livre para a região sudeste do Brasil	118
44. <i>Trends</i> da zona de fraturas na região sudeste brasileira	119
45. Mapa de anomalias Bouguer crustal do sudeste brasileiro, derivadas a partir de satélite	120
46. Mapa de anomalias Bouguer crustais (filtrada com <i>corta-alta</i>) mostrando localização das principais zonas de fraturas oceânicas e suas terminações	121
47. Comparação de mapa estrutural e mapa de anomalia Bouguer crustal da bacia de Campos	122

Lista de Tabelas:

1. Distribuição dos volumes de óleo da bacia de Campos por tipos de reservatório	29
2. Valores de densidade para diferentes materiais e rochas	75
3. Densidade média das rochas sedimentares que compõem a bacia de Campos, obtida a partir da perfilagem de 18 poços	95

Lista de Quadros:

1. Elementos tectono-estratigráficos da bacia de Campos e resposta sísmica	33
--	----

Sumário:

Agradecimentos	v
Resumo	vi
Abstract	vii
Lista de Figuras	viii
Lista de Tabelas	ix
Lista de Quadros	ix
1. Introdução	1
1.1 Domínios tectônicos-sedimentares da placa sulamericana	1
1.2 Bacias da margem continental	3
1.3 Margem leste & bacia de Campos	4
1.4 Métodos Geofísicos	5
1.5 Objetivos e métodos	8
2. Bacia de Campos	9
2.1 Aspectos gerais	9
2.2 Histórico exploratório	11
2.3 Arcabouço estratigráfico	12
2.4 Arcabouço estrutural	17
2.5 Sistemas petrolíferos	21
2.6 Campos e reservatórios de petróleo	25
2.7 Evolução tectono-sedimentar	29
3. O método gravimétrico	40
3.1 Introdução	40
3.2 Teoria	41
3.2.1 Força, aceleração e potencial gravitacional	41
3.2.2. Leis de Newton aplicadas a corpos extensos	46
3.3 O campo gravitacional terrestre e sua relação com a exploração gravimétrica	47
3.3.1 Variações globais da gravidade – esferóide de referência	47
3.3.2 Anomalia gravimétrica	49
3.4 Levantamentos gravimétricos	52
3.4.1 Instrumentos de medida	52
3.4.2 Aquisição de dados gravimétricos	55
3.5 Reduções/correções gravimétricas	59
3.5.1 Correções de latitude	60
3.5.2 Redução de ar-livre	63
3.5.3 Redução Bouguer	65
3.5.4 Correção pelo efeito das marés	67
3.5.5 Correção da deriva	68
3.5.6 Correção Eötvös	69
3.5.7 Redução de terreno	70
3.5.8 Correção isostática	71
3.5.9 Anomalia Bouguer	73
3.6 Determinação da densidade	73
3.6.1 Densidade de rochas e minerais	74
3.6.2 Estimativas de densidade a partir de resultados de campo	76

3.7 Processamento	77
3.8 Interpretação gravimétrica	80
3.8.1 Estrutura interna da Terra	82
3.8.2 Excesso de massa	85
3.8.3 Segunda derivada	85
3.8.4 Anomalia Bouguer versus anomalia de ar-livre	87
4 Estudo de caso 1	90
4.1 Introdução	90
4.2 Metodologia	92
4.3 Panorama geológico regional	97
4.4 Feições gravimétricas	99
4.5 Modelagem	106
4.6 Conclusões do estudo de caso	110
5 Estudo de caso 2	112
5.1 Introdução	112
5.2 Resumo do trabalho de Karner (2000)	112
5.3 Resultados e conclusões do estudo de caso 2	113
6 Conclusões	123
Referências Bibliográficas	124
Anexo A – Princípio da Isostasia	128
Anexo B – Atração de corpos de forma irregular	130
Anexo C – Unidade Região dos Lagos	133

1 INTRODUÇÃO

1.1 Domínios tectônicos-sedimentares da placa sul-americana

Considerando-se a distribuição de depocentros sedimentares e dos regimes tectônicos particulares, quatro domínios podem ser reconhecidos na Placa Sulamericana (AROUCA DE CASTRO, 2004): o interior continental, uma região de longa e complexa história evolutiva que constitui um sítio onde foram acumuladas espessas seqüências sedimentares paleozóico-mesozóicas; a borda oeste, convergente, ao longo da qual a litosfera continental confronta-se ao assoalho oceânico do Pacífico e com isso origina-se uma vasta cadeia orogênica, os Andes, com diversas bacias sedimentares associadas; a borda leste, divergente, com mais de 12.000 km de comprimento e originada a partir da ruptura mesozóica do Gondwana e da separação entre as placas Africana e Sulamericana; e as margens norte e sul, típicos limites transformantes, ao longo dos quais a Placa Sulamericana interage, respectivamente, com a Placa do Caribe e Placa da Scotia por meio de grandes falhas transcorrentes de escala continental (Figura 1).

A margem distensiva da América do Sul, na qual se inserem as bacias costeiras do Brasil, originou-se com a quebra do Gondwana no Mesozóico. A evolução tectono-sedimentar dessa margem passiva (ASMUS & PONTE, 1973) iniciou com um estágio rifte, durante o qual sedimentos lacustres foram amplamente acumulados; durante o Aptiano, desenvolveu-se uma ampla bacia salina, marcando o estágio de "transição" para o contexto francamente marinho que viria a seguir, com a efetiva invasão das águas do Atlântico Sul, a partir do Albiano. Riftes abortados projetam-se para o interior do continente a partir da margem, em alguns sítios, e o rifteamento do Gondwana resultou também num extensivo

magmatismo afetando inclusive, e de maneira marcante, as bacias paleozóicas adjacentes à zona de ruptura continental (AROUCA DE CASTRO, 2004).

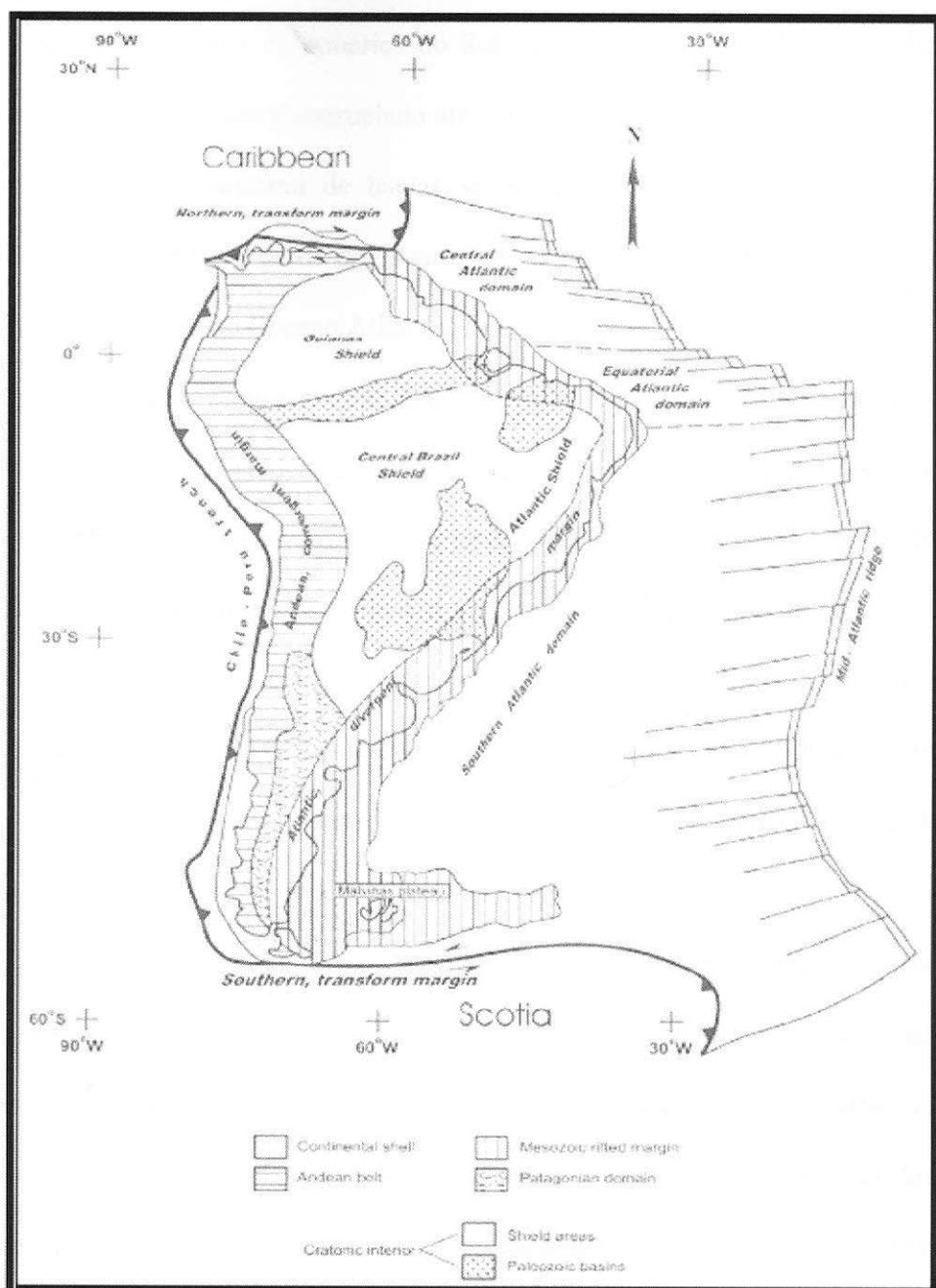


Figura 1. Domínios da placa sulamericana (Milani & Thomaz Filho, 2000)

1.2 Bacias da margem continental

A margem divergente da América do Sul estende-se por mais de 12.000 km desde o Delta do Orinoco no Oriente Venezuelano até a Terra do Fogo, no extremo sul da Argentina, incluindo um sistema contínuo de bacias sedimentares originadas pelos mecanismos de distensão litosférica que, a partir do Mesozóico, conduziram à ruptura do paleocontinente Gondwana e à formação do Oceano Atlântico Sul.

A quebra do Gondwana e a subsequente abertura do Oceano Atlântico foram fenômenos notavelmente diácronos quando analisados ao longo da margem divergente da América do Sul, distribuindo-se num *range* temporal de mais de 90 Ma (AROUCA DE CASTRO, 2004). A ruptura aconteceu durante o Neotriássico no setor mais setentrional do Brasil, na costa do Amapá (BRANDÃO & FEIJÓ, 1994 apud AROUCA DE CASTRO, 2004); Eojurássico na porção sul da Argentina (BALDI & NEVISTIC, 1996 apud AROUCA DE CASTRO, 2004); Neocomiano ao longo da maior parte da margem leste brasileira (DIAS, 1991), e Aptiano no Atlântico Equatorial (MATOS & WAICK, 1998).

As evidências existentes, principalmente as de natureza petrológica-geocronológica, bioestratigráfica e sedimentológica, sugerem que ocorreu um rifteamento precoce ao longo da atual costa das Guianas e Estado do Amapá, como reflexo da abertura do Atlântico Central. No Jurássico, a ruptura litosférica iniciou a delimitar a margem meridional da Argentina, e este evento propagou-se para o norte durante o Eocretáceo, até alcançar a região nordeste do Brasil. No Aptiano, aconteceu a individualização final das placas Africana e Sul-Americana com a ruptura ao longo da margem equatorial. A região de Pernambuco-Paraíba é reconhecida como o último setor da margem divergente a submeter-se ao rifteamento (MATOS, 1998), que lá ocorreu no Neoptiano (FEIJÓ, 1994).

1.3 Margem leste & bacia de Campos

O Neojurássico marcou o início do efetivo rifteamento na porção sul da América do Sul (URIEN & ZAMBRANO, 1996 apud AROUCA DE CASTRO, 2004). Na porção meridional da Argentina, esta fase precoce de ruptura é documentada por alguns pulsos magmáticos algo mais antigos, datados entre 200 e 180 Ma (KEELEY & LIGHT, 1993 apud AROUCA DE CASTRO, 2004), indicando que o rompimento litosférico e a instalação da bacia marginal já eram iminentes.

O arcabouço estrutural pré-existente, que inclui *trends* de idade pré-cambriana, paleozóica e triássica, exerceu um importante papel durante o rifteamento mesozóico, uma vez que a ruptura do Atlântico Sul acomodou-se como falhas normais que desenvolveram-se sobre um grão estrutural mais antigo (AROUCA DE CASTRO, 2004).

A margem continental da América do Sul, vista a partir de seu extremo meridional, inicia com um extenso trecho retilíneo, orientado a NE-SW, em que inclui-se a bacia de Pelotas. Na terminação nordeste deste trecho desenvolve-se a Dorsal de São Paulo, cujo prolongamento para NW, no sentido do continente, encontra o Arco de Ponta Grossa. A Dorsal de São Paulo também define o limite sul do Platô de São Paulo, uma região onde a largura total da crosta distendida durante o rifteamento assume uma dimensão mais ampla quando comparada ao restante da margem. Nessa área, a crosta continental estirada alcança 400 km de largura, e sobre o platô alojam-se as bacias de Santos e Campos (AROUCA DE CASTRO, 2004). Na direção do oceano, o Platô de São Paulo é limitado por uma escarpa abrupta, em parte correspondente também ao limite externo de ocorrência dos evaporitos aptianos.

Entre as bacias da margem leste brasileira, a bacia de Campos tem sido pesquisada para petróleo desde os anos 50, inicialmente com a perfuração de um poço estratigráfico em terra,

no Cabo de São Tomé. Os levantamentos sísmicos remontam ao final da década de 60, e o primeiro campo foi descoberto em 1974. Até 2002, o cumulativo de dados somava 666.925 km de sísmica e 932 poços exploratórios, com outros 1049 poços de desenvolvimento; cerca de 60 campos já foram descobertos, com reservas totais da ordem de 8 BB m³ (AROUCA DE CASTRO, 2004).

O embasamento cristalino foi escassamente amostrado em subsuperfície, e corresponde aos mesmos domínios litológicos de gnaisses pré-cambrianos que afloram nas áreas vizinhas à bacia marginal. Para o sul, o Arco de Cabo Frio limita a Bacia de Campos, e aquela região comportou-se como um foco de persistente magmatismo durante a história evolutiva da bacia. Naquela área, sedimentos turonianos a campanianos ocorrem intercalados a rochas vulcanoclásticas, basaltos e diques de diabásio de 90 a 80 Ma de idade. O magmatismo recorrente voltou a formar cones vulcânicos durante o Eoceno (MOHRIAK et al., 1995).

1.4 Métodos geofísicos

Uma vez que a maioria dos depósitos minerais estão sob a superfície, sua detecção depende das características que permitam diferenciá-los do meio que os envolve. Métodos baseados na variação das propriedades elásticas das rochas, por exemplo, tem sido desenvolvidos para determinar estruturas geológicas associadas com óleo e gás, tais como falhas, anticlinais, e sinclinais a vários quilômetros sob a superfície. O sucesso destes métodos possibilitou grande avanço no conhecimento geológico sob a superfície, tornando a geofísica uma ferramenta importante à geologia.

A geofísica envolve o estudo daquelas partes profundas da Terra que não podemos ver através de observações diretas, medindo suas propriedades físicas com instrumentos sofisticados e apropriados, geralmente colocados na superfície. Também inclui a interpretação

dessas medidas para se obter informações úteis sobre a estrutura e sobre a composição daquelas zonas inacessíveis a grandes profundidades. A geofísica relaciona-se com todos os aspectos da física da Terra, sua atmosfera e o espaço.

Entre os principais métodos geofísicos incluem-se os métodos gravimétrico, magnético, elétrico, resistividade, magnetotélúrico, sísmico, entre outros. Certas condições geológicas geralmente estão associadas com minérios metálicos, outras com óleo e gás. A maioria dos grandes campos de petróleo no Recôncavo baiano, por exemplo, foi descoberta através da interpretação de mapas gravimétricos (THOMAS, 2001).

Os métodos potenciais foram os primeiros a serem utilizados como ferramenta nos estudos pioneiros de geologia e geofísica, na década de 20, para exploração de recursos minerais (GIBSON & MILLEGAN, 1998 apud DIAS & BRAGA, 2000). Desde então, a praticidade e o baixo custo dos equipamentos (gravímetros e magnetômetros) permitiu sua ampla utilização para obter anomalias gravimétricas e magnéticas, estimando, respectivamente, a densidade e a susceptibilidade magnética das rochas em subsuperfície. De maneira global, tais métodos permitiram obter as mais importantes evidências sobre a gênese e evolução da litosfera oceânica na década de 50 do século XX.

Na década de 70 do século XX, os métodos potenciais foram amplamente utilizados para o mapeamento dos limites das bacias sedimentares e de diversos alvos importantes para a indústria do petróleo (falhas, domos salinos, *grabens*, *horsts*, espessura crustal, etc). Nos fins dos anos 70, MCKENZIE (1978) desenvolveu um modelo termo-mecânico e demonstrou, de maneira simples e elegante, como os métodos potenciais poderiam ser utilizados para fins de exploração de petróleo e gás em bacias sedimentares. Este modelo, parametrizado principalmente pela gravimetria, considerando os conceitos de isostasia, revolucionou a indústria do petróleo e foi refinado por diversos pesquisadores sendo amplamente utilizado

até os dias de hoje (KARNER & WATTS, 1982; ALLEN & ALLEN, 1997; apud DIAS & BRAGA, 2000).

Atualmente, com o reaquecimento da indústria de exploração de recursos minerais e com o aumento da precisão dos gravímetros (0,01 mGal) e magnetômetros (0,001 nT), os métodos potenciais tornaram-se uma ferramenta útil e econômica para a modelagem de pequenas anomalias gravimétricas e magnetométricas, em geral, associadas a recursos minerais marinhos (PIERCE et al., 1998 apud DIAS & BRAGA, 2000).

O método gravimétrico mede as variações do campo gravitacional terrestre provocadas por corpos rochosos dentro da crosta até poucos quilômetros de profundidade. Estas variações são influenciadas pelas diferentes densidades das rochas, tendo as mais densas, maior influência no campo gravitacional. A Figura 2 serve para ilustrar a variação deste campo gravitacional: um mesmo corpo (massa constante) mostrará pesos diferentes para diferentes locais, se as rochas subjacentes tiverem densidades diferentes, o que normalmente acontecerá. Entretanto, estas variações são de uma magnitude muito pequena, podendo apenas serem quantificadas por aparelhos especiais, denominados gravímetros.

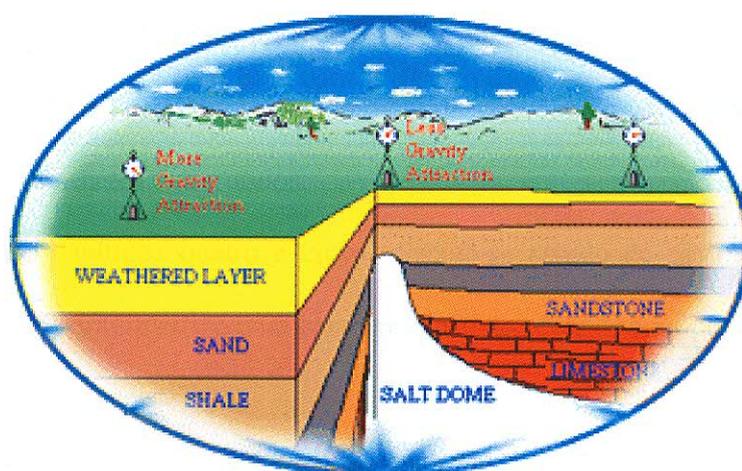


Figura 2: O método gravimétrico (www.sbgf.org.br em 10/02/2007).

1.5 Objetivos e métodos

Esta monografia tem por objetivo a descrição do método gravimétrico com vistas a sua utilização para caracterizar a geologia associada com a bacia de Campos. Para isto realizou-se revisão bibliográfica referente aos conhecimentos envolvidos com o objetivo deste trabalho: o contexto geológico da bacia de Campos, o método geofísico selecionado para investigar a bacia e estudos referentes à bacia que utilizam o referido método.

Inicialmente descreve-se, no capítulo dois, parte do conhecimento geológico acumulado a respeito da bacia de Campos, buscando estabelecer o contexto geológico do objeto de estudo deste trabalho. Neste sentido destaca-se: aspectos geográficos referentes à sua extensão, sua localização e classificação; aspectos estruturais e estratigráficos associados, respectivamente, com as principais feições estruturais e formações da bacia; a evolução tectônico-sedimentar da bacia e os principais ambientes deposicionais associados com a geologia histórica da mesma; os sistemas petrolíferos.

No capítulo três descreve-se o método gravimétrico, selecionado para a última etapa deste trabalho, desde sua formulação teórica até a realização da interpretação geofísica de uma área submetida à investigação. Os principais conceitos relacionados com o método gravimétrico são abordados e discutidos.

Por fim, nos capítulos quatro e cinco, discute-se estudo de caso relacionado com a utilização do método gravimétrico para caracterização da bacia de Campos. Os resultados são sumarizados no capítulo seis.

2 BACIA DE CAMPOS

2.1 Aspectos gerais

A bacia de Campos localiza-se na margem continental do sudeste do Brasil, incluindo a parte norte do Estado do Rio de Janeiro e o sul do Espírito Santo. Apresenta uma área de 100.000km² das quais apenas 500km² estão em área emersa, (numa extensão *onshore* de 15km na região de Cabo de São Tomé-RJ); estende-se *offshore* até a lâmina d'água de 3.400m (Figura 3). Esta bacia representa o maior portfólio petrolífero brasileiro somando 41 campos de óleo e gás sendo que destes, 9 campos são considerados campos gigantes de águas profundas e ultra-profundas: Albacora, Albacora Leste, Marlim, Marlim Sul, Barracuda, Caratinga, Roncador e mais recentemente Jubarte e Cachalote.

A bacia de Campos limita-se ao norte com a bacia do Espírito Santo, em áreas de águas rasas, por um bloco elevado do embasamento denominado de Alto de Vitória, que coincide com a terminação oeste da Cadeia de Vitória-Trindade; já em águas profundas não existe separação efetiva entre as bacias de Campos e Espírito Santo. Ao sul, a bacia de Campos limita-se com a bacia de Santos através do alto estrutural denominado de Alto de Cabo Frio (Figura 3).

A bacia de Campos limita-se ao norte com a bacia do Espírito Santo, em áreas de águas rasas, por um bloco elevado do embasamento denominado de Alto de Vitória, que coincide com a terminação oeste da Cadeia de Vitória-Trindade; já em águas profundas não existe separação efetiva entre as bacias de Campos e Espírito Santo. Ao sul, a bacia de Campos limita-se com a bacia de Santos através do alto estrutural denominado de Alto de Cabo Frio (Figura 3).

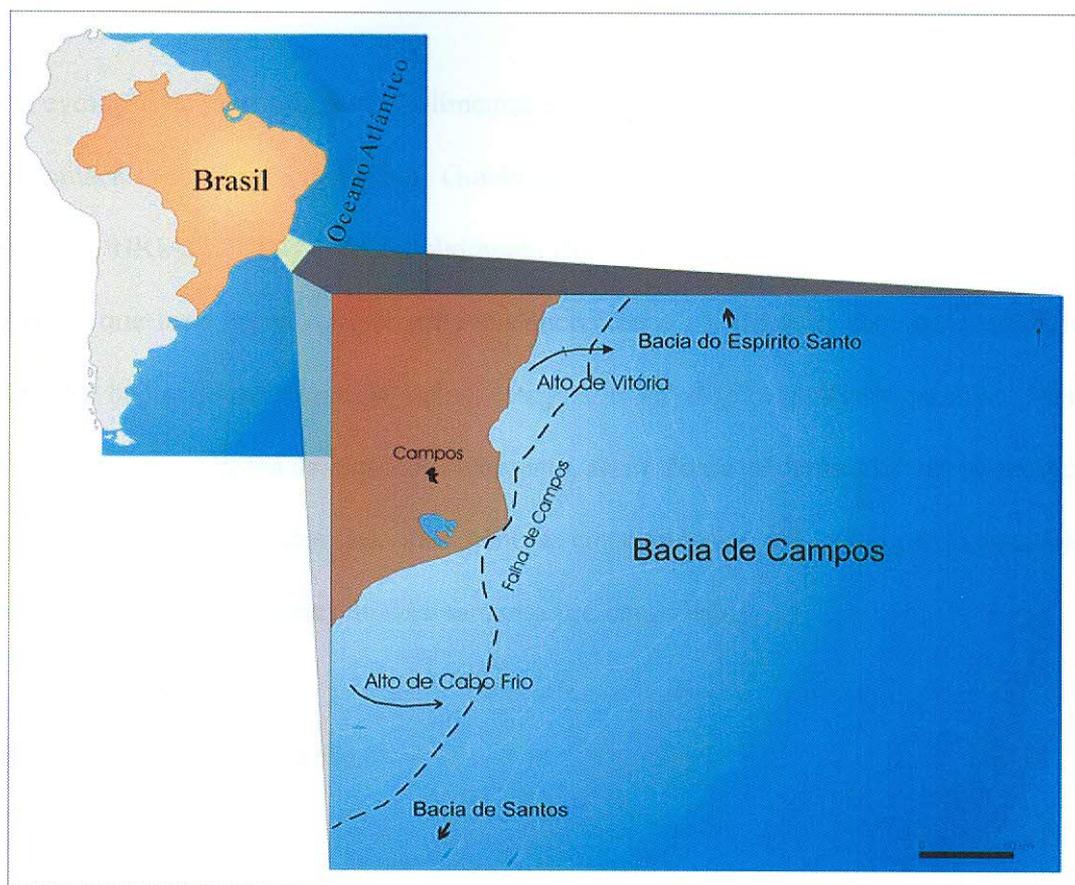


Figura 3 - Localização da bacia de Campos e seu limite com as bacias de Santos ao Sul e Espírito Santo a Norte (modificado de RANGEL e MARTINS, 1998).

Embora pouco amostrado, o embasamento da bacia corresponde aos domínios litológicos da Faixa de Dobramentos Ribeira (FDR), representados por uma suíte de granulitos e gnaisses do Ciclo Brasileiro – 450/700 Ma (DIAS *et al.*, 1987).

O conteúdo do preenchimento da bacia, que teve início no Andar Aratu (Neocomiano – 135 Ma), é composto por seis unidades litoestratigráficas. Na base ocorre a Formação Cabiúna composta por rochas ígneas básicas; logo acima ocorre a Formação Lagoa Feia com folhelhos, conglomerados, arenitos e evaporitos; Formação Macaé composta por rochas calcárias, margas e folhelhos com esporádicas entradas de arenitos turbidíticos; Formação Carapebus constituída de arenitos finos a grossos; Formação Ubatuba constituída

predominantemente de folhelhos, argilitos e margas; e Formação Emboré composta por arenitos arcosianos carbonatos impuros.

A evolução do preenchimento sedimentar e estrutural da bacia de Campos reflete parte da fragmentação do Supercontinente Gondwana (Neoproterozóico) na região Sudeste Brasileira (MOHRIAK, 2004) e desenvolvimento de uma crosta oceânica entre a América do Sul e África, que teve início no Neojurássico/Eocretáceo (140 Ma). A seqüência evolutiva registrada na bacia é caracterizada pelos estágios rifte, *drift* e margem passiva, sendo considerada uma bacia típica de margem divergente, assim como as demais bacias na margem continental brasileira que têm em sua gênese conseqüências de esforços extensionais relacionada à reativação de zonas de cisalhamento pré-cambrianas.

2.2 · Histórico Exploratório

Os primeiros estudos geológicos sobre a bacia de Campos iniciaram-se na década de 30 do século passado, com o mapeamento da porção terrestre e da região costeira realizado por LAMEGO (1937, 1940, 1945, *apud* GUARDADO *et al.*, 1989).

Em 1958, a Petrobras adquiriu dados sísmicos terrestres preliminares, perfurando em 1959 o primeiro poço exploratório/estratigráfico (2-CST-1-RJS) na região do Cabo de São Tomé-RJ. Este poço penetrou 1670m de sedimentos do Terciário rico em areias, basaltos neocomianos e o embasamento metamórfico, em seguida realizou um reconhecimento gravimétrico para delimitação da bacia em áreas emersas.

Seguindo o rumo da exploração petrolífera no Brasil, que caminhava para sua fase marítima na plataforma continental rasa, a Petrobras realizou em 1968 o primeiro detalhamento sísmico na porção marinha da bacia com aquisição de dados sísmicos 2D, que levou a execução de um programa exploratório para avaliação do potencial petrolífero

iniciado em 1971 com a primeira perfuração *offshore*. Esse esforço inicial acabou propiciando a descoberta pelo poço 1-RJS-9A, em 1974, do primeiro campo de petróleo – Garoupa, que ainda está em produção (GUARDADO *et al.*, 1989; ANP, 2006, BRUHN *et al.*, 2005).

A descoberta do Campo de Garoupa deu início a uma série de descobertas de campos petrolíferos nos reservatórios carbonáticos, calcarenitos e calcirruditos da Formação Macaé, tornando este *play* o principal objeto exploratório da bacia que proporcionou o avanço das pesquisas. Vários reservatórios carbonáticos foram prospectados com sucesso demonstrando ser uma bacia prolífica.

Outro importante *play* da bacia foi descoberto em 1975 com o reservatórios turbidíticos (Cenomaniano/Turoniano) do Campo de Namorado. Este foi considerado o primeiro campo gigante da Plataforma Continental Brasileira abrindo fronteiras para novos alvos exploratórios além dos carbonatos Mesoalbianos.

Após exaustivos trabalhos dos geocientistas e investimentos realizados na bacia iniciou-se a produção de petróleo em 13 de agosto de 1977, com uma plataforma semi-submersível em águas com aproximadamente 120m de profundidade do Campo de Enchova (BRHUN *et al.*, 2005). Desde então a Petrobras traçou um histórico de sucesso nesta bacia chegando a produzir um total de 1.500 mil barris de óleo por dia no ano de 2006, confirmando a bacia de Campos como a principal produtora de petróleo para o país.

2.3 Arcabouço Estratigráfico

A sistematização do arcabouço estratigráfico da bacia de Campos teve início com o trabalho de SCHALLER (1973), que elaborou a primeira coluna litoestratigráfica da bacia com base em dados sísmicos, gravimétricos e de poucos poços perfurados na área costeira fluminense e respectiva plataforma continental. O autor dividiu o pacote sedimentar em

quatro unidades litoestratigráficas, representadas pelas formações Lagoa Feia, Macaé, Campos e Emboré.

Essa nomenclatura das unidades da bacia ainda é mantida, no entanto a grande quantidade de dados advindos do avanço da exploração petrolífera na bacia subsidiou várias modificações e atualizações na interpretação do seu arcabouço estratigráfico.

A coluna litoestratigráfica apresentada pela Petrobras é a de RANGEL *et al.* (1994) (Figura 4). Os autores agrupam as rochas em seis unidades litoestratigráficas, formações Cabiúnas, Lagoa Feia, Macaé, Carapebus, Ubatuba e Emboré, sendo que as três últimas compõem o Grupo Campos.

A Formação Cabiúnas constitui o assoalho para a sedimentação da bacia de Campos, sendo formada por rochas ígneas básicas do Andar Rio da Serra/Aratu. Litologicamente é constituída por derrames de basaltos amigdaloidal de coloração castanha e cinza, e níveis piroclásticos interestratificados com conglomerados polimíticos cinza-esverdeados; sua espessura máxima é de 800m. As datações realizadas por MIZUSAKI *et al.* (1989, *apud* RANGEL *et al.*, 1994), utilizando o método K-Ar, indicaram idades entre 122 ± 5 Ma e 134 ± 4 Ma.

A Formação Lagoa Feia constitui-se de repleta diversidade litológica, como conglomerado polimítico, arenito grosso a conglomerático, arenito muito fino acastanhado, siltito e folhelho cinzento a esverdeado, folhelho preto com matéria orgânica, calcários incluindo coquinas de moluscos, e no topo evaporitos. Sua espessura máxima chega a 2400m. A idade dessa unidade vai do Barremiano até o Aptiano, e tem importância fundamental por conter a principal rocha geradora da bacia.

A porção basal é constituída por depósitos vulcanoclásticos de origem local seguidos de conglomerados e arenitos líticos, siltitos, folhelhos e calcários, que foram depositados

durante a fase rife. Nessas litologias se intercala o Membro Coqueiros, constituído por coquinas a pelecípodes cinza a creme, formando corpos com 15m a 100m de espessura.

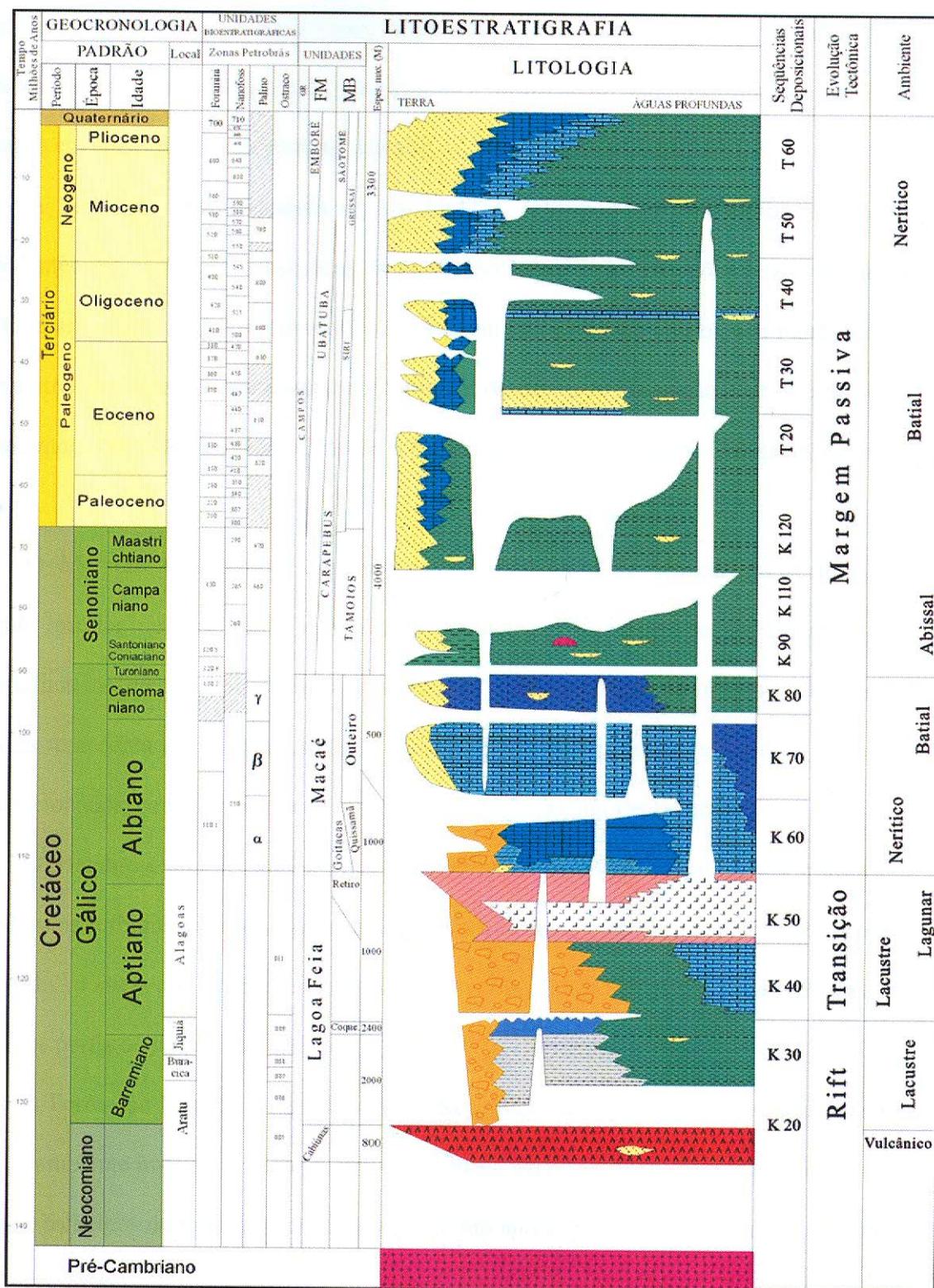


Figura 4 - Carta estratigráfica da bacia de Campos (simplificada de RANGEL et al., 1994).

No topo da formação ocorre a suíte evaporítica do Membro Retiro (Neoaptiano) que representa a primeira grande incursão marinha na região (fase transicional), indicando a existência pretérita de um golfo. Frequentemente os corpos de evaporitos foram remobilizados por efeito da halocinese, originando grandes domos e diápiros salinos que, injetados nas camadas subjacentes, propiciaram a formação de trapas estruturais e janelas de migração em águas profundas e ultraprofundas.

A Formação Macaé designa os calcirruditos, calcarenitos e calcilutitos sobrepostos discordantemente à porção evaporítica da Formação Lagoa Feia. Datações bioestratigráficas com base em palinóforos e foraminíferos conferem idade albiana e turoniana representando os primeiros sedimentos essencialmente marinhos da bacia. A Formação Macaé é recoberta discordantemente pela Formação Ubatuba e é dividida em três membros, Quissamã, Outeiro e Goitacás.

O Membro Quissamã é denominado informalmente de “Macaé Água Rasa” ou “Macaé Inferior” e sua idade é atribuída ao Albiano. Constitui-se de calcarenitos e calcirruditos oolíticos e oncolíticos, que podem estar muito dolomitizados. O Membro Goitacás representa um sistema proximal formado por conglomerados polimíticos e arenitos mal selecionados, com associação de margas cinzentas e calcilutitos brancos.

O Membro Outeiro compõe-se de calcilutitos creme sotopostos a margas e folhelhos com arenitos turbidíticos intercalados, estes sendo informalmente designados como “Arenito Namorado”. Essa seção também é conhecida informalmente como “Seção Bota” devido a sua forma nos perfis de raio gama e elétrico.

A Formação Macaé representa o início da passagem de um ambiente marinho restrito para um ambiente marinho franco, dentro da evolução para uma bacia de margem passiva. As margas e folhelhos do topo da seqüência indicam um aprofundamento da bacia, com o fim do

ciclo deposicional Macaé-raso que é caracterizado por clima quente e seco passando paulatinamente para a uma maior umidificação (DIAS-BRITO, 1982).

O Grupo Campos, proposto inicialmente como Formação Campos, designa a seção clástico-carbonática sobreposta a Formação Macaé. É dividido em três formações: Ubatuba, Carapebus e Emboré.

A Formação Ubatuba constitui-se essencialmente por argilitos, folhelhos, margas, calcilitos e diamictitos cinza-escuros. Em direção a porções mais proximais interdigita-se com a Formação Emboré. Sua idade de deposição vai do Neocretáceo até o Recente, e possui espessura de até 4000m. Na porção basal dessa unidade encontra-se o Membro Tamoios, denominado informalmente de “Ubatuba Cretáceo” que apresenta litificação mais pronunciada. O conteúdo fossilífero é formado por nanofósseis calcários, foraminíferos planctônicos e palinórfos que conferem a idade ao Membro Tamoios Turo-Maastrichtiana.

A Formação Carapebus é formada por camadas de arenito fino a grosso, localmente conglomerático, intercalados com pelitos da Formação Ubatuba. Os arenitos resultam de correntes de turbidez em ambiente de base de talude e bacia, que ocorreram do Cenomaniano ao Mioceno; vários deles recebem denominação informal, tal como Arenito “Marlim”, “Albacora” e “Carapeba”.

A Formação Emboré é constituída por arenitos arcósiolos e carbonatos impuros, depositados em ambiente flúvio-deltaico e plataformal interdigitados lateralmente com pelitos da Formação Ubatuba. É dividida em três membros: Membro São Tomé, Siri e Grussaí. O primeiro designa clastos grossos e os dois últimos são compostos por calcarenitos bioclásticos. A deposição desta unidade teve início no Maastrichtiano e ocorre até o Holoceno.

2.4 Arcabouço Estrutural

Na bacia de Campos encontram-se dois principais estilos estruturais típicos de uma bacia de margem divergente (Figura 5). Estas estruturas são influenciadas pelas discontinuidades pretéritas da Faixa de Dobramentos Ribeira (FDR) que forma seu embasamento, sugerindo uma evolução controlada pela reativação de estruturas pré-cambrianas de direção predominante NE (DIAS *et al.*, 1987).

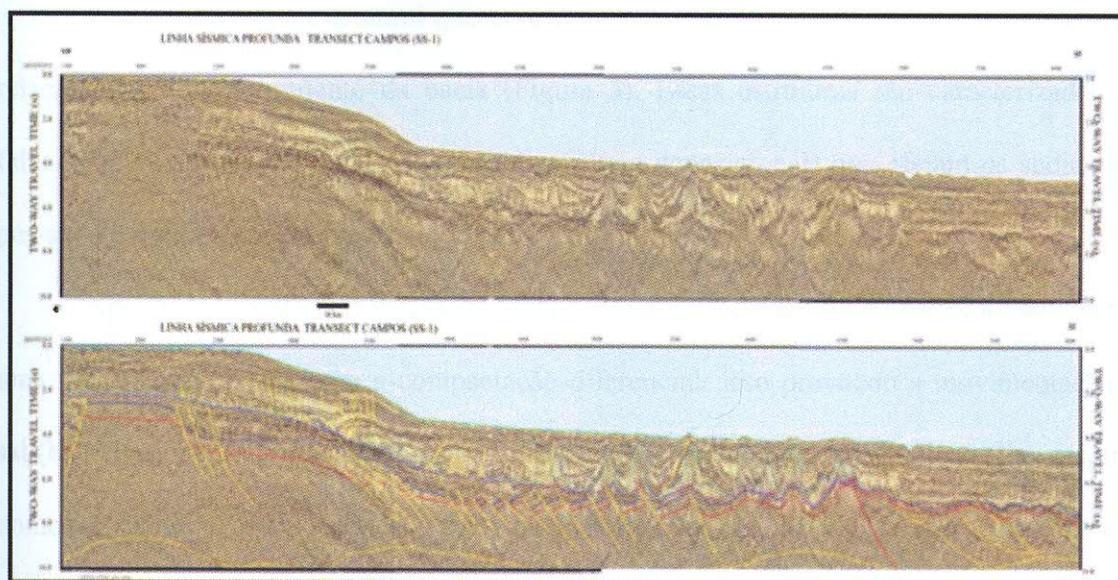


Figura 5 - Seção sísmica regional em tempo da bacia de Campos; observar os diversos compartimentos relacionados aos diferentes estilos estruturais da bacia; em profundidade compartimento relacionado a estruturas pretéritas da fase rifte associadas a FDR, já a menor profundidade estruturas de soterramento da bacia (MOHRIAK, 2004).

O primeiro estilo estrutural encontrado na bacia está condicionado a fase rifte, com estruturas extensionais de alto ângulo ocorrido no Cretáceo Inferior (Figura 5). São falhamentos normais formando uma série de *grabens*, *horsts* e *meio-grabens* que estão relacionados ao rompimento inicial do supercontinente Gondwana.

A orientação destes falhamentos coincide com lineamentos estruturais evidentes na província da FDR aflorante, sugerindo que estas fases de fraturamentos distensionais são reativações pré-existentes da crosta. Considera-se essa fase como um importante fator de

controle estrutural para a distribuição das fácies da Formação Lagoa Feia, que é a principal geradora na bacia. (GUARDADO *et al.*, 1989).

O mais importante *horst* gerado durante essa fase é o Alto de Badejo, e os mais proeminentes baixos são as fossas de Corvina-Parati e São João da Barra, as quais estão separadas pelo Alto de Badejo (Figura 6). Essas feições estruturais possuem direção NE-SW e são limitados em sua maioria por falhas antitéticas e sintéticas. Essas fossas estão preenchidas por mais de 900m de sedimentos (GUARDADO *et al.*, 1989).

O segundo estilo estrutural que ocorre na bacia relaciona-se a estruturas extensionais relacionadas ao soterramento da bacia (Figura 5). Essas estruturas são caracterizadas por falhamentos lístricos normais e de crescimento (sin-deposicional) que afetam os sedimentos pós-sal até a superfície do fundo marinho.

• Após um período de relativa quiescência tectônica durante o Aptiano, a bacia sofreu uma pequena inclinação com a compactação diferencial: isso provocou a movimentação do sal (halocinese) e conseqüentemente gerou falhas de crescimento. A tectônica salina originou domos e diápiros que se concentraram na porção mais distal (Figura 6). Anticlinais de compressão (*rollover*) também estão associados a este tipo de tectonismo (FIGUEIREDO *et al.*, 1985 *apud* GUARDADO *et al.*, 1989).

A tectônica de sal tornou-se ativa durante o Neoaptiano e Eoalbiano, persiste até o Holoceno e compartimentou a bacia salífera em vários domínios criando uma série de falhas lístricas e estruturas complexas (de tartaruga, diápiros, muralhas de sal, falhas extensionais e compressionais), além de controlar a estruturação de calhas de sedimentação (MOHRIAK, 2004).

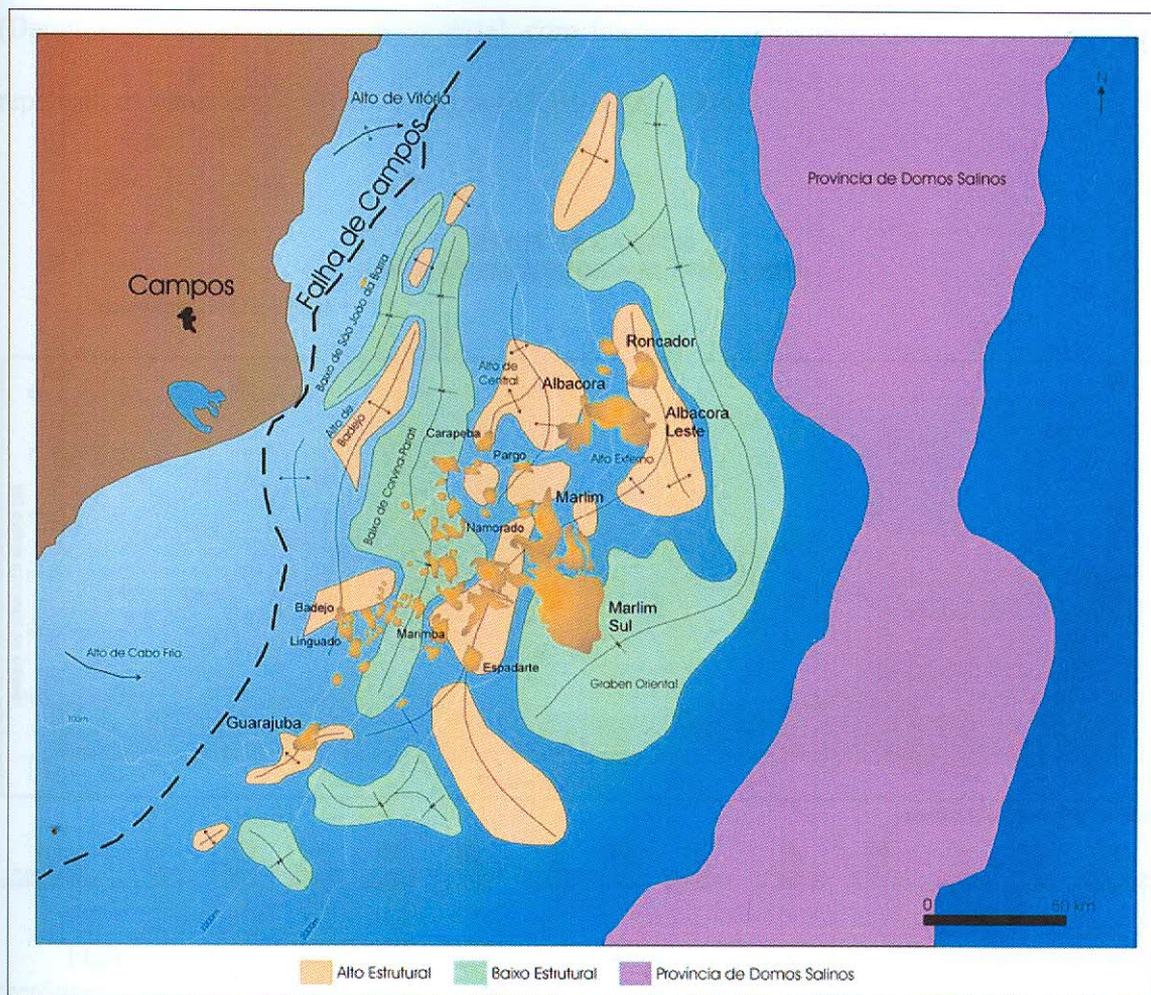


Figura 6 - Feições estruturais mais proeminentes e ocorrência dos domos salinos da bacia de Campos e acumulações de petróleo (modificado de RANGEL e MARTINS, 1998).

Pode-se relacionar à bacia evaporítica alguns domínios tectônicos, desde compartimentos extensionais com almofadas de sal, diápiros de sal, região de muralhas de sal com grandes empurrões e dobramentos, localmente invertendo mini-bacias (SZATIMARI e DEMECIAN, 1993; MOHRIAK e NASCIMENTO, 2000; *apud* MOHRIAK, 2004).

Interpretações dos diversos domínios tectônicos gerados pela halocinese na parte sul da Bacia de Campos são apresentadas na Figura 7. Inclui compartimentos com tectônica de sal incipiente (Domínio I), uma região com almofadas de sal e feições extensionais (Domínio II), uma região com diápiros de sal e feições extensionais localmente afetadas por inversões

(Domínio III) e um domínio mais distal, com feições compressivas (falhas de empurrão e repetição de camadas) e sal em diápiros (MOHRIAK, 2004).

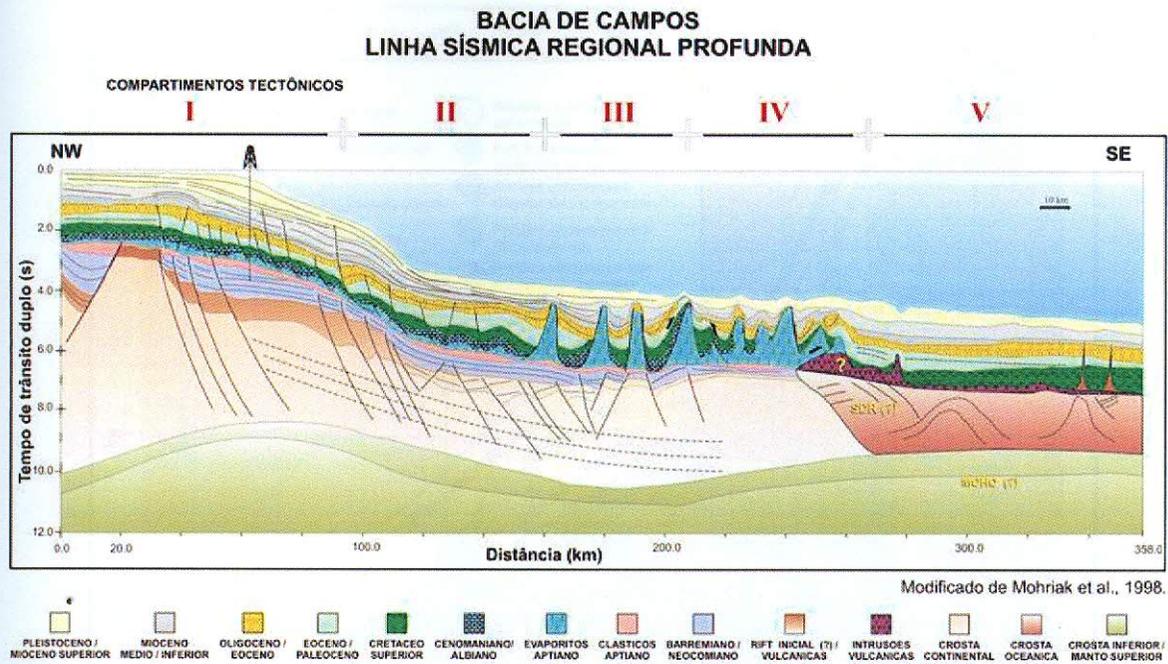


Figura 7 - Seção geosísmica regional em tempo da bacia de Campos mostrando os domínios tectônicos da bacia: domínio das estruturas fase rifte; estruturas de sobrecarga e domínio da tectônica salífera. Domínios da tectônica da província de sal: I-tectônica de sal incipiente; II-tectônica de sal extensional; III-província de diápiros de sal com tectônica compressional; VI-tectônica de sal fortemente compressional próximo ao limite entre a crosta continental e oceânica (MOHRIAK, 2004).

A atuação da tectônica nos depósitos evaporíticos, que são mais plásticos entre as demais rochas, proporcionou a formação de janelas de sal para a migração de hidrocarbonetos; teve uma função decisiva controlando a deposição das fácies-reservatório e na formação de trapas para maior acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Campos (GUARDADO *et al.*, 1989) (ex. Campo de Namorado).

A distribuição das estruturas halocinéticas na bacia de Campos está controlando a disposição dos campos, como pode ser observado na Figura 8. Na parte onde há “cicatrices” do deslizamento para parte mais profunda da bacia ocorre a totalidade dos campos, conforme observado na (Figura 8). Possivelmente a falta de cicatrizes no sal torna um impeditivo

exploratório em águas profundas na Bacia de Campos nos *plays* pós-sal, focando novos prospectos na seção pré-sal mais profunda (MOHRIAK informação verbal, out/2006).

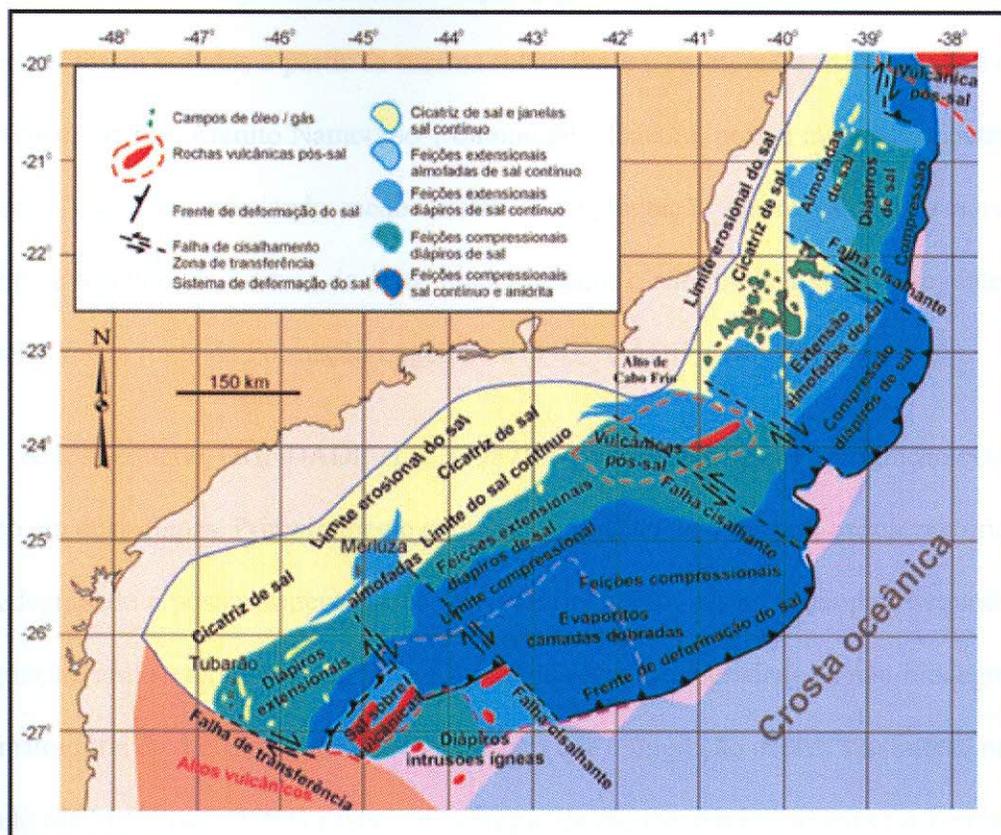


Figura 8 - Distribuição das estruturas halocinéticas e acumulações de hidrocarbonetos na bacia de Campos. Os campos de petróleo predominam na porção onde há “cicatrices” de sal que possibilitou a migração do óleo até reservatórios acima desta seção (MEISLING, et al, 2001 apud MOHRIAK, 2004).

2.5 Sistemas Petrolíferos

As principais rochas geradoras de hidrocarbonetos na bacia de Campos são folhelhos pretos lacustres da Formação Lagoa Feia. O modelo de migração mais aceito é através de “janelas” abertas na seção evaporítica e alcançando falhas lítricas da seção pós-sal, por onde o óleo migrou da seção rifte até os reservatórios areníticos do Cretáceo e Terciário, além de

ocorrer em outras rochas reservatório como calcarenitos, coquinas e basaltos fraturados (TRINDADE *et al.*, 1987).

Óleos analisados provindos dos campos gigantes de Albacora e Marlim indicam que os mesmos foram gerados a partir da mesma rocha fonte e se encontra matura. Além disso, o óleo recuperado no “Arenito Namorado”, Campo de Albacora, possui menos concentração de compostos tricíclicos revelando menor distância de migração em relação aos reservatórios terciários e resultam da mistura de óleos biodegradados e não-biodegradados provenientes de uma única rocha fonte da Formação Lagoa Feia (TRINDADE *et al.*, 1987).

Ainda segundo TRINDADE *et al.* (1987), há evidências de que a migração ocorreu no mínimo em duas etapas. Primeiramente ocorreu a migração de óleo para os reservatórios onde foi biodegradado e posteriormente esses reservatórios foram preenchidos pelo segundo pulso de migração, isso se torna evidente pela mistura de óleos biodegradados e não-biodegradados. A cromatografia de óleos recuperados evidenciam que a migração ocorre atualmente na bacia. Segundo MELLO *et al.* (1994) a janela de geração de óleo teve início apenas no Terciário.

As rochas geradoras foram depositadas em águas salobras a hipersalinas, contendo matéria orgânica formada por algas ricas em lipídios e bactérias, e possuem COT (carbono orgânico total) variando de 2 a 6% em peso e localmente pode chegar até 9%. O índice de hidrogênio chega a 900mgHC/g de COT e evidenciam querogênio tipo I. Análises de pirólise Rock-Eval revelam que estes folhelhos possuem excelente potencial gerador, da ordem de 10mgHC/g de rocha (MELLO *et al.*, 1994). O perfil geoquímico da Formação Lagoa Feia indica que a principal rocha geradora atinge a janela de maturação (reflectância de vitrinita $R_o \sim 0.6$) a uma profundidade de 3350m (Figura 9).

Mapeamento detalhado das rochas fonte integrando dados geológicos e geofísicos mostraram os intervalos de depocentros onde se acumularam espessuras de até 200m de

folhelho gerador, caracterizado por estruturas em condições de extrema anoxia necessárias para a preservação da matéria orgânica (SOLDAN *et al.*, 1995).

As rochas-reservatório da bacia são arenitos turbidíticos da Formação Carapebus e Macaé (Arenito Namorado), calcarenitos oolíticos do Membro Quissamã, coquinas da Formação Lagoa Feia e basaltos fraturados da Formação Cabiúnas. Sem dúvida, os arenitos turbidíticos são as principais rochas-reservatório presentes na bacia.

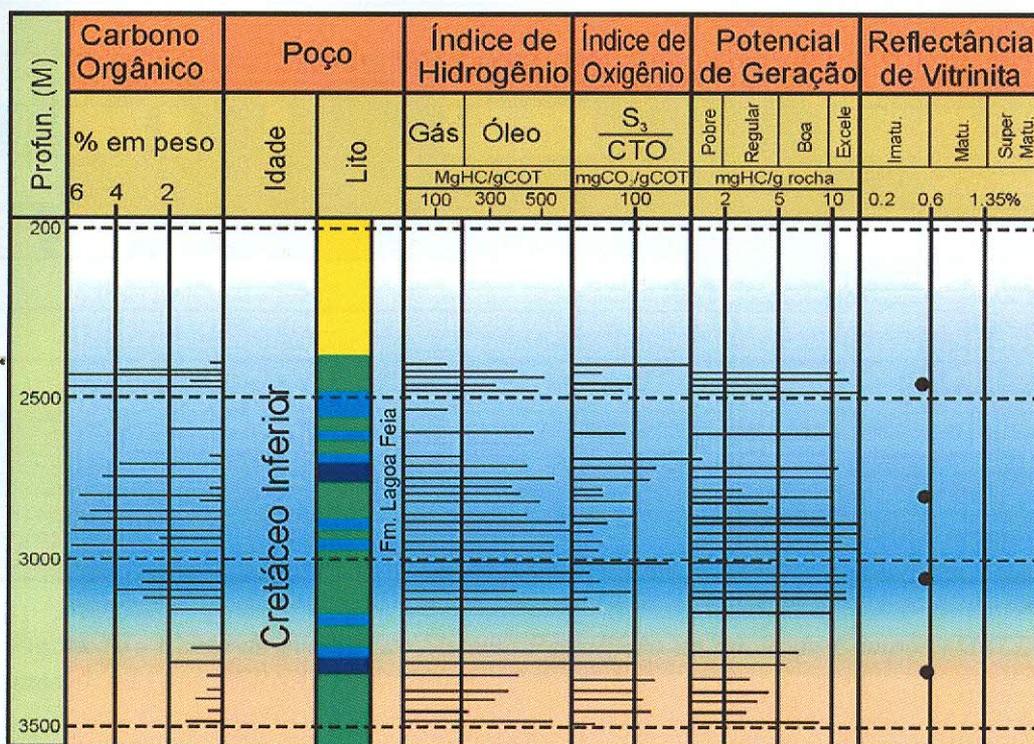


Figura 9 - Perfil geoquímico da Formação Lagoa Feia mostrando os folhelhos pretos calcíferos que são os principais geradores (MELLO *et al.*, 1994).

O principal conduto de migração de óleo são falhas da fase rifte e falhas listricas associadas a halocinese. Do mesmo modo, as paredes dos *canyons*, as interfaces dos diápiros de sal e as janelas na seção evaporítica são outros caminhos possíveis na migração. Essas feições ligam a seção geradora às diversas rochas-reservatório das seções pré- e pós-evaporítica (MELLO *et al.*, 1994).

A Carta de Sistemas Petrolíferos da bacia de Campos (Fig. 10) resume a relação temporal entre os elementos essenciais do sistema petrolífero existente na bacia e deixa evidente o *timing* que propiciou a acumulação de grandes reservas.

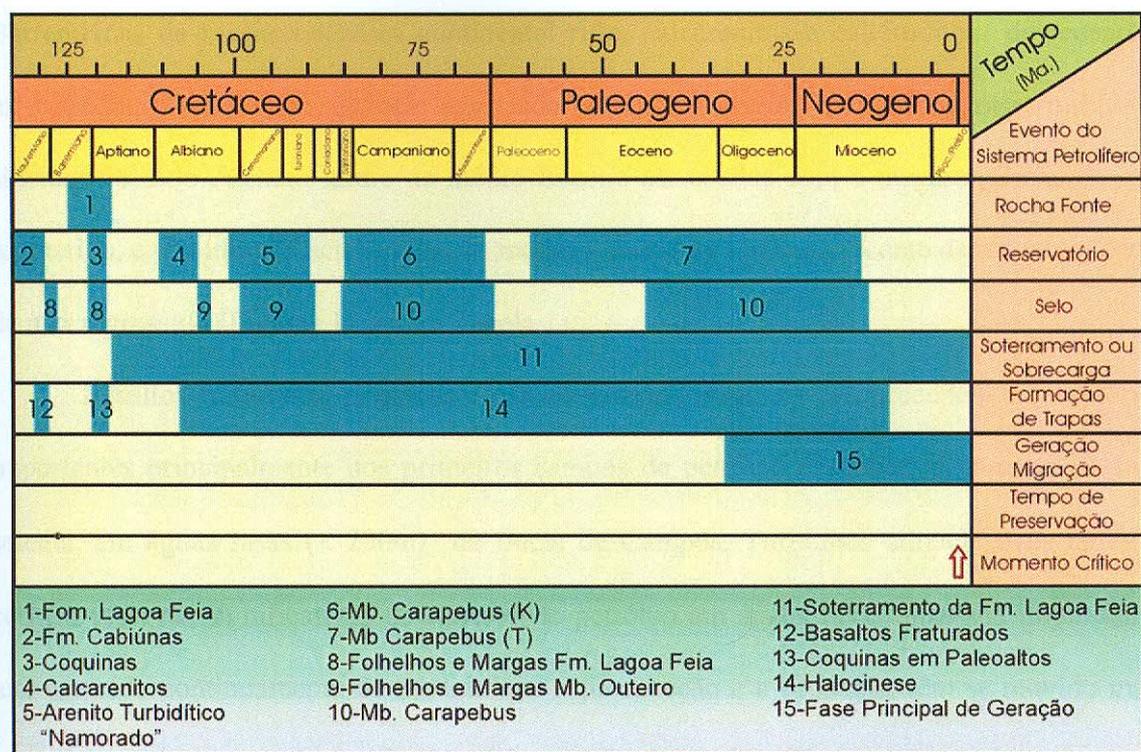


Figura 10 - Carta de eventos do Sistema Petrolífero da bacia de Campos (MELLO *et al.*, 1994, modificada por FERNANDES, 2001).

De modo geral os óleos analisados na bacia de campos são intermediários entre parafínicos e naftênicos. Óleos inalterados apresentam grau API em torno de 25°, entretanto é muito comum a ocorrência de óleos biodegradados com API de 10° devido à ação bacteriana e contribuição da entrada de águas meteóricas durante fases de regressão (SOLDAN *et al.*, 1995).

2.6 Campos e reservatórios de petróleo

A produção nos campos de petróleo da Bacia de Campos se dá a partir de uma grande variedade de reservatórios, os quais incluem basaltos Neocomianos fraturados e coquinas Barremianas da megasequência continental rifte, calcarenitos e calcirruditos do recente e médio Albiano da megasequência associada com a plataforma carbonática rasa, turbiditos siliciclásticos do Albiano tardio ao médio Eoceno associados com a megasequência de mar regressivo, e turbiditos siliciclásticos do médio Eoceno ao Mioceno recente da megasequência de mar regressivo (Figuras 11 a 13 e Tabela 1).

Basaltos fraturados, coquinas e calcarenitos/calcirruditos compreendem reservatórios importantes principalmente nos primeiros campos de petróleo descobertos, durante os anos setenta, em águas rasas (< 200m) da Bacia de Campos. Turbiditos siliciclásticos também contêm reservas significativas de campos de petróleo em águas rasas, mas sua importância tem crescido continuamente na medida que a prospecção e a produção têm se movido mais agressivamente para águas profundas e ultra-profundas (até 3.000 metros).

Os reservatórios das Bacia de Campos são responsáveis por uma produção média de petróleo de 1,2 milhão de barris de petróleo por dia no ano de 2002 (83% do total da produção brasileira no referido ano; ver Figura 12). A produção acumulada de petróleo na Bacia de Campos compreendeu 3,9 bilhões de barris por dia, e as reservas de óleo provadas em 2002 são de 8,5 bilhões bbl (89% das reservas brasileiras totais).

Turbiditos são de longe os mais importantes reservatórios de petróleo da Bacia de Campos (ver Tabela 1). Eles compreendem reservatórios em 37 campos de petróleo, incluindo os campos supergigantes de Marlim, Marlim Sul e Roncador, com reservas totais de óleo de 2,7, 2,5, 2,3 bilhões bbl, respectivamente.

Estudos detalhados sobre os turbiditos da Bacia de Campos tem sido desenvolvidos nos últimos 30 anos. Estes estudos tem mostrado que reservatórios turbidíticos compreendem diferentes tipos e podem ser muito complexos e heterôgenos; eles podem ser discriminados principalmente com base no tamanho dos grãos, na razão *net-to-gross*; na geometria externa; no processo deposicional; no arranjo/sistema deposicional.

Existem doze sistemas turbidíticos principais na Bacia de Campos, os quais são associados à duas megasequências.

- Megasequência de mar transgressivo: Albiano tardio do arenito Namorado, Cenomaniano tardio do arenito Namorado, Turoniano/Coniaciano do arenito Espadarte, Satoniano do arenito Carapeba, Campaniano-Maastrichiano do arenito Roncador, Paleoceno tardio do arenito Barracuda e Eoceno recente-médio do arenito Enchovas.
- Megasequência de mar regressivo: Eoceno tardio-médio do arenito Corvina, Oligoceno recente do arenito Caratinga, Oligoceno tardio do arenito Marlim, Oligoceno tardio/Mioceno recente do arenito Marlim e Mioceno recente do arenito Albacora.

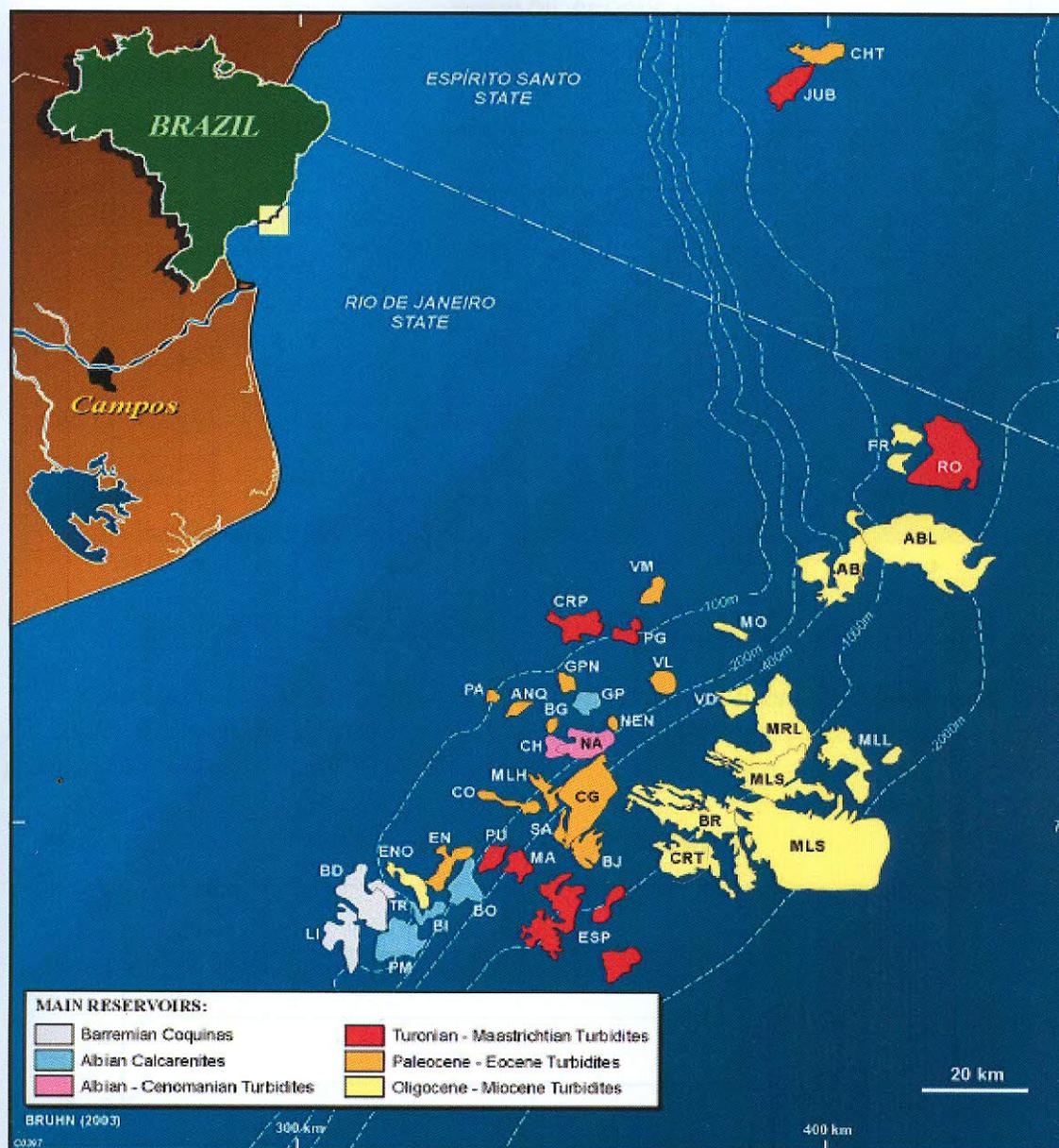


Figura 11: Mapa com a localização de 41 campos de petróleo da Bacia de Campos. A maioria dos campos de petróleo contém reservas em mais de uma tipo de reservatório; indica-se apenas o reservatório mais importante (de acordo com as reservas originais recuperáveis) para campo. Ano da descoberta e ano do primeiro óleo são indicados entre parêntesis. Campos: GP (Garoupa, 1974/1979), PG (Pargo, 1975/1988), GPN (Garoupinha, 1975/1980), BG (Bagre, 1975/1984), NA (Namorado, 1975/1979), BD (Badejo, 1975/1981), CH (Cherne, 1976/1983), EN (Enchova, 1976/1977), BI (Bicudo, 1976/1982), PM (Pampo, 1977/1980), BO (Bonito, 1977/1982), LI (Linguado, 1978/1981), CO (Corvina, 1978/1983), VL (Viola, 1979/1985), PA (Parati, 1980/1982), CG (Congro, 1980/1982), PU (Piraúna, 1981/1983), ENO (Enchova Oeste, 1981/1984), ANQ (Anequim, 1991/1985), CRP (Carapeba, 1982/1989), TR (Trilha, 1982/1984), VM (Vermelho, 1982/1989), MO (Moréia, 1983/1986), MA (Marimbá, 1984/1985), AB (Albacora, 1984/1987), MRL (Marlim, 1985/1991), MLH (Malhado, 1986/1990), ABL (Albacora Leste, 1986/1998), FR (Frade, 1986/No Oil Production), MLL (Marlim Leste, 1987/2000), VD (Voador, 1987/1992), NEN (Nordeste de Namorado, 1987/1987), MLS (Marlim Sul, 1987/1994), ESP (Espadarte, 1988/2000), BR (Barracuda, 1989/1997), BIJ (Bijupirá, 1990/1993), SA (Salema, 1990/1993), CRT (Caratinga, 1994/1997), RO (Roncador, 1996/1999), JUB (Jubarte, 2001/2002), and CHT (Cachalote, 2002/--) (BRUHN et al. 2003).

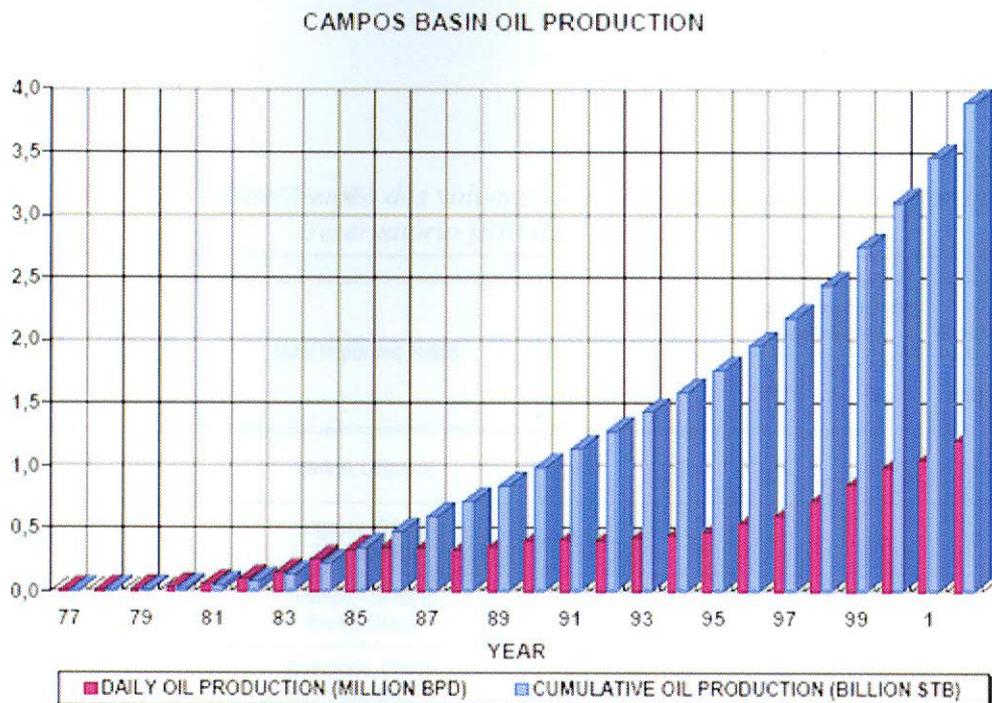


Figura 12 – Evolução da produção de petróleo para a Bacia de Campos (1977-2002). Em 2002, a produção de petróleo para a Bacia de Campos correspondeu à 83 % da produção total brasileira (BRUHN et al. 2003).

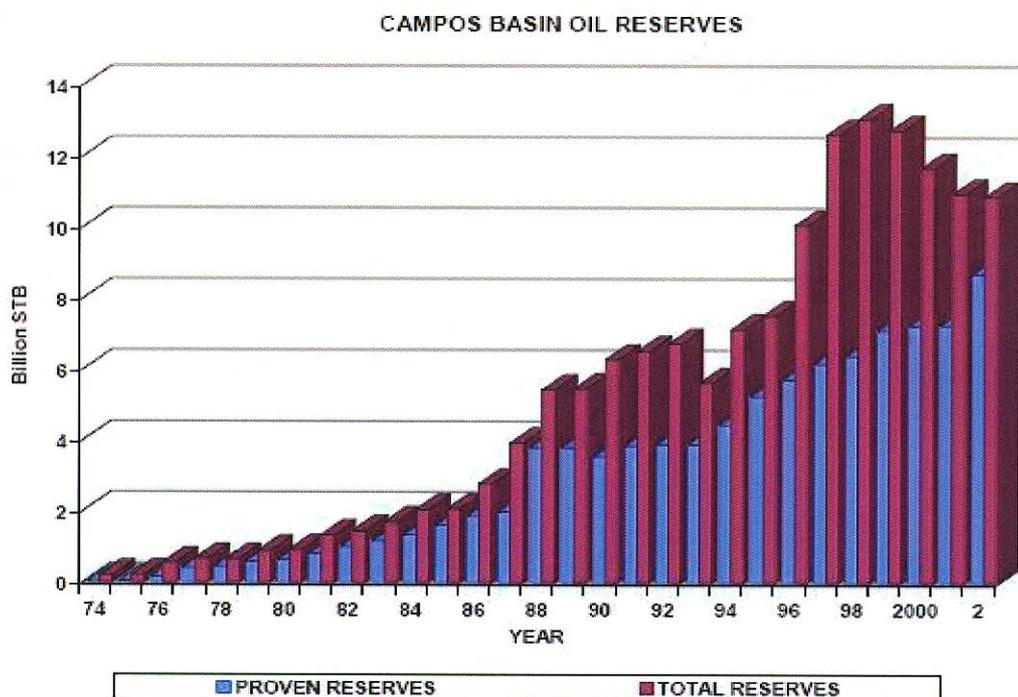


Figura 13: Evolução das reservas de petróleo da Bacia de Campos (1974-2002). Em 2002, as reservas provadas de petróleo da Bacia de Campos (8,5 bilhão bbl) alcançaram o equivalente a 89% das reservas brasileiras (BRUHN et al. 2003).

Tabela 1 – Distribuição dos volumes de óleo da Bacia de Campos por tipos de reservatório (BRUHN et al. 2003).

Major Reservoir Types	Number of Fields *	Most Important Fields	STOIIP		Original Recoverable Oil Reserves		Proven Oil Reserves (Dec/2002)	
			MSTB	%	MSTB	%	MSTB	%
Fractured Neocomian Basalts	2	Badejo, Linguado	126	0.2	18	0.1	1	0.0
Barremian Coquinas	4	Linguado, Pampo, Trilha, Badejo	736	1.5	177	1.4	20	0.2
Albian Calcarenites	7	Pampo, Garoupa, Bonito, Bicudo	5,247	10.3	639	5.2	170	2.0
Albian - Cenomanian Turbidites	5	Namorado, Cherne, Albacora	2,019	4.0	821	6.6	279	3.4
Turonian - Maastrichtian Turbidites	9	Roncador, Jubarte, Marimbá, Carapeba	13,297	26.1	3,470	28.0	2,929	34.7
Paleocene - Eocene Turbidites	26	Barracuda, Marlim Sul, Cachalote, Vermelho	6,234	12.2	1,517	12.3	813	9.6
Oligocene - Miocene Turbidites	14	Marlim, Marlim Sul, Albacora, Barracuda, Caratinga, Albacora Leste	23,242	45.7	5,731	46.4	4,238	50.1
Total Turbidites	37	Marlim, Roncador, Marlim Sul, Albacora, Barracuda, Jubarte	44,792	88.0	11,539	93.3	8,259	97.8
Total Campos Basin	41	Marlim, Roncador, Marlim Sul, Albacora, Barracuda, Jubarte	50,901	100.0	12,373	100.0	8,450	100.0

* Most of the oilfields contain reserves in more than one reservoir type. MSTB = million stock tank barrels.

2.7 Evolução Tectono-Sedimentar

A evolução geológica da bacia de Campos contextualiza-se a uma bacia típica de margem passiva, sendo um caso semelhante às demais bacias da margem continental leste brasileira que envolvem a ruptura crustal do supercontinente Gondwana, originando a Placa Africana e Sul-Americana e a formação do Oceano Atlântico Sul de idade Neojurássico-Eocretáceo (Figura 14).

Segundo MOHRIAK (2004) atualmente o modelo tectonofísico de McKENZIE (1978) é adotado como base para a evolução da margem continental brasileira, que propõe um estiramento litosférico e afinamento da crosta e litosfera durante a fase rifte, e posteriormente uma fase de subsidência termal associado ao resfriamento da anomalia térmica.

A Orogenia Brasiliana (Neoprecambriano-Eopaleozóico), corrida com a colisão dos terrenos acrescidos aos crátons do Amazonas e São Francisco no Neoproterozóico, é o evento responsável pela origem do supercontinente Gondwana (ALMEIDA, 1967; ALMEIDA *et al.*, 1976; ALMEIDA, *et al.*, 1981; CORDANI, 2000; HEILBRON *et al.*, 2000 *apud* MOHRIAK, 2004).

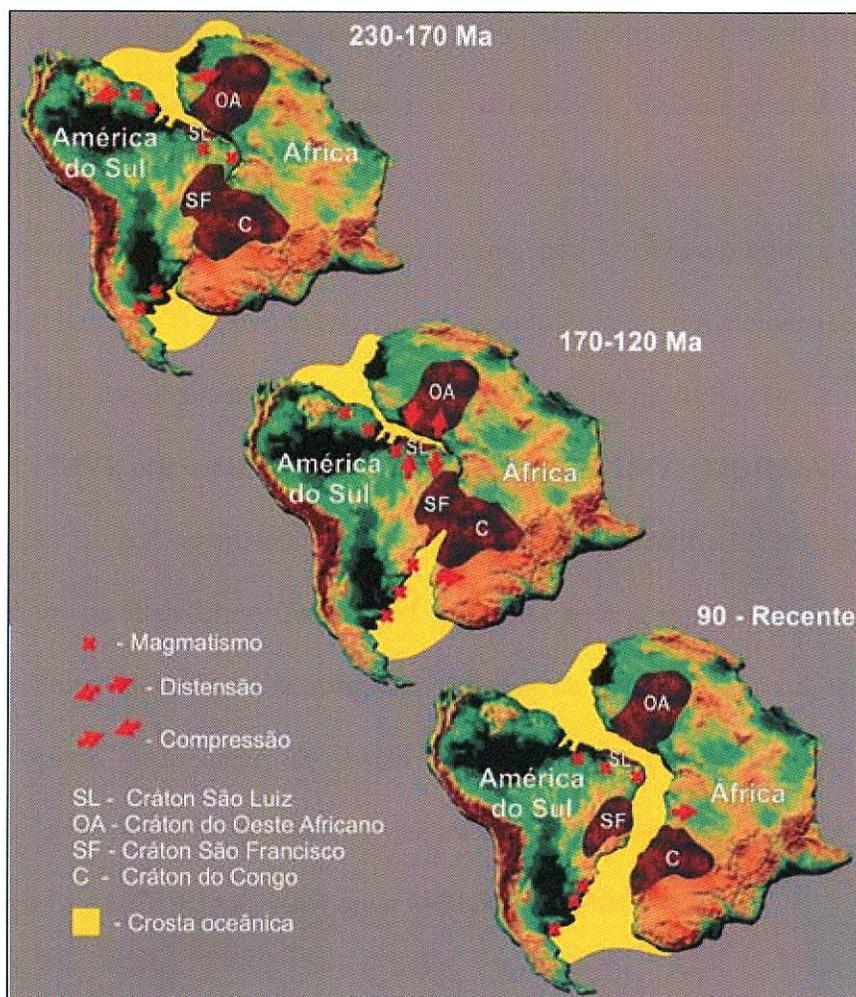


Figura 14 - Evolução do rompimento do Supercontinente Gondwana (modificado de MIZUSAKI, 1998 *apud* MIZUSAKI e THOMAZ FILHO, 2004).

A partir do Neojurássico ocorreu um sistema de riftes como conseqüências dos esforços distensionais atuantes no Gondwana, sendo que o clímax do rifteamento deu-se no Neojurássico-Eocretáceo, logo após a formação de derrames de lavas basálticas que ocorrem na bacia do Paraná e como embasamento das bacias da margem leste brasileira desde a bacia de Pelotas até Campos (GUARDADO *et al.*, 1989).

A evolução da margem divergente brasileira é marcada por cinco fases principais com diferentes padrões de tectônica e sedimentação, caracterizando a evolução tectono-sedimentar das bacias (Figura 15).

A primeira fase é a pré-rifte que é marcada pelo início dos processos extensionais na bacia admitindo um pequeno soerguimento e afinamento crustal gerando depósitos sedimentares pouco espessos que não são encontrados na bacia de Campos (Figura 15-I); a fase sin-rifte é caracterizada por um aumento do estiramento litosférico e clímax de extrusão de lava basáltica (Figura 15-II); novo evento de afinamento litosférico rotacionando blocos de riftes (Figura 15-III); espalhamento do meso-Atlântico e início da formação de uma crosta oceânica (Figura 15-IV); primeiras ingressões marinhas (Figura 15-V) (MOHRIAK, 2004).

A evolução tectono-sedimentar da bacia de Campos também é afetada por eventos tectônicos ocorridos na Plataforma Continental Brasileira após a ruptura do Gondwana. O soerguimento da Serra do Mar e da Mantiqueira atribuído ao final do Cretáceo, fez com que aumentasse o aporte sedimentar da bacia formando grandes cunhas siliciclásticas progradantes que avançaram na direção da quebra da plataforma forçando uma regressão marinha (CAINELLI e MOHRIAK, 2004 *apud* MOHRIAK, 2004).

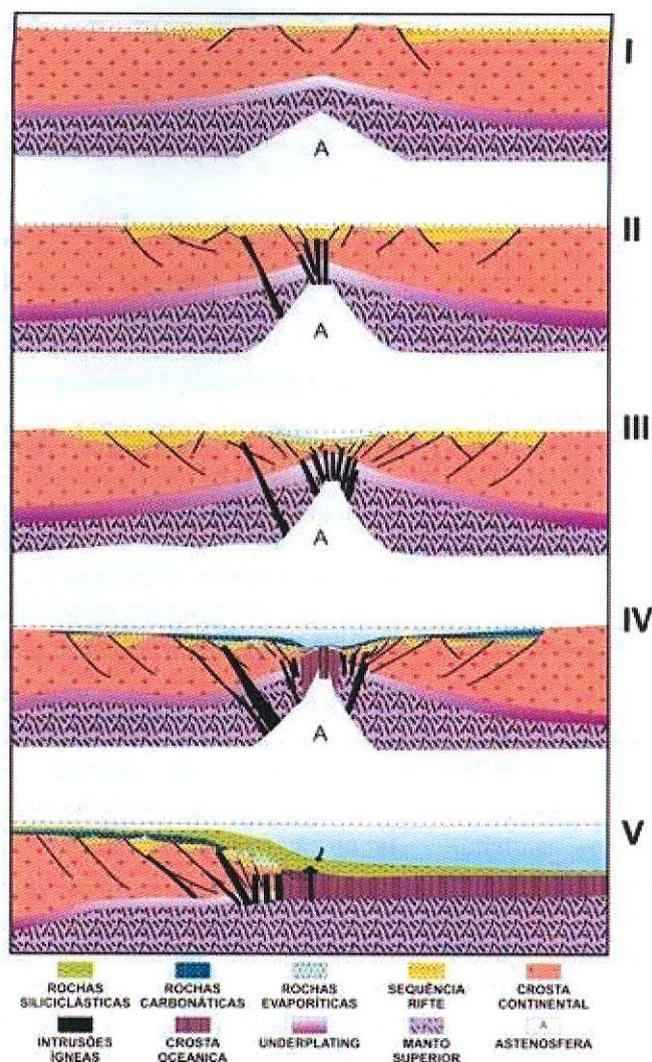


Figura 15: Modelo geodinâmico esquemático das fases de separação das placas Sulamericana e Africana (MOHRIAK, 2004).

Segundo MOHRIAK (1989) as fases evolutivas da bacia de Campos e sua resposta sísmica podem ser resumidas no quadro abaixo (Quadro 1).

Na bacia de Campos são reconhecidos três grandes unidades tectono-sedimentares: Seqüência Continental, Seqüência Transicional e Megaseqüência Marinha, sendo que esta última é segmentada em Seqüência Carbonática Nerítica Rasa, Seqüência Oceânica Hemipelágica e Seqüência Oceânica Progradante (DIAS *et al.*, 1990).

Quadro 1 – Elementos tectono-estratigráfico da bacia de Campos e resposta sísmica (MOHRIAK et al., 1989).

Estágio Evolutivo	Elementos Estruturais e Estratigráficos	Assinatura Sísmica
Drift	<p>Falhas lítricas associadas à mobilização do sal e colapso</p> <p>Intensa halocinese em água profunda</p> <p>Suaves dobras, capeamento de litologias menos compactada</p> <p><i>Rollovers</i> próximo a plataforma rasa</p> <p>Pequenos empurrões e blocos de deslizamento próximo ao talude</p> <p>Progradação deltaica e fácies de água profunda</p> <p>Seqüência regressiva: clásticos terrígenos com carbonatos intercalados</p> <p>Acúmulo de leques deltaicos</p> <p>Condensação estratigráfica, erosão submarina, <i>canyons</i></p>	<p>Refletores fracos e descontínuos na plataforma</p> <p>Refletores fortes e contínuo no talude</p> <p>Offlapping paralelo, sub-horizontal, seixos com estrutura caótica</p> <p>Velocidade sísmica variável, muito alta a muito baixa</p>
Carbonatos Marinhos	<p>Falhas lítricas de crescimento e anticlinais <i>rollover</i></p> <p>Sinclinais criados pela dissolução do sal</p> <p>Rejeito inverso devido ao incremento de mergulhos em profundidade</p> <p>Rápido crescimento da plataforma carbonática rasa</p> <p>Canalização de corpos areníticos em baixos localizados</p> <p>Dolomitização na região sudeste</p> <p>Entrada de clásticos na seqüência albiana</p>	<p>Refletores fortes na base e topo da plataforma carbonática rasa</p> <p>Refletores rotacionados, degrau de deslizamento para o depocentro da bacia</p> <p>Montes complexos e estruturas caóticas</p> <p>Alta velocidade sísmica</p>
Evaporitos Transicional	<p>Peneplanização topográfica</p> <p>Influxo da água marinha</p> <p>Ampla acumulação de evaporitos</p> <p>Entrada de clásticos em direção à borda oeste da bacia</p>	<p>Fortes reflexões na base e topo</p> <p>Padrão interno caótico</p>
Rifte	<p>Faturamento extensional com mergulhos sintéticos e antitéticos</p> <p>Deposição sintectônica de cunha clástica</p> <p>Descontinuidade angular em blocos rotacionados</p> <p>Suaves mergulhos no centro da bacia</p> <p>Clástico flúvio-lacustre</p> <p>Contração e expansão do lago</p> <p>Alta produção de matéria orgânica</p>	<p>Refletores fortes e contínuos associados com depósitos de coquinas</p> <p>Refletores mergulhantes em blocos rotacionados</p> <p>Camadas truncadas</p> <p>Deformação normal e reversa</p> <p>Alta velocidade sísmica</p>

Seqüência Continental (fase rifte)

Esta seqüência engloba basaltos da Formação Cabiúnas e parte dos sedimentos continentais da Formação Lagoa Feia. Ocorre em um sistema de riftes onde se desenvolvem *horsts*, semi-grábens e grábens alongados na direção SW-NE, limitados por falhas sintéticas e antitéticas com paralelismo as principais estruturas do embasamento Neoproterozóico. Baseado em seções sísmicas esta seqüência tem aproximadamente 4000m de espessura (GUARDADO *et al.*, 1989).

O mais expressivo *horst* desta fase é o Alto de Badejo e os principais baixo são os de Corvina-Parati e São João da Barra já citados anteriormente (Figura 6).

O início desta fase é marcado por atividade vulcânica de basaltos que constituem o embasamento econômico da bacia (Formação Cabiúna). Nesta fase são encontrados hialoclastos, tufos e ignibritos (BERTANI e CAROZZI, 1985). Segundo MIZUSAKI (1986) *apud* DIAS *et al.* (1990) o início do rifteamento é dominado por seqüência vulcânosedimentar sendo reconhecidos eventos vulcânicos do tipo sub-aquoso lacustre e sub-aéreo do tipo explosivo episodicamente. Quando fraturados, os basaltos constituem importantes reservatórios como os dos campos de Badejo e Linguado (GUARDADO *et al.*, 1989).

Posteriormente depositaram-se sedimentos siliciclásticos e carbonatos da Formação Lagoa Feia que foram controlados por lagos tectônicos alongados. A sedimentação ocorreu em ambiente lacustre salino e deltáico. O conteúdo fossilífero presente é caracterizado por ostracodes e palinomorfos que permitiram a datação além de pelecípodes formando coquinas. Estes depósitos têm grande importância para prospectividade da bacia, pois ocorrem importantes pacotes de folhelhos carbonáticos geradores de hidrocarbonetos e depósitos de coquinas com alta porosidade, características de bons reservatórios.

Seqüência Carbonática Nerítica Rasa, Seqüência Oceânica Hemipelágica e Seqüência Oceânica Progradante.

Do ponto de vista da sismoestratigrafia as duas primeiras seqüências se caracterizam por deposição retrogradantes, apresentando geometria de *onlap* contra o continente. A Seqüência Oceânica Progradante, regressiva, apresenta clinofomas com *off-laps* para leste (DIAS *et al.*, 1990).

Seqüência Carbonática Nerítica Rasa

Esta seqüência corresponde aos depósitos da Formação Macaé Inferior de idade Eo-mesoalbiana os quais são formados por sedimentos terrígenos principalmente leques deltaicos nas regiões costeiras e calcários na porção plataformal. A deposição carbonática desenvolve-se sob clima quente e seco em ambiente nerítico raso, fundo oxigenado e águas hipersalinas, sugerido pelo escasso conteúdo fossilífero de baixa diversidade (DIAS-BRITO *et al.*, 1986).

No Albiano uma gradual abertura do Golfo Atlântico possibilitou uma maior circulação das águas marinhas devido ao rompimento das barreiras restritivas, aumento da crosta oceânica e subsidência da margem continental (ASMUS e PORTO, 1980).

Nesta seqüência tem-se os primeiros registros de tectônica diastrófica relacionada à halocinese em decorrência da sobrecarga de sedimentos desta seqüência e basculamentos da bacia, resultando na formação de estruturas de calha deposicional.

Os sedimentos carbonáticos que compõem a plataforma rasa são predominantemente oncolitos, oolitos, pelóides e bioclastos. A textura é bastante variável refletindo diferentes processos deposicionais. Oolitos caracterizam ambientes de águas agitadas, enquanto que calcários mais finos foram depositados em depressões pouco profundas. Observa-se uma gradação de calcissiltito para calcilutitos com o aparecimento de margas e folhelos nas

porções mais distais. A ausência de recifes e de fácies de talude fortalecem a interpretação de um modelo baseado em rampa carbonática típica (DIAS *et al.*, 1990).

Seqüência Oceânica Hemipelágica.

Esta seqüência engloba a porção superior da Formação Macaé e a basal do Grupo Campos, ocorrendo do Neoalbiano ao Eopaleoceno (DIAS *et al.*, 1990).

No Neoalbiano ocorre uma nova fase de tectônica halocinética resultante da sobrecarga, com a formação de estruturas de *rollovers*, cujos baixos adjacentes depositaram-se corpos de arenitos turbidíticos. Durante o Cenomaniano/Turoniano formaram-se expressivos depósitos arenosos associados a margas e folhelhos caracterizando o topo da Formação Macaé denominado informalmente de “Seção Bota”.

A “Seção Bota” é constituída por calcilutitos cimentados sobrepostos por margas que são intercaladas por depósitos turbidíticos. Ocorre também uma fácies intermediária de ritimitos composta por margas e calcilutitos. Isto caracteriza uma deposição em resposta a elevação relativa do nível do mar que afogou os carbonatos de água rasa da Formação Macaé Inferior (DIAS *et al.*, 1990).

Esta seqüência tem importância na geração dos primeiros depósitos turbidíticos da bacia. São reconhecidos dois tipos: um na forma de lençóis de areia e outro na forma confinante em calhas deposicionais. Ambos os sistemas são constituídos por arenitos médios, maciços, em camadas amalgamadas com espessuras de 150m. O Campo de Albacora possui reservatórios típicos do primeiro caso e no Campo de Namorado predominam turbiditos confinados (DIAS *et al.*, 1990).

Os sedimentos da base do Grupo Campos marcam em definitivo a fase oceânica (*drift*) da bacia com o estabelecimento de um ambiente marinho profundo a batial. Os sedimentos

são compostos principalmente por folhelhos e margas. Nesta fase a movimentação halocinética diminuiu de intensidade, porém, continuando a produzir calhas deposicionais confinantes. Estes movimentos refletem o progressivo basculamento da margem continental para leste, em regime de subsidência térmica. Nesta etapa também depositaram-se corpos arenosos turbidíticos nas calhas gerando reservatórios como os dos campos de Carapeba, Pargo e Marimbá. Associado a esses depósitos formaram-se também trapas estritamente estruturais em decorrência dos falhamentos (DIAS *et al.*, 1990).

Seqüência Oceânica Progradante (*pós Paleoceno*)

O desenvolvimento desta seqüência é influenciado pela variação no nível do mar, pelo soerguimento da Serra do Mar e movimentos halocinéticos. A seção terciária caracteriza-se por seqüências progradantes com feições de *offlap* sobre discordância do Cretáceo Superior (DIAS *et al.*, 1990).

Este padrão fortemente progradante estaria relacionado ao rejuvenescimento da Serra do Mar que associado a mudanças climáticas teriam servido de área fonte, com suprimento de sedimentos suficiente para suplantar a taxa de basculamento/subsidência da bacia (DIAS *et al.*, 1990), isto é, o espaço de sedimentação deposicional.

Os turbiditos que ocorrem nesta fase são divididos por MUTTI *et al.* (1979) *apud* DIAS *et al.* (1990) em dois sub-sistemas. O primeiro, basal, é representado por espessos pacotes de arenitos preenchendo calhas pré e sin-deposicionais. O outro sub-sistema é representado por corpos tabulares mais delgados e mais extensos em área que o primeiro (GUARDADO e ARSO, 1983 *apud* DIAS *et al.* 1990).

No que diz respeito a fisiografia/suprimento, as plataformas rasas tinham função de armazenar e suprir sedimentos (Formação Emborê) para a formação de turbiditos terciários durante regressões marinhas.

No Oligoceno ocorreu uma zona condensada correspondente a uma superfície de inundação máxima formada por uma vaza de calcilutitos conhecida como Marco Azul. Essas zonas são marcos sismoestratigráficos que apresentam grande cobertura na bacia (DIAS *et al.*, 1990).

Opostamente às superfícies de inundação máxima, ocorream rebaixamentos do nível do mar que formam superfícies denudadas gerando incisões subaéreas como *canyons* e escavações locais que serviram de condutos para a chegada de areias até a planície abissal e talude inferior. Com a subida do nível do mar essas depressões foram preenchidas (DIAS *et al.*, 1990).

3 O MÉTODO GRAVIMÉTRICO

3.1 Introdução

A atração mútua entre os corpos é um fenômeno universal. Um corpo caindo sobre a superfície terrestre o fará com velocidade crescente e a razão de acréscimo da velocidade é conhecida como aceleração gravitacional, g . Se a Terra fosse uma esfera perfeita e possuísse uma estrutura concêntrica interna uniforme, a força de atração exercida sobre um corpo caindo sobre sua superfície seria sempre a mesma. A Terra, contudo, não é uniforme, nem esférica, e possui rotação. Estes fatores promovem variações da gravidade na superfície terrestre, as quais são relativamente pequenas – medi-las requer instrumentos com alta sensibilidade e precisão, comumente denominados como gravímetros.

A análise das medidas da variação da gravidade na superfície terrestre constitui-se em importante ferramenta de estudo da Terra. Tais variações refletem o contraste na densidade das rochas em subsuperfície, o que permite retirar daí informações sobre estruturas em profundidade. Estas informações estão sujeitas a um certo grau de ambigüidade, que é inerente à própria interpretação do dado gravimétrico. Esta ambigüidade pode contudo ser minimizada utilizando-se outros métodos geofísicos ou através de informações geológicas disponíveis.

3.2 Teoria

3.2.1 Força, aceleração e potencial gravitacional

A teoria que sustenta a prospecção gravimétrica é baseada nas leis de Newton, as quais expressam a relação entre a força de atração mútua entre duas partículas, suas massas e separação. Quando aplicadas à referências inerciais¹, estas leis tem sua descrição simplificada e estabelecem que duas partículas de massas m_1 e m_2 , respectivamente, cada qual com dimensões muito pequenas comparadas com a separação r entre seus centros de massa, serão atraídas uma contra a outra com uma força F

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

onde G , conhecida como constante da gravitação universal, depende do sistema de unidades empregado. No sistema CGS (centímetro-grama-segundo), o valor de G é $6.67 \times 10^{-8} \text{ dinas.cm}^2/\text{s}^2$. Esta é a força em *dinas* que será exercida entre duas massas de 1g cada com centros separados por 1cm.

Ainda que as leis da atração gravitacional tenham sido deduzidas por Newton para observações astronômicas, a constante da gravitação universal G não pode ser deduzida astronomicamente, mas deve ser medida em laboratório, com a primeira medida tendo sido realizada por Cavendish em 1797.

De modo a exemplificar a diferença entre a força de atração entre dois corpos e seus pesos, consideremos a atração entre duas bolas de bilhar tocando uma na outra de tal modo que seus centros estejam separados por 7,5cm. Assumindo que cada bola tem uma massa de 225g, a força de atração F em dynas entre ambas será dada por

¹ Referencial inercial é o referencial em que se aplica a Lei da Inércia, ou seja, é um referencial em que um corpo em repouso permanece em repouso indefinidamente e/ou um corpo se movendo com velocidade constante v permanece com a mesma velocidade indefinidamente.

$$F = 6,67 \times 10^{-8} \frac{(225)^2}{(7,5)^2} = 6 \times 10^{-5} \text{ dinas}$$

Esta força é menos que 3×10^{-10} vezes o peso de uma das bolas de bilhar.

A aceleração² sofrida por uma massa m_2 devido a uma massa m_1 posicionada a uma distância r pode ser obtida simplesmente dividindo a força de atração F pela massa m_2 (desde que a força é dada pelo produto massa vezes aceleração), de tal modo que

$$a = F / m_2 = \frac{G \cdot m_1}{r^2}$$

A aceleração², considerando a força atuando sobre uma massa unitária, é a quantidade convencionalmente utilizada para medir o campo gravitacional atuando em um dado ponto do espaço. Todas as massas localizadas em uma dada posição do espaço estão sujeitas a mesma aceleração gravitacional. No sistema CGS, a dimensão da aceleração é dada em cm/s^2 . Entre os geofísicos, esta unidade é referida como o Gal (em honra de Galileu Galilei, o qual conduziu as primitivas pesquisas a respeito da gravidade terrestre). A aceleração gravitacional média na superfície da Terra é de 980 cm/s^2 ou 980 Gals. Na prospecção gravimétrica, contudo, mais comumente se mede diferenças de 10 milionésimos ou menos que o campo terrestre. Por conveniência ao trabalho com dados gravimétricos obtidos para estudos geofísicos/geológicos, o miligal tem se tornado a unidade comumente utilizada para expressar acelerações gravitacionais.

Uma vez que a intensidade do campo gravitacional depende apenas da posição, a análise deste campo pode ser freqüentemente simplificada pelo uso do conceito de potencial. O potencial em um dado ponto no campo gravitacional é definido como o trabalho necessário para que a gravidade mova uma massa unitária de um ponto de referência arbitrário (usualmente a um distância infinita) para o ponto em questão.

De modo a exemplificar a utilização do potencial gravitacional, consideremos o caso em que duas massas, uma com massa unitária e a outra com massa de magnitude m_1 estão inicialmente separadas por uma distância infinita. A massa unitária é movida então para um ponto O a uma distância R de m_1 , a qual permanece em uma posição P. Consideremos r , uma variável que descreve a separação das duas massas em um algum ponto ao longo do caminho percorrido pela massa unitária desde o infinito até sua posição final O. A força por unidade de massa, ou aceleração, a uma distância r de P é igual a $\frac{G \cdot m_1}{r^2}$, e o trabalho necessário para mover a massa unitária uma distância ds tendo uma componente dr na direção de P é

$$\frac{G \cdot m_1 \cdot dr}{r^2}$$

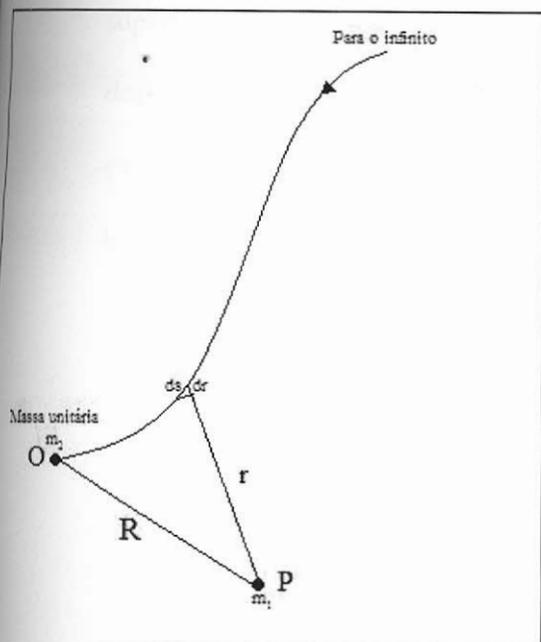


Figura 16: Potencial gravitacional é o trabalho realizado pela força atrativa de m_1 sobre m_2 quando ela se move do infinito para o ponto O.

O trabalho W realizado no movimento da massa unitária do infinito ao ponto O pelo campo gravitacional gerado por m_1 é

$$W = G \cdot m_1 \cdot \int_{\infty}^R \frac{dr}{r^2} = \frac{G \cdot m_1}{R} \quad [\text{e.3.1}]$$

² Em geofísica, o termo *atração* é também utilizado.

onde é facilmente mostrado que este mesmo resultado será obtido independente do caminho percorrido pela massa unitária ao deslocar-se de uma posição inicial infinita de m_1 até sua posição final em O. A quantidade

$$\frac{G \cdot m_1}{r}$$

é o potencial gravitacional U e depende unicamente da distância R , a distância à fonte-pontual m_1 . Derivando ambos os lados da equação [e.3.1] encontramos que o módulo da aceleração gravitacional é o módulo da derivada do potencial gravitacional com relação a r . Qualquer componente da força pode ser obtida diferenciando-se o potencial gravitacional com respeito à distância ao longo da direção na qual desejamos conhecer sua intensidade.

Qualquer superfície ao longo da qual o potencial é constante é denominada como uma superfície equipotencial. Nenhum trabalho é realizado “a favor” ou “contra” à gravidade ao deslocar um corpo de um ponto sobre a superfície equipotencial a outro. O nível do mar, por exemplo, é considerado uma superfície equipotencial, ainda que a força da gravidade varie ao longo da superfície do mar por mais que 0,5% entre o equador e os pólos.

3.2.1.1 Derivadas do potencial gravitacional

Quantidades úteis na análise gravimétrica podem ser obtidas pela diferenciação do potencial gravitacional U de várias formas. A quantidade medida pelos gravímetros é a aceleração da gravidade g , igual a derivada vertical primeira do potencial ou $g = -\partial U / \partial z$.

Outra derivada do potencial bastante útil é a segunda derivada vertical de g , a qual é dada por

$$\partial^2 g / \partial z^2 = -\partial^3 U / \partial z^3 ,$$

sendo empregada frequentemente na interpretação gravimétrica para isolar anomalias.

Derivadas segundas são uma medida da curvatura, e grandes curvaturas são associadas com anomalias rasas, uma vez que tendem a magnificar feições próximas à superfície já que os efeitos da gravidade variam inversamente com a distância ao quadrado enquanto a primeira e a segunda derivada variam inversamente com o cubo da distância e a distância elevada na quarta potência, respectivamente (para corpos tridimensionais).

Se tomamos derivadas ao longo dos eixos x e y , horizontais, podemos obter as componentes do gradiente horizontal da gravidade U_{xx} e U_{yy} :

$$U_{xx} = -\frac{\partial g}{\partial x} \quad \text{e} \quad U_{yy} = -\frac{\partial g}{\partial y}$$

Gradientes horizontais podem ser determinados a partir de perfil gravimétricos ou mapas de contorno, tomando a taxa de mudança de g com o deslocamento horizontal. Os gradientes horizontais são úteis na definição da delimitação e profundidades dos corpos. (STANLEY, 1977).

3.2.2 Leis de newton aplicadas a corpos extensos

A teoria considerada previamente é aplicável ao caso de uma fonte atrativa que possui dimensões infinitesimais, quando comparadas com as distâncias na qual a atração é medida. Quando a dimensão da fonte é extensa (não pontual), faz-se necessário generalizar a teoria.

O procedimento adequado envolve dividir a massa (fonte) em muitos pequenos elementos, cada qual com dimensões infinitesimais, e então adicionar o efeito de cada um destes elementos. Uma vez que tanto a força como a aceleração são grandezas vetoriais (tem magnitude, direção e sentido), é necessário obter a força para cada elemento de massa em suas três componentes espaciais (mais geralmente sua componente vertical e suas componentes norte-sul e leste-oeste no plano horizontal) antes da atração gravitacional do corpo em algum ponto ser determinada.

Em exploração gravimétrica, contudo, unicamente a componente vertical da força é medida, devido ao interesse estar concentrado unicamente na determinação da atração na superfície terrestre por um corpo “soterrado” (DOBRIN, 1976). A componente vertical, a_z , para uma fonte extensa, é dada por

$$a_z = \int_V \frac{\rho \cdot z}{r^3} dV \quad [e.3.2]$$

onde V é o volume do corpo, e ρ sua densidade. Equação [e.3.2] pode ser utilizada para derivar as componentes da aceleração causada por vários corpos, sendo muito útil para tratar com acelerações associadas com geometrias simples para as quais a integração é facilmente realizada.

3.3 O campo gravitacional terrestre e sua relação com a exploração gravimétrica

Todas as medidas gravimétricas realizadas em trabalhos de exploração mostram unicamente diferenças na gravidade entre um lugar e outro, com a atração da Terra em si mesma sendo significativa somente quando a extensão é tal que varia lateralmente sobre a superfície terrestre. Tal variação deve ser levada em conta na quantificação de efeitos gravitacionais de corpos *enterrados* que possuem significado geológico e/ou exploratório.

Se a Terra fosse feita de camadas esféricas homogêneas e não girasse, a atração na superfície da Terra seria a mesma em todos lugares e não afetaria a leitura dos medidores de gravidade, os quais medem apenas diferenças em aceleração entre um local e outro. De fato, a Terra gira (de modo que forças centrífugas são superimpostas às atrações gravitacionais), é um esferóide (sendo achatada nos pólos), e tem irregularidades laterais na densidade as quais estendem-se a profundidades tão grandes quanto a base da crosta terrestre. O valor observado da gravidade depende da latitude, elevação, topografia e movimentos de maré, além de mudanças laterais na distribuição de densidade, já mencionada.

3.3.1 Variações globais da gravidade – esferóide de referência

Para predizer precisamente o campo gravitacional da Terra em algum ponto, devemos conhecer sua forma e distribuição de densidade com grande precisão. Por conta da rotação, a Terra tem uma forma que pode ser descrita aproximadamente como um esferóide oblato (superfície gerada pela revolução de uma elipse em torno de seu eixo menor) com uma excentricidade de $1/297$. A aceleração gravitacional terrestre tem um valor máximo nos pólos e mínimo no equador.

Um bom ajuste *global* à relação observada entre gravidade e latitude, baseada em medidas realizadas em todas as partes da Terra, é obtido com o uso da *Fórmula Internacional* (DOBRIN 1976), largamente aceita como o padrão para predições teóricas da gravidade (em um modelo que descreve a terra como um esferóide homogêneo lateralmente).

Esta fórmula, a qual dá a gravidade como função do ângulo de latitude φ , é

$$g = 978,049 (1 + 0,0052884 \text{ sen}^2 \varphi - 0,00000059 \text{ sen}^2 2\varphi) \quad [\text{e.3.3}]$$

onde o número fora do parêntesis é o valor da gravidade (em cm/s^2 ou Gals) no equador. Variações associadas com a longitude são tão pequenas que não se faz necessário incluí-las neste fórmula.

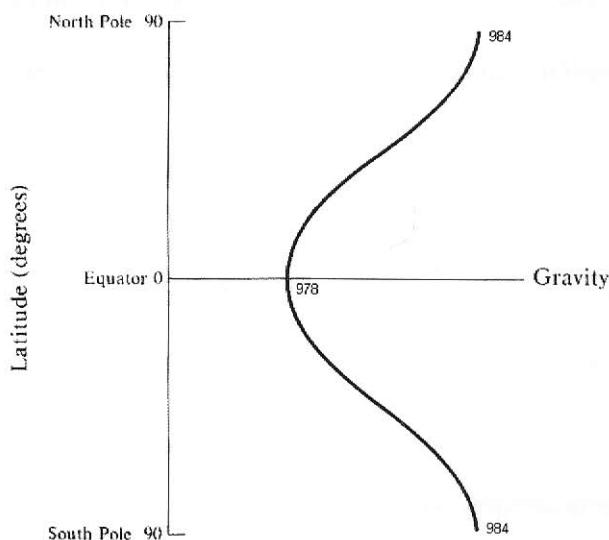


Figura 17: Variação da gravidade com a latitude segundo modelo simplificado para a Terra (TSUBOI, 1983).

O valor da gravidade obtida com a expressão [e.3.3] é a que seria observada no nível do mar de *uma* Terra que tem como modelo uma forma esferoidal *alisada* sendo o melhor ajuste à sua forma real, adotando-se ainda que a Terra tem densidade uniforme em todas as regiões localizadas a uma mesma profundidade abaixo da superfície — a densidade pode variar com a profundidade neste modelo, mas não varia lateralmente.

A diferença observada na gravidade entre o equador e os pólos é de 5.3 Gals, ou 5300 mGal. Os resultados teóricos baseados unicamente nas características de rotação da Terra e na diferença na distância ao centro da terra para estas duas posições, segundo o modelo simplificado (expressão [e.3.3]), predizem um *contraste* duas vezes maior que o realmente observado entre pólo e o equador. Como já mostrado por HAMMER (1943), esta discrepância pode ser resolvida considerando o efeito de atração pelo material que existe entre a esfera que tem raio polar e a forma verdadeira da superfície da Terra a qual tem seu máximo raio no equador.

A fórmula internacional é baseada em um modelo que tem como premissa que a superfície correspondente ao nível do mar é bastante “lisa”/regular. A superfície da Terra real, por outro lado, tem saliências e cavidades da ordem de centenas de quilômetros em diâmetro e até quilômetros em elevações.

3.3.2 Anomalia gravimétrica

A prospecção gravimétrica envolve o estudo do campo gravitacional terrestre, o qual é de grande interesse dos geodestas interessados em determinar a forma da Terra. Por conta da Terra não ser uma esfera perfeita, a aceleração gravitacional não é constante sobre a superfície terrestre.

A magnitude da gravidade depende de cinco fatores: latitude, elevação, topografia do terreno circundante, marés e variações de densidade em subsuperfície. Exploração gravimétrica diz respeito a anomalias devidas ao último fator. Estas anomalias são geralmente muito menores que as devidas a mudanças de latitude e/ou elevação, ainda que maiores que as devidas a marés e (usualmente) efeitos de topografia. Como mencionado anteriormente, a

mudança na gravidade de regiões equatoriais às polares é em torno de 5 Gal, ou 0,5% do valor médio de g ($\bar{g} \sim 980$ Gals), e o efeito da elevação pode ser tão grande quanto 0,1 Gal, ou 0,01% de \bar{g} . Uma anomalia gravimétrica considerada grande em prospecção de petróleo, por outro lado, seria de 10 mGal, ou 0,001% de \bar{g} , enquanto que em prospecção mineral uma grande anomalia seria ~ 1 mGal. Logo, variações em g que são significativas em prospecção gravimétrica são pequenas em comparação com a magnitude de g e também em comparação com efeitos de latitude e de elevação. Estes efeitos que não são de interesse à prospecção, contudo, devem ser removidos (como descrito mais adiante).

A forma da Terra, determinada por medidas geodésicas e rastreamento por satélite, é aproximadamente esferoidal, “encorpendo-se” no equador e “afinando” nos pólos. O “afinamento polar” é igual a

$$\frac{(R_{eq} - R_p)}{R_{eq}} = \frac{1}{298,25}$$

onde R_{eq} e R_p são o raio equatorial e polar da Terra, respectivamente.

As elevações continentais médias são ao redor de 500m, e máximas elevações de terra e depressões oceânicas são da ordem de 9000m, referenciadas ao nível do mar. O nível do mar é influenciado por estas variações e por outras variações laterais de densidade. Define-se nível médio dos mares (a equipotencial para a gravidade da Terra mais efeitos centrífugos), chamado de *geóide*, como a média do nível do mar sobre os oceanos e sobre a superfície do mar que se estende em canais se estes não são cortados por massas de terra.

A *figura da Terra* simplificada resulta do incremento da densidade com a profundidade, mas não à variações laterais de densidade, as quais são o objetivo da exploração gravimétrica. Por conta das variações laterais de densidade, o geóide e o esferóide de referência não coincidem. Anomalias locais de massa deformam o geóide como pode ser visualizado na figura 18. Poder-se-ia esperar que o geóide se entortasse para cima sob os

continentes por causa da atração do material acima, e para baixo sobre as bacias por causa da baixa densidade da água. Entretanto, desvios sobre o esferóide não se correlacionam com os continentes nem com as placas litosféricas, sugerindo que diferenças de densidade existem abaixo da litosfera. Os desvios entre as duas superfícies (KAHN, 1983) são tão grandes quanto 100m.

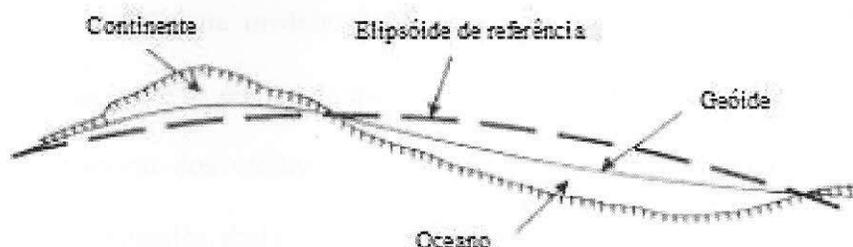


Figura 18: Geóide de referência (TELFORD et al., 1990)

Em geral, conceitua-se então como anomalia gravimétrica a diferença entre a gravidade medida no geóide e o elipsóide de referência, sendo produzida pelas distribuições de massa que causam o desvio da superfície geoidal em relação ao elipsóide. As anomalias gravimétricas de interesse nos levantamentos geofísicos são as denominadas anomalias Bouguer (descrita mais adiante).

3.4 Levantamentos gravimétricos

3.4.1 Instrumentos de medida

O objetivo prático na medição de g é mapear a componente vertical do campo gravitacional, a qual é dependente da distribuição da densidade nas rochas que compõem a crosta. O interesse não está na medida dos valores absolutos da densidade, mas sim no contraste de densidade entre os pontos de medição. A leitura gravimétrica (gravimetria bruta) corresponde ao somatório dos efeitos de todos os corpos, representados por massas de densidades diferentes, situados abaixo e nas cercanias do *ponto de leitura* (amostragem). As medidas de gravidade podem ser efetuadas com base em em três princípios: oscilação de pêndulos, queda livre de um corpo e balança de mola. Medidas relativas podem ser obtidas com os princípios da balança de mola e da oscilação de pêndulos. Medidas absolutas, por outro lado, podem ser realizadas empregando-se os princípios da oscilação de pêndulos e da queda livre de corpos.

Os instrumentos construídos para medir gravidade devem detectar variações da ordem de 0,1 mGal (prospecção de corpos de minério). Tal sensibilidade geralmente não é atingida com medidas absolutas. Somente com medidas relativas (variação da gravidade entre dois pontos) obtém-se tal sensibilidade.

Os gravímetros são os instrumentos mais comumente empregados nos levantamentos gravimétricos. Sua precisão nominal atinge 0,01 mGal, permitindo portanto detectar variações muito pequenas no valor da gravidade. Os gravímetros são sensíveis a influências externas tais como vibrações provocadas por ondas sísmicas e, em alguns casos, a campos magnéticos, sendo protegidos em suas construções dos efeitos de temperatura.

Os efeitos da temperatura e de deformações mecânicas internas são eliminados através de compensadores acoplados ao sistema elástico. As ondas sísmicas, por outro lado, produzem vibrações semelhantes às vibrações observadas nos detectores sísmicos (o gravímetro tem o comportamento de um detector sísmico vertical de longo comprimento de onda ou baixa frequência). Enquanto as ondas sísmicas estiverem interferindo com o gravímetro é inviável medir-se o valor da gravidade.

A aceleração da gravidade pode então ser medida usando 2 tipos de gravímetros:

- os gravímetros de medida absoluta, os quais podem determinar diretamente a aceleração da gravidade g mediante medidas de comprimento e/ou tempo.
- gravímetros de medida relativa, onde a aceleração da gravidade g depende de constantes de elasticidade (de molas, por exemplo), as quais não são prontamente determinadas. Instrumentos de medida relativa podem revelar apenas a diferença relativa de g entre dois pontos ou entre dois tempos.

Descrições dos gravímetros mais utilizados na prospecção gravimétrica podem ser encontradas em LUIZ & SILVA (1995), TELFORD et al. (1990), DOBRIN (1976) e NABIGHIAN et al. (2005).

REDE DE PADRÕES GRAVIMÉTRICOS – IGSN71

Todos os instrumentos de medida gravimétricos fornecem leituras que podem ser convertidas em valores relativos da gravidade. Em um levantamento exploratório cobrindo uma área isolada de tamanho limitado é unicamente necessário assinalar um valor arbitrário para a gravidade em alguma estação gravimétrica previamente escolhida e referenciar todas as leituras das outras estações a esta, de modo a *calibrar* as medidas realizadas.

A coleta de dados gravimétricos consiste em realizar uma medida na estação-base no início de um dia de medição, passar a outras estações e tornar a reocupar a estação-base depois de duas ou três horas de aquisição, de modo a ter controle sobre a variação instrumental. Quando as estações a serem medidas estiverem muito distantes da estação-base, faz-se necessário uma definir uma nova estação-base, a qual deve estar referenciada à estação-base inicial.

Em levantamentos regionais é comum referenciar todos os valores que são preditos à latitude da estação pela fórmula internacional e mapear as diferenças (depois das correções apropriadas terem sido aplicadas) como anomalias (DOBRIN, 1976). De modo a amarrar todas as medidas obtidas em levantamentos realizados em áreas adjacentes, faz-se uso de estações gravimétricas referenciadas geodesicamente, as quais fazem uso de amarrações à estações onde a gravidade absoluta tenha sido determinada direta ou indiretamente.

A *International Gravity Standardization Net 1971* (IGSN71; MORELLI et al., 1971) vem a ser a rede internacional de estações gravimétricas utilizadas como *padrões* gravimétricos absolutos. As redes gravimétricas fundamentais nacionais e derivadas são usualmente estabelecidas via levantamentos relativos à IGSN-71. No Brasil, a Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira (RGFB), coordenada pelo Observatório Nacional (ON), tem atualmente cerca de 600 estações implantadas, e constitui-se em padrão nacional de gravidade para todas as aplicações em geofísica, geodésia e geologia no país.

3.4.2 Aquisição dos dados gravimétricos

Os levantamentos gravimétricos são realizados em diversas escalas, dependendo do objetivo do trabalho. Nos trabalhos voltados para a tectônica global, as escalas variam normalmente entre 1:500.000 e 1:2.500.000; nestas escalas, as medidas são realizadas a intervalos de 5.000 a 50.000 metros. Na prospecção de petróleo são comuns escalas entre 1:100.000 e 1:200.000, com medidas a cada 1.000 ou 5.000 metros (LUIZ & SILVA, 1995), ainda que escalas 1:50.000 sejam atualmente preferencialmente executadas (Ferrucio da Rocha, *comunicação privada*, 2007). Na prospecção de corpos de minério empregam-se escalas entre 1:1.000 e 1:25.000 e as medidas são frequentemente tomadas com espaçamento de 20 a 200 metros (LUIZ & SILVA, 1995).

Mais comumente as medidas gravimétricas são realizadas na superfície terrestre e com auxílio de embarcações. Menos comuns são as medidas em poços. Medidas aerogravimétricas são objeto de pesquisa (HAMMER 1983) e de crescente importância.

3.4.2.1 Levantamentos em terra

O posicionamento de estações em levantamentos gravimétricos depende de dois fatores: a praticabilidade de acesso e o padrão de malha necessário para detalhar as características geológicas para o qual o levantamento foi projetado para mapear e localizar.

O acesso depende da natureza do terreno e da distribuição de estradas ou outros acidentes geográficos (tais como córregos, etc.) ao longo de toda a área do levantamento. Mesmo quando instrumentos portáteis são utilizados, a taxa de progresso é muitas vezes prejudicado se o transporte motorizado não se encontra disponível entre as estações.

O padrão de posicionamento de estações é geralmente projetado de modo a que as estações formem da melhor forma possível uma grade retangular (DOBRIN, 1976). O espaçamento entre as estações dentro da grade é governado pela profundidade e extensão lateral das características geológicas as quais o levantamento objetiva caracterizar.

Para realizar o levantamento do campo gravitacional com o detalhamento necessário à identificação de um domo de sal com um *km* de diâmetro e um *km* de profundidade sob a superfície, uma grade com meio *km* de lado permite a consecução do objetivo, ainda que uma grade com espaçamento de um *km* entre as estações provavelmente já seria adequada para estabelecer a existência e localização aproximada do domo. Para alvos menores como corpos enterrados, maior proximidade entre as estações faz-se necessária (DOBRIN 1976).

Uma regra a ser levada em conta é que a distância entre as estações deve ser aproximadamente menor do que a profundidade presumível da feição que se pretende estudar (MOTA 1992). Para uma pesquisa objetivando mapear estruturas crustais maiores e *trends* geológicos regionais, o espaçamento pode variar de poucos quilômetros a dezenas de quilômetros. Por outro lado, para o propósito de estudar feições locais em detalhe, o distanciamento entre as estações deve ser de algumas dezenas de metros a centenas de metros (MOTA 1992).

O grau de precisão necessário é estabelecido pela sensibilidade da gravidade observada à elevação e à latitude. O posicionamento geográfico e as altitudes das estações gravimétricas devem ser conhecidas com a maior precisão possível, diminuindo ao máximo a incerteza na redução das leituras de gravidade. As diferenças de gravidade, Δg , são determinadas para cada circuito de estações relacionadas a uma estação base, com os erros de fechamento de cada circuito, quando existirem, sendo ajustados por mínimos quadrados.

O resultado do levantamento de campo é uma rede de pontos para os quais os valores de Δg foram determinados. Esses valores são corrigidos dos efeitos de latitude, de altitude e

de Bouguer para que, no resultado final, possam ser utilizados em mapas e perfis Bouguer como também em modelamento gravimétrico.

AEROGRAVIMETRIA

Existem muitas localidades nas quais outros meios de transporte que veículos automotores são requeridos para dar conta de condições de terreno especiais. Nestes situações pode-se utilizar aviões ou helicópteros para transportar os gravímetros até as posições de realização das medidas.

Embora helicópteros possam apresentar muitas vantagens para transportar gravímetros em áreas de difícil acesso, os mesmos podem gerar sérias dificuldades quanto a determinação da posição das estações com o grau de precisão necessário. Outra consideração a ser feita é a necessidade de implementar a correção Eötvös (ver mais adiante) às medidas nas quais se usam aviões, a qual implica o conhecimento preciso da velocidade do avião/helicóptero quando da realização da medida. As medidas gravimétricas adicionalmente estão sujeitas as manobras do avião/helicóptero, as quais impõem acelerações horizontais e verticais que precisam ser conhecidas com alto grau de exatidão. A principal dificuldade com levantamentos aerogravimétricos resulta das grandes e rápidas variações em g_{obs} que todos estes parâmetros podem provocar, e usualmente a incerteza nas medidas não é inferior a 10 mGal. Com esta precisão as medidas aerogravimétricas são inadequadas para a prospecção mineral, podendo, contudo, fornecer bons resultados em levantamentos de escala global ou em reconhecimentos na prospecção de petróleo (LUIZ & SILVA, 1995).

3.4.2.2 Levantamentos em mar

O levantamento gravimétrico em mar e as técnicas de posicionamento das estações gravimétricas em *offshore* (no fundo ou na superfície das águas), seja em navios ou gravímetros de fundo, são semelhantes às utilizadas em levantamentos sísmicos. Os levantamentos em que o gravímetro desce até o fundo das águas é muito mais lento do que aqueles em que o gravímetro permanece na superfície. Contudo, as medidas realizadas no fundo são cerca de de vezes mais precisas do que as realizadas na superfície (LUIZ & SILVA, 1995).

As maiores dificuldades encontradas durante os levantamentos marítimos são a localização das estações e a estabilização dos gravímetros em um ambiente de ondas e correntes marítimas. Em geral, a localização das estações é feita através de sistemas de radioposicionamento em visibilidade direta e de longo alcance ou sistemas de posicionamento por meio de satélites. A estabilização é conseguida com o emprego de plataformas especiais e sistemas de amortecimento na unidade de medida dos instrumentos.

Os gravímetros usados no fundo das águas podem descer a profundidades superiores a 800m. A precisão das medidas realizadas no fundo pode chegar a 0,1 mGal quando realizadas sob boas condições (DOBRIN 1976). O principal fator que limita a precisão das medidas é o movimento do material de fundo, provocado pelas ondas. Quanto menos compacto for o material de fundo, maior será o efeito do movimento e menor será a precisão das medidas. A profundidade na água em cada ponto de medida, necessária para a redução dos dados, é determinada através de medidores de pressão instalados na unidade submersível do equipamento.

No caso de medidas de gravidade realizadas na superfície das águas, os gravímetros devem ser montados sobre uma plataforma estabilizadora, de modo a minimizar o efeito do

balanço da embarcação (o qual pode causar acelerações superiores a 100000 mGal). Durante o levantamento a embarcação permanece em movimento ao longo de uma linha, enquanto os valores de gravidade são constantemente registrados. Neste caso, contudo, faz-se necessário a implementação da correção pelo efeito Eötvös (ver adiante). No caso das medidas gravimétricas realizadas na superfície das águas a incerteza nunca é inferior a 1 mGal (LUIZ & SILVA, 1995). A agitação das águas contribui para a diminuição da precisão das medidas, sendo recomendado a suspensão do levantamento quando a agitação das águas é muito grande.

3.5 Reduções–correções gravimétricas

A redução de dados gravimétricos é um processo que inicia com a leitura do gravímetro em uma posição conhecida (a estação gravimétrica) e finaliza com um ou mais valores de anomalias gravimétricas neste mesmo local. Os valores das anomalias gravimétricas são derivados a partir de correções que removem vários efeitos de um modelo definido para a Terra.

Para que medidas gravimétricas efetuadas em pontos diferentes do globo terrestre possam ser então cotejados, algumas reduções/correções gravimétricas devem ser executadas.

O objetivo de todas as correções, no contexto da prospecção gravimétrica, é obter uma representação das variações do campo gravitacional terrestre, de forma a que o mesmo dependa unicamente dos contrastes de densidade associados às estruturas geológicas. A mais provável fonte de erros nas correções usualmente está relacionada com a adoção das densidades das zonas rasas empregadas nas correções de Bouguer e de terreno, particularmente onde a litologia das formações próximas à superfície não é bem conhecida.

Algumas vezes as correções de terreno são inadequadas por conta dos limitados dados topográficos próximos de estações em áreas de alto relevo.

3.5.1 Correção de latitude

Duas características relativas à estrutura em grande escala e aos efeitos dinâmicos da Terra afetam as observações gravimétricas: sua forma e sua rotação. Como mencionado na seção 3.3.2, há uma diferença de 22km no raio da Terra medido nos pólos e no equador (este valor representa uma mudança no raio da Terra de $\approx 0,3\%$).

Esta diferença, em conjunção com a rotação da Terra, pode produzir uma mudança no valor medido da aceleração gravitacional com a latitude. Uma vez que a variação na latitude associa-se com variações espaciais nas medidas da aceleração gravitacional, tais variações podem ser confundidas com as produzidas por estruturas geológicas locais. Afortunadamente, é relativamente simples corrigir as medições gravimétricas pela mudança na aceleração produzida pelo forma elíptica da Terra e sua rotação.

Raciocinando em termos de uma aproximação de primeira ordem, a forma elíptica da Terra causa variação da aceleração gravitacional com a latitude porque a distância entre o gravímetro e o centro da Terra varia com a latitude. Portanto, qualitativamente, nós esperaríamos que a aceleração gravitacional fosse menor no equador que nos pólos, porque a superfície da Terra está mais distante do centro do planeta no equador que nos pólos.

Em adição à forma, o fato de a Terra estar rotando causa mudança na aceleração da gravidade com a latitude. Este efeito relaciona-se com o fato de que o gravímetro está rotando com a Terra quando utiliza-se o mesmo para registrar a aceleração gravitacional. Como a Terra gira ao redor de um eixo que passa pelos pólos a uma taxa de uma vez ao dia e o

gravímetro está em repouso sobre a Terra quando a leitura é realizada, a leitura gravimétrica contém informação sobre a rotação da Terra.

Quando um corpo gira ao redor de um eixo, ele experimenta uma força para fora do centro (considerando-se um referencial não inercial³), conhecida como força centrífuga (força fictícia associada com o referencial não inercial; MARION, 1970). A magnitude desta força é proporcional à distância do eixo de rotação e à taxa na qual a rotação ocorre. Para uma gravímetro localizado na superfície da Terra, a taxa de rotação não varia com a posição, diferentemente da distância do gravímetro ao eixo de rotação, que varia. A magnitude da força centrífuga é relativamente grande no equador e tende a zero nos pólos, e a direção desta força é sempre para fora do eixo de rotação. Portanto, a força centrífuga atua reduzindo a aceleração gravitacional observada em algum ponto da Terra (a qual pareceria maior se não houvesse rotação).

A correção dos valores medidos para a aceleração gravitacional devido a variação da latitude é realizada assumindo que a Terra é elíptica, com dimensões apropriadas, está rotando a uma taxa apropriada, e não contém variações laterais na estrutura geológica. Sob estas assertivas pode-se derivar uma formulação matemática (ver equação [e.3.3] na seção 3.3.1) para a aceleração gravitacional da Terra que depende apenas da latitude em que se dá a medição gravimétrica. Subtraindo a aceleração gravitacional predita por esta formulação matemática da aceleração gravitacional observada/medida, pode-se efetivamente remover da aceleração gravitacional observada as parcelas relacionadas com a forma e rotação da Terra.

A fórmula matemática usada para predizer as componentes da aceleração gravitacional produzidas pela forma e rotação da Terra é chamada Fórmula Geodésica de Referência de 1967 (equação [e.3.4]). A gravidade predita é denominada *gravidade normal*. Para obter

³ Referencial não inercial é um referencial no qual a Lei da Inércia não é satisfeita (o referencial está acelerado).

medidas com uma precisão de 0,01 mGal necessita-se conhecer a posição de uma estação gravimétrica em até 13 metros (TELFORD et al., 1990) de afastamento.

O valor da gravidade normal aumenta à medida que nos afastamos do equador em direção aos pólos, ao longo dos meridianos. Conseqüentemente, valores obtidos em latitudes diferentes não podem ser comparados sem que sejam corrigidos. Considerando-se que os valores obtidos encontram-se reduzidos à superfície do esferóide e tomando-se um determinado valor medido em uma latitude φ , pode-se determinar a correção por latitude Δg_{lat} .

Quando as medidas gravimétricas são tomadas em uma área, cuja dimensão ao longo dos meridianos (direção norte-sul) é pequena, pode-se aproximar a variação da gravidade com a distância ($\Delta g/\Delta s$), de tal modo que a correção de latitude Δg_{lat} pode ser obtida diferenciando-se a equação [e.3.4]. Então:

$$\frac{\Delta g_{lat}}{\Delta s} \approx \frac{dg}{ds} = \frac{\partial g}{\partial \varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial s} = \left(\frac{1}{R_\varphi}\right) \cdot \frac{\partial g_t}{\partial \varphi} = \frac{g_e}{R_\varphi} \cdot \text{sen}(2\varphi) \quad [\text{e.3.5}]$$

sendo dg/ds a derivada da gravidade em relação ao comprimento de um diminuto arco de latitude ($d\varphi$) e R o raio da Terra na latitude φ . Adotando-se o raio médio da Terra ($\bar{R}_\oplus \approx 6371$ km) e g_e igual a 978,031 mGal (ver equação [e.3.4]), chega-se à

$$\frac{\Delta g_{lat}}{\Delta s} \approx 0,81 \cdot \text{sen}(2\varphi) \quad \text{mGal/km} \quad [\text{e.3.5.1}]$$

A expressão [e.3.5.1] produz valores para a correção de latitude com erro inferior a 2% para estações que distam, no máximo, 10km de uma latitude de referência (LUIZ & SILVA, 1995).

A correção de latitude determinada através da expressão [e.3.5] deve ser subtraída do valor da gravidade normal calculado para a latitude de referência, sempre que as estações estiverem mais próximas do equador que a latitude de referência (implica em transportar a

latitude de referência para a latitude de observação). Quando as estações estão mais próximas dos pólos do que a latitude de referência, a correção é adicionada. Inspeccionando-se a expressão, percebe-se facilmente que a correção é máxima para a latitude 45° e é zero no equador e nos pólos.

3.5.2 Redução de ar-livre

Para que medidas gravimétricas efetuadas em pontos situados em diferentes altitudes possam ser cotejados, faz-se necessário que sejam reduzidas para um mesmo nível de referência, em geral o nível do mar. Sem esta redução, a interpretação dos dados obtidos em um levantamento gravimétrico misturará efeitos derivados de diferenças de elevação entre estações gravimétricas e variações espaciais laterais devidas à geologia da subsuperfície.

Ao nível do mar, considerando-se uma Terra esférica, a gravidade pode ser descrita através da equação

$$g_0 = \frac{G \cdot M}{r^2}$$

sendo M e r a massa e o raio da Terra. A uma altura h , a gravidade correspondente (g_h) será

$$g_h = \frac{G \cdot M}{(r + h)^2}$$

A gravidade g_h a uma altura h , negligenciando-se o efeito provocado pela elipticidade da Terra, pode então ser expressa em função de g_0 como

$$g_h = g_0 \cdot [1 - 2 \cdot (h/r) + 3 \cdot (h/r)^2 + \dots]$$

A redução de “ar livre” será dada por

$$\Delta g_{ar-livre} = (g_0 - g_h) = 2\bar{g} \cdot (h/r) \cdot [1 - 2 \cdot (h/r) + 3 \cdot (h/r)^2 + \dots]$$

onde \bar{g} é o valor médio da gravidade sobre a Terra (MOTA, 1992). Na equação acima, o segundo termo representa um valor de 0,3mGal para uma altitude de aproximadamente 2km, sendo desprezado para altitudes abaixo de 700m (DEHLINGER 1978). A magnitude padronizada para a correção “ar-livre” é (LUIZ & SILVA, 1995)

$$\Delta g_{ar-livre} = 0,3086 h \text{ mGal}, \quad [e.3.6]$$

onde h é dado em metros. A redução de “ar-livre” é realizada tomando-se como referência de nível o nível médio do mar.

A equação [e.3.6] permite observar que duas estações gravimétricas que apresentam diferença de elevação de 1m (estando no mesmo *local*) apresentarão leituras com discrepância de 0,3086 mGal (a mais elevada apresentando a menor magnitude medida) – ao incrementar-se a elevação, a aceleração gravitacional reduz-se. Comparando-se este valor com a magnitude da anomalia gravimétrica calculada para um modelo simples de um corpo enterrado, 0,025 mGal, percebe-se que o efeito da elevação é bastante grande.

Para aplicar a correção pela elevação é preciso conhecer a elevação de cada estação gravimétrica (ver Figura 19). A correção de “ar-livre” permite reduzir observações a um nível de referência comum (denominado *datum*), compensando mudanças no valor da gravidade motivadas por diferenças de altitudes entre estações, sendo que o valor correspondente encontrado é adicionado para estações situadas acima do nível de referência adotado.

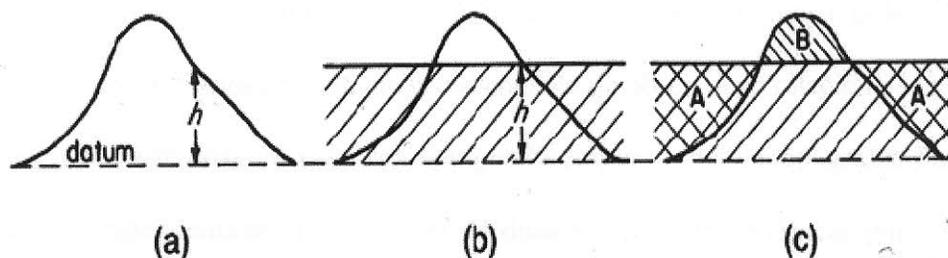


Figura 19: (a) Correção de ar-livre de uma observação situada a uma altura h acima do datum. (b) Correção de Bouguer. (c) Correção de Terreno.

De modo a ilustrar a importância e os vínculos exigidos para a consecução da correção por “ar-livre” em um levantamento gravimétrico saliente-se que para obter uma precisão de 0,01 mGal, a elevação relativa das estações gravimétricas deve ser conhecida com precisão de ao menos 3cm (TELFORD et al., 1990).

Nas regiões montanhosas, por exemplo, onde a altitude das estações varia muito, $\Delta g_{\text{ar-livre}}$ mostrará uma seqüência de valores altos e baixos correspondentes, respectivamente, às elevações e aos vales. Esta distribuição de valores pode perfeitamente encobrir o efeito produzido por uma concentração de material mais denso, localizado na massa que repousa entre as estações e o geóide. A interpretação de anomalias ar-livre é aceitável, portanto, unicamente quando realizada sobre áreas planas ou de relevo muito suave (LUIZ & SILVA, 1995).

3.5.3 Redução de Bouguer

A correção de “ar-livre” permite levar em conta as diferenças na elevação das estações de observação envolvidas em um levantamento gravimétrico. Ainda que as localizações das estações de observação possam apresentar diferenças de elevação, estas diferenças usualmente resultam de mudanças topográficas ao longo da superfície terrestre. Desta maneira, em contraponto à motivação dada para a realização da correção pela elevação, a razão para as diferentes elevações associadas aos pontos de observação relaciona-se a massa adicional que encontra-se posicionada abaixo do gravímetro na forma de topografia. Portanto, em adição às diferentes leituras gravimétricas de duas estações gravimétricas por conta de diferentes elevações, as leituras também conterão diferenças devido à existência de mais

massa debaixo da estação localizada em uma maior elevação que a existente em outra localizada em uma menor elevação (ver Figura 19).

O efeito da gravidade é aumentado pela atração da massa existente entre a estação gravimétrica e o nível de referência. A atração promovida por esta massa é o efeito Bouguer. Este efeito é subtraído do valor da gravidade observada para obter-se o valor da gravidade relativo ao nível de referência, geralmente o nível do mar.

Como uma aproximação de primeira ordem para a correção Bouguer, assume-se que o efeito do excesso de massa abaixo de um ponto de observação localizado em alta elevação pode ser aproximado pela determinação do efeito gravitacional produzido por uma placa horizontal infinita. A redução Bouguer é realizada então eliminando-se o efeito gravitacional desta placa horizontal infinita do valor da gravidade observada.

O efeito vertical produzido por uma placa horizontal, homogênea, infinita e de espessura correspondente à da altura do ponto de medida gravimétrica é obtido integrando-se a equação (MOTA, 1992)

$$g_v = G \cdot \rho \cdot \int_V \frac{\cos \beta}{q^2} dV$$

que dá a componente vertical da gravidade em um ponto P, onde ρ é a densidade de um corpo de massa Q e volume V , \vec{q} é o vetor de P a Q, dV é o elemento de volume e β o ângulo entre \vec{q} e a vertical. Substituindo-se na equação anterior o termo $\cos \beta$ por (z/q) e expressando-se dV em coordenadas cilíndricas, o efeito Bouguer para uma placa constante é dado por

$$\Delta g_B = G \cdot \rho \cdot \int_0^{2\pi} \int_0^h \int_0^\infty \frac{z \cdot r \cdot dr \cdot dz \cdot d\theta}{(r^2 + z^2)^{3/2}}$$

que fornece após a integração a correção de Bouguer de uma placa horizontal descrita como:

$$\Delta g_B = 2\pi \cdot G \cdot \rho \cdot h$$

$$\Delta g_B = 0,04191 \cdot \rho \cdot h \quad (\text{em mGal})$$

para ρ em g/cm^3 e h em metros (LUIZ & SILVA, 1995). O valor $0,112 \text{ mGal/m}$ é característico para a correção de Bouguer utilizando-se uma densidade de $2,67 \text{ g/cm}^3$ (MOTA, 1992).

A correção de Bouguer calcula a atração da massa entre o *datum* e a altitude da estação, supondo-se que o material é constituído por uma placa horizontal homogênea, infinita e de espessura equivalente à altitude da estação, sendo adicionada ao valor normal para estações situadas acima do nível de referência. A correção de terreno, descrita mais adiante, complementa a correção de Bouguer.

3.5.4 Correção pelos efeitos de marés

Instrumentos para medidas de gravidade são sensíveis o bastante para registrar mudanças em g causadas pelo movimento do Sol e da Lua, mudanças que dependem da latitude e do tempo, produzindo variações nas leituras de g ao redor de $0,3 \text{ mGal}$. A Figura 20 mostra variações de g produzidas por marés, calculadas e medidas por um gravímetro estacionário.

A correção pode ser realizada a partir do conhecimento das posições do Sol e da Lua, a partir das quais pode-se calcular, para qualquer momento e posição geográfica, a perturbação sobre o campo gravitacional terrestre (LONGMAN 1959, SAZHINA & GRUSHINKY 1971).

Uma vez que a variação provocada pelas marés é regular e relativamente lenta, usualmente esta correção é incluída na correção da deriva instrumental. Quando isto não ocorre, usualmente a correção pelas marés é a primeira a ser aplicada aos dados gravimétricos.

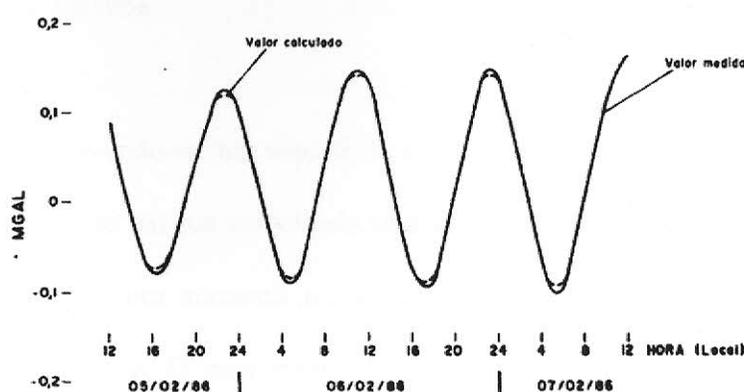


Figura 20: Variações da gravidade devida às atrações do Sol e da Lua em Belém, Pará, Brasil (coordenadas $1^{\circ} 30' \text{ Sul} - 48^{\circ} 30' \text{ oeste}$; altitude = 14 m; LUIZ & SILVA, 1995).

3.5.5 Correção da deriva

Gravímetros apresentam mudanças graduais no tempo no valor correspondente a sua leitura *nula*. Esta deriva resulta principalmente da fadiga mecânica das molas e é usualmente unidirecional. Instrumentos modernos, entretanto, tem deriva instrumental muito pequena. Leituras gravimétricas também se alteram com o tempo por conta do efeito das marés.

O resultado líquido dos efeitos de deriva e das marés é que repetidas leituras gravimétricas em uma estação produzem diferentes valores. A correção da deriva é executada com a reocupação de algumas estações. O tempo máximo entre as leituras repetidas depende da acurácia desejada, mas é usualmente de três ou quatro horas. A forma oscilatória da curva de deriva é determinada por efeitos de maré. Não é necessário usar a mesma estação para checar o efeito da deriva, portanto qualquer estação pode ser reocupada. Leituras realizadas em estações gravimétricas intermediárias ocupadas apenas uma única vez podem então ser corrigidas pela deriva que ocorreu nas estações reocupadas.

3.5.6 Correção Eötvös

Um corpo movendo-se na superfície da Terra, no sentido de oeste para leste, experimenta um aumento em sua velocidade angular em relação ao eixo de rotação da Terra, de forma que promove um aumento na aceleração centrífuga total, com a conseqüente diminuição no valor de g . O movimento do corpo no sentido oposto, resulta em efeito contrário, i.e., o valor de g aumenta. A este efeito se dá o nome de efeito Eötvös, e o mesmo é extremamente importante em levantamentos gravimétricos marítimos e/ou aéreos. Logo, medidas gravimétricas em plataformas móveis estão sujeitas ao efeito Eötvös, requerendo a correção correspondente – a menos de quando o movimento é realizado exatamente sobre a linha norte-sul.

No caso de um levantamento marítimo, o efeito Eötvös, Δg_E , depende da velocidade V do navio, de sua latitude φ e do seu rumo α em relação à direção norte-sul, ou seja:

$$\Delta g_E = 4,040 \cdot V \cdot \cos \varphi \cdot \operatorname{sen} \alpha + 0,001211 \cdot V^2$$

para Δg_E em mGal e V em km/h (TELFORD et al., 1990). O segundo termo da equação acima é usualmente desprezado, mas se torna apreciável para altas velocidades do navio – para Δg_E atingir 1mGal basta que $V=15,5$ nós (1nó = 1,85325 km/h). Observa-se que quando $\alpha=0$ (movimento sobre a linha norte-sul) a expressão acima produz um valor nulo e a correção Eötvös é então nula. No caso de um levantamento aerogravimétrico, o segundo termo da equação acima não pode ser mais desprezado devido a velocidade mais elevada da plataforma móvel (aero-transportada) que conduz o gravímetro.

Para que possamos efetuar correções com uma precisão de 1mGal é necessário que a velocidade do navio seja conhecida com uma precisão de 0,1 nó. É evidente também que a correção Eötvös torna-se elevada mesmo para velocidades moderadas do navio: para

$V=10$ nós ($\approx 18,5$ km/h), $\alpha=90^\circ$ e $\varphi=0^\circ$, a correção Eötvös é de 75,15 mGal, positiva se o sentido do navio for para leste e negativa se o sentido for para oeste.

3.5.7 Redução de terreno

Correções de terreno são realizadas com o objetivo de corrigir o efeito de irregularidades topográficas da superfície nas imediações de uma estação gravimétrica (ver Figura 19). Quando é efetuada a correção Bouguer, calcula-se a atração do material entre a estação e o nível de referência, admitindo-se a existência de uma placa horizontal infinita entre ambas, com o valor encontrado sendo adicionado ao valor normal quando a estação situa-se acima do nível de referência.

A redução de Bouguer incluindo a correção de terreno, B_t , é calculada pela subtração da correção de terreno, $\Delta g_{\text{terreno}}$, do valor da redução Bouguer normal Δg_B , ou seja:

$$B_t = \Delta g_B - \Delta g_{\text{terreno}}$$

em decorrência de que o relevo situado em cotas mais elevadas que a estação gravimétrica exerce uma atração para cima sobre o gravímetro, diminuindo o valor da gravidade observada, enquanto o efeito do relevo em cotas mais baixas que a estação foi indevidamente retirado quando da aplicação da correção Bouguer normal e, portanto, deve ser reinserido.

Para calcular a correção de terreno $\Delta g_{\text{terreno}}$ necessita-se assumir uma densidade média para as rochas expostas pela topografia que envolve a estação. Usualmente utiliza-se a mesma densidade tanto para a correção Bouguer normal quanto para a correção de terreno.

Para calcular a atração gravitacional produzida pela topografia, necessita-se estimar a massa do terreno que envolve a estação gravimétrica e a distância desta massa ao ponto de observação. O procedimento usual consiste em dividir a área do levantamento gravimétrico em “compartimentos” e comparar a elevação dentro de cada compartimento com a elevação

da estação. Fórmulas e tabelas para a correção do terreno podem ser encontradas em TELFORD et al. (1987), DOBRIN (1976) ou LUIZ & SILVA (1995).

3.5.8 Correção isostática

Embora as anomalias de Bouguer sejam representativas quando se estuda os pequenos comprimentos de onda do campo gravitacional terrestre, ao considerar-se regiões extensas verifica-se de imediato que elas espelham a influência dos mecanismos de compensação existentes na Terra.

Estudando com atenção as anomalias de gravidade, percebe-se que estão distribuídas de forma que, sobre as montanhas são negativas e sobre os oceanos e zonas costeiras são positivas. Isto é devido a um fenómeno já descoberto desde meados do século XIX, por John H. Pratt (1809-1871) e George B. Airy (1801-1892), dois cientistas ingleses que fizeram medidas astronômicas na Índia, perto dos Himalaias.

Se analisarmos os valores das medidas da gravidade efetuadas ao longo de toda a Terra (ou numa extensão apreciável) e após a aplicação de todas as correções até agora referidas, verificou-se que as anomalias de Bouguer apresentavam ainda uma correlação sistemática com a topografia superficial. Assim, nas áreas elevadas (grandes cadeias montanhosas) as anomalias de Bouguer eram sempre negativas, enquanto que sobre os oceanos, elas eram sempre positivas; em terra, junto ao mar, a anomalia de Bouguer média era perto de zero.

Estas anomalias indicam a existência de variações laterais da densidade, isto é, variações na densidade das rochas que formam a crosta, de tal modo que a densidade das rochas sob as montanhas deverá ser abaixo da média e, sob os oceanos, as rochas devem ter uma densidade acima do valor médio. Este efeito denomina-se por isostasia e consiste na teoria de que o peso das montanhas deve estar compensado de alguma forma no interior da

Terra. Algo análogo, mas de sentido inverso, deve acontecer nos oceanos, uma vez que a água do mar tem menor densidade que as rochas dos continentes.

Duas hipóteses foram propostas para descrever estas observações. Airy propôs uma crosta com densidade uniforme mas com espessura variável flutuando sobre um fluido de alta densidade, enquanto Pratt sugeriu uma crosta em que a densidade varia com a topografia, sendo menos densa nas regiões montanhosas e mais densa nos oceanos. Ambas hipóteses parecem ocorrer na natureza.

A correção isostática ocasionalmente faz-se necessária em levantamentos de grande-escala, de modo a compensar as observações por variações crustais. Contudo, presentemente a correção isostática é considerada como parte da interpretação ao invés de uma redução dos dados gravimétricos. De um modo geral, a correção isostática representa a modelagem crustal, pois retira o efeito regional pela geração de um modelo geológico em sub-superfície que compense, por exemplo, a subida da anomalia Bouguer em uma região de extensão crustal, como no modelo de transição de crosta continental para crosta oceânica.

O termo isostasia representa o Princípio de Arquimedes aplicado às camadas mais superficiais da Terra, e pode ser definido de dois modos: (i) é uma condição natural da Terra, de tal modo que são feitos ajustes contínuos para se aproximar do equilíbrio gravitacional; (ii) representa uma variação na densidade da crosta sistematicamente relacionada com as elevações à superfície, ou seja, com a topografia superficial. O anexo A apresenta uma descrição um pouco mais desenvolvida a respeito da isostasia.

3.5.9 Anomalia Bouguer

Subtraindo-se do valor da gravidade observado no terreno (já corrigido dos efeitos de maré, variação instrumental e latitude) o valor da gravidade normal reduzido para o nível do terreno (calculado para a latitude de referência usada na correção de latitude) obtém-se a anomalia Bouguer (também denominada anomalia Bouguer completa).

A anomalia Bouguer para a estação, $\Delta g_{\text{Bouguer}}$, pode então ser expressa na forma:

$$\Delta g_{\text{Bouguer}} = g_{\text{observado}} - g_{\text{predito}}$$

onde

$$g_{\text{predito}} = g_{\text{normal}} - \Delta g_{\text{ar-livre}} + \Delta g_B - \Delta g_{\text{terreno}}$$

onde g_{predito} além de incluir os termos da equação acima, deve ser corrigido para os efeitos de maré, deriva instrumental e Eötvös (para gravímetros montados em plataformas móveis), e ser amarrado aos valores relativos de gravidade a uma rede padrão de bases gravimétricas (IGSN-71, por exemplo). Além disso, em $g_{\text{observado}}$ pode estar contido o efeito das massas que suportam as cargas topográficas (isostáticas) que devem ser corrigidos.

3.6 Determinação da densidade

As correções de Bouguer e de terreno requerem o conhecimento da densidade das rochas que repousam em subsuperfície na área do levantamento. Portanto, qualquer condição geológica que permita uma variação na densidade condicionará uma variação na gravidade, ou anomalia gravimétrica. Para a interpretação de anomalias gravimétricas faz-se necessário estimar as diferenças nas densidades das rochas subsuperficiais (contraste de densidade), antes de fazer qualquer postulação a respeito de suas estruturas subjacentes.

A porosidade controla a densidade na maior parte das rochas sedimentares. Como regra geral, a porosidade diminui com o aumento da consolidação e litificação dos sedimentos. Dessa forma, densidades de rochas sedimentares assumem desde valores abaixo de $2,0 \text{ g/cm}^3$, no caso de depósitos consolidados recentemente, até valores que se aproximam da densidade dos grãos dos minerais que constituem os sedimentos.

O aumento da densidade com a profundidade em rochas sedimentares tem sido comprovado através de dados de sondagens e de estudos sísmicos. Contudo, além da pressão hidrostática, outros fatores como diagênese, cimentação, fáceis, tectonismo, entre outros, estão envolvidos no processo de compactação de sedimentos, o que dificulta a formulação de uma lei matemática que determine a relação densidade-profundidade para rochas sedimentares

3.6.1 Densidade de rochas e minerais

Como mencionado anteriormente, a quantidade a ser determinada em exploração gravimétrica são as variações laterais na densidade. Geralmente a densidade não é medida *in situ*, ainda que possa ser medida por ferramentas em poços. A densidade pode ser também estimada a partir de velocidades sísmicas. Frequentemente medidas de densidade são realizadas em laboratório. Entretanto, resultados de laboratório raramente fornecem a “verdadeira” densidade porque as amostras podem estar intemperizadas, fragmentadas, desidratadas ou alteradas no processo que resultou na sua obtenção. Conseqüentemente, a densidade é frequentemente não muito bem conhecida em situações específicas de campo. Valores para as densidades das rochas são dadas na Tabela 2.

Rochas sedimentares são usualmente menos densas que rochas ígneas e metamórficas. A larga faixa de valores de densidades nas rochas sedimentares são também influenciadas

pela idade, história prévia e profundidade de soterramento. Uma rocha porosa será compactada quando soterrada, de modo que em geral, a densidade cresce com a profundidade e o tempo. O contraste de densidade entre formações sedimentares adjacentes no campo é raras vezes maior que $0,25 \text{ g/cm}^3$ (exceto quando próximas da superfície).

Ainda que rochas ígneas sejam geralmente mais densas que as rochas sedimentares, existe uma considerável superposição em seus valores (ver Tabela 2 e Figura 21). Geralmente, rochas ígneas básicas são mais densas que suas correspondentes ácidas. Porosidade, a qual afeta bastante a densidade dos sedimentos, é de muito menor significância na maioria das rochas ígneas e metamórficas a menos que sejam altamente fraturadas.

Tabela 2: Valores de densidade para diferentes materiais e rochas.

Material	Densidade (g/cm^3)	
	Variação	Média
Ar	~0	
Água Pura	1	
Água do Mar		1,027
Gelo		0,92
Arenito	1,65 - 2,8	2,22
Folhelho	1,95 - 2,7	
Calcário	1,55 - 2,75	
Anidrita	2,82 - 2,93	
Marga		2,63
Sal	1,9 - 2,2	
Granito	2,4 - 2,9	2,66
Basalto	2,7 - 3,1	2,88
Quartzo-Diorito	2,5 - 2,95	2,85
Gabro/Norito	2,6 - 3,2	2,95
Peridotito	3,15 - 3,28	
Rochas Metamórficas	2,59 - 3,15	

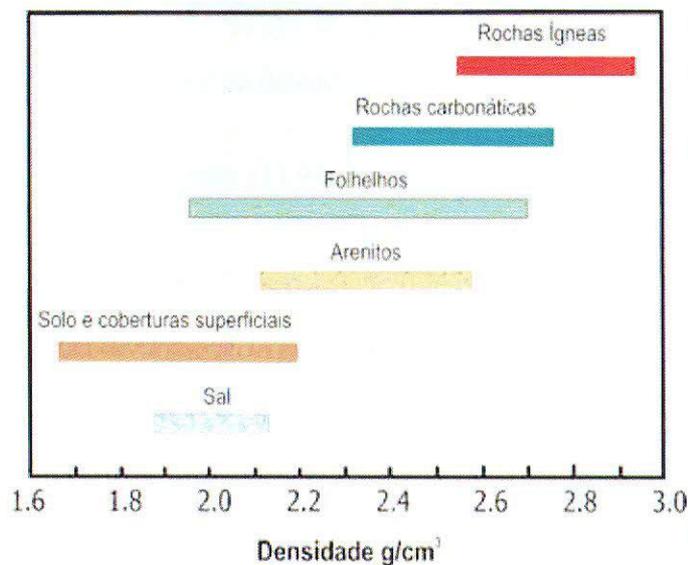


Figura 21: Valores aproximados de densidade para diferentes litologias (FRIES, 2003).

A densidade usualmente cresce com o grau de metamorfização, uma vez que o processo tende a preencher os espaços porosos e recrystalizar a rocha em uma forma mais densa. Logo, sedimentos metamorfizados tais como mármore e quartzito geralmente são mais densos que carbonatos, folhelhos e arenitos originais. O mesmo é verdade para formas metamórficas de rochas ígneas, tais como gnaisse versus granito.

3.6.2 Estimativas de densidade a partir de resultados de campo

DENSIDADES OBTIDAS EM MEDIDAS EM CAVIDADES

Se a leitura é realizada em subsuperfície, em um ponto localizado acima de outro, então a diferença entre estes valores é dada por (TELFORD et al. 1990):

$$\Delta g = (0,3086 - 0,0838\rho)\Delta z + \varepsilon_{\tau} \cdot mGal$$

onde Δz é a diferença de elevação em metros, ρ é a densidade em gramas/cm^3 e ε_τ é a diferença na correção de terreno (devido ao ar que preenche os túneis de uma mina, por exemplo) em miliGals. Daí que o valor da densidade em uma rocha neste intervalo é

$$\rho = 3,68 - 11,93 \cdot \frac{(\Delta g - \varepsilon_\tau)}{\Delta z} \cdot g / \text{cm}^3 \quad [\text{e.3.7}]$$

Um vez que ε_τ depende de ρ , a equação acima [e.3.7] é usualmente resolvida por métodos de aproximação sucessivas.

DENSIDADES OBTIDAS A PARTIR DE MEDIDAS GRAVIMÉTRICAS EM POÇOS

Gravímetros em poços são capazes de realizar medidas gravimétricas com uma acurácia ao redor de $5\mu\text{Gal}$ (SCHMOKER 1978; LAFEHR 1983). Correções de terreno não são necessárias neste caso. Diferenciando-se a equação [e.3.7] e mantendo Δz constante, obtemos:

$$\Delta\rho = 0,0119 \cdot \Delta\left(\frac{\Delta g}{\Delta z}\right) \cdot g / \text{cm}^3$$

onde Δg está em miliGals (TELFORD et al., 1990). Com uma acurácia de $\pm 5 \mu\text{Gal}$, o erro em $\Delta(\Delta g)$ pode ser tão grande quanto $\pm 10 \mu\text{Gal}$, e medidas de densidade com $\pm 0,01\text{g/cm}^3$ requerem leituras com separações espaciais entre as posições das mesmas de 12 metros ou mais.

3.7 Processamento

Considerando que um mapa Bouguer apresenta diferenças horizontais da aceleração da gravidade, unicamente mudanças horizontais em densidade produzem anomalias. Mudanças puramente verticais em densidade produzem o mesmo efeito em todas as posições e não resultam portanto em anomalias (TELFORD et al., 1990).

O campo gravitacional é uma superposição de anomalias resultantes de mudanças de densidade (anomalias de massa) em várias profundidades. Quando a fonte de uma anomalia se *aprofunda*, a anomalia torna-se extensa e sua amplitude decresce (ver Figura 22). A regularidade das anomalias é em geral grosseiramente proporcional à profundidade em que se dão as mudanças laterais de densidade. A extensão horizontal e regular de uma anomalia é portanto usualmente uma medida da profundidade de uma anomalia de massa, e esta propriedade pode ser usada para separar parcialmente os efeitos de anomalias de massa que encontram-se dentro da zona de interesse das que produzem efeitos associados com massas mais rasas ou mais profundas.

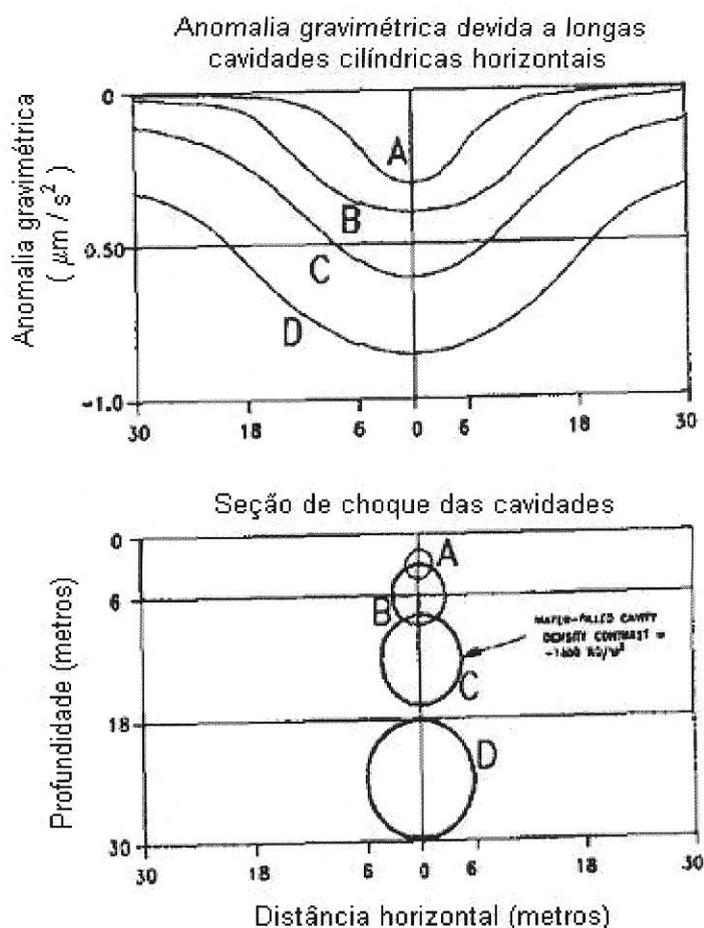


Figura 22: Anomalias gravimétricas para cavidades preenchidas com água com forma de longos cilindros horizontais como função da profundidade, tamanho e distância do pico (EM, 1995).

A profundidade de interesse em um levantamento gravimétrico depende dos objetivos perseguidos pela interpretação. Anomalias mais superficiais (menos profundas) são de interesse da exploração mineral mas usualmente são consideradas como ruídos indesejáveis

na prospecção de petróleo. Como em qualquer técnica geofísica, a ferramenta mais útil para a interpretação é o conhecimento da geologia local.

O efeito de massas rasas (ruído próximo à superfície) é usualmente de curto comprimento de onda, podendo ser grandemente removido com a filtragem de anomalias de curto comprimento de onda. O efeito de massas profundas define o chamado *regional*. O campo gravitacional após a remoção do ruído próximo à superfície e do regional é chamado *residual*; presumivelmente representando os efeitos da zona de interesse da prospecção.

A principal dificuldade com a interpretação gravimétrica (objetivo da etapa de processamento) é a separação das anomalias de interesse da superposição desta com efeitos de outra natureza: usualmente resultantes de feições mais profundas. A obtenção do *residual* objetiva remover o regional ao mesmo tempo que salienta/destaca o residual (ver Figura 23 e 27). A separação, entretanto, geralmente não é completa. Ambos regional e residual são distorcidos pelos efeitos um do outro.

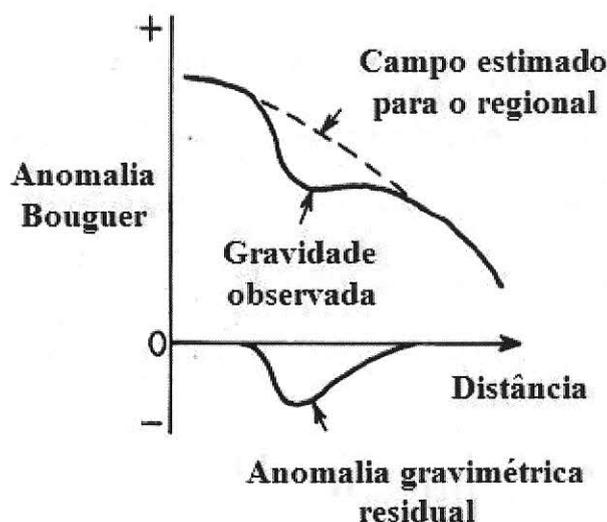


Figura 23: Separação das anomalias regionais e locais a partir de uma anomalia de Bouguer.

A obtenção do residual pode ser pensada como a predição dos valores esperados para feições profundas e então a subtração dos valores observados por estas, de modo a manter os

efeitos mais rasos. O valor esperado para o regional é geralmente determinado pela média dos valores na área que envolve a estação gravimétrica.

Em TELFORD (1990) e DOBRIN (1976) descreve-se vários métodos para a remoção do regional indesejado, enquanto em GUPTA & RAMANI (1982) discute-se a aplicação de diferentes métodos que objetivam a obtenção do residual.

3.8 Interpretação gravimétrica

Após a remoção, possível, dos efeitos indesejados que interferem com as medidas (conforme descrito nas seções anteriores), o problema de interpretação usualmente consiste em determinar a distribuição de massa responsável pela anomalia residual.

O campo gravitacional de um modelo de distribuição de massa é calculado e subtraído da anomalia residual para determinar os efeitos não descritos pelo modelo. O modelo então é modificado e os cálculos repetidos até que a diferença entre o modelo e a anomalia residual predizam uma diferença que é mínima e aceitável. De modo a limitar o número de modificações no modelo neste processo iterativo, e ao mesmo tempo garantir que o modelo satisfaz as condições de contorno, incluem-se vínculos ao mesmo, geralmente associados com o conhecimento geológico prévio (as condições de contorno da área envolvida com o levantamento). O modelo deve apresentar o menor número de parâmetros livres na geração dos resultados que serão comparados com a anomalia residual, idealmente apenas a distribuição de massa em uma superfície.

Antes do modelo iterativo tornar-se prático, geralmente compara-se a anomalia residual às anomalias associadas com modelos que possuem uma forma simples. Uma anomalia gravimétrica não é especialmente sensível a variações menores na forma da anomalia de massa, de forma que mesmo modelos simples auxiliam muito o entendimento do tipo de

informação que pode ser obtida dos levantamentos gravimétricos (profundidade, forma, contraste de massa, massa total, etc.). Geralmente constroem-se perfis gravimétricos característicos relativos a modelos com geometrias diferentes e compara-se os perfis preditos por estes modelos com o perfil obtido no levantamento gravimétrico. O apêndice B traz modelo gravimétrico para corpos de forma irregular. Predições para diferentes modelos com outras geometrias podem ser encontrados em TELFORD et al. (1990) e em LUIZ & SILVA (1995).

Quando modelos complexos são considerados na predição dos efeitos gravimétricos, usualmente são calculados subdividindo-se o corpo em células retangulares, calculando-se o efeito de cada célula e então realizando a soma destes.

O mapa gravimétrico obtido após a aplicação das correções de latitude, elevação, topografia e marés é denominado Mapa Bouguer. A interpretação do mapa Bouguer é ambígua, pois diferentes situações geológicas podem produzir perfis gravimétricos semelhantes. Portanto, a utilização individual do método gravimétrico não consegue diagnosticar com confiabilidade a real estrutura do interior da Terra, muito embora possa mostrar a existência de algum tipo de anomalia. Contudo, quando utilizado conjuntamente com outros métodos geofísicos e com o conhecimento geológico prévio da área, permite um avanço significativo no entendimento da distribuição espacial das rochas em subsuperfície. A maioria dos grandes campos de petróleo no Recôncavo baiano, por exemplo, foi descoberta através da interpretação de mapas gravimétricos. (THOMAS, 2001).

3.8.1 Estrutura interna da terra

A interpretação dos sinais provenientes do campo gravimétrico observado em superfície implica em um conhecimento básico da fonte geradora deste sinal que, em outras palavras, são as variações composicionais e estruturais em sub-superfície. Faz-se necessário então o conhecimento sobre a estrutura terrestre para que se possa gerar um modelo geológico capaz de contemplar os dados obtidos através de levantamentos em superfície.

O conhecimento atual da estrutura interna da terra deriva essencialmente de estudos de sismicidade e da composição de meteoritos. Com base nestes estudos, a Terra é dividida em três porções principais, sendo elas núcleo, manto e crosta (ver Figura 24). Partindo de suas características reológicas, a Terra é dividida em litosfera (porção rígida), astenosfera (com comportamento dúctil) e mesosfera, com comportamento novamente rígido, devido ao aumento de pressão com a profundidade.

O manto terrestre compreende a porção entre a descontinuidade de Mohorovicic (limite inferior da crosta, que pode variar de 5 km nas áreas oceânicas até 70 km em áreas cratônicas antigas) e a descontinuidade de Gutenberg, situada a aproximadamente 2900 km de profundidade, representando 82,7% do volume terrestre. A parte mais externa, denominada manto superior, é constituída de rochas ultramáficas ricas em olivina magnesiânica, sendo que a densidade varia de 3,2 g/cm³, na parte superior, até 3,6 a 3,7 g/cm³, na profundidade de 400 km (final da zona de baixa velocidade – ZBV). No intervalo entre 400 e 650 km de profundidade existem algumas descontinuidades geradas por pequenas variações composicionais e de densidade (MIO, 2005).

A litosfera representa a porção externa da Terra com comportamento rígido compreendendo assim a crosta e parte superior do manto. A definição de *litosfera termal* admite como limite inferior a isoterma de 1330°C, o que representa uma espessura que varia

nas regiões oceânicas entre 5 e 100 km e nas regiões continentais entre 100 e 250 km (ALLEN & ALLEN, 1990).

A crosta terrestre representa a porção de maior importância para estudos geológicos, tendo em vista que nesta pequena fatia do globo situam-se os recursos minerais e energéticos úteis ao homem. Em termos volumétricos a crosta equivale a apenas 1,41 % do volume da Terra (considerando-se uma crosta com espessura média de 30 km), além de possuir a maior variabilidade em termos composicionais. Devido ao pequeno volume e às baixas densidades (2,67 g/cm³ em média), a contribuição da crosta para o campo gravimétrico total é pequena e os contrastes de densidade são pequenas (MIO, 2005).

Entretanto, quando se considera a anomalia residual, observa-se uma grande variação de espessuras entre áreas cratônicas, áreas de bacias marginais e áreas com crosta oceânica. Estas variações produzem anomalias gravimétricas bastantes expressivas devido às variações na profundidade do manto. No exemplo da Figura 25, observa-se uma bacia de margem passiva (interpretada a partir de dados sísmicos), onde ocorre um processo de intenso estiramento crustal, com uma crosta continental original de 28 km de espessura passando para cerca de 8 km próximo ao limite com a crosta oceânica, produzindo um expressivo soerguimento da Moho. Isto resulta em forte anomalia Bouguer positiva na região de charneira devido à aproximação do manto (de densidade maior) à superfície, onde são referenciados os dados gravimétricos (elipsóide de referência). A cobertura sedimentar depositada sobre esta crosta estirada e a lâmina d'água, necessárias à compensação isostática, também terão grande influência no campo gravimétrico anômalo, devido ao grande contraste de densidade em relação à crosta (MIO, 2005).

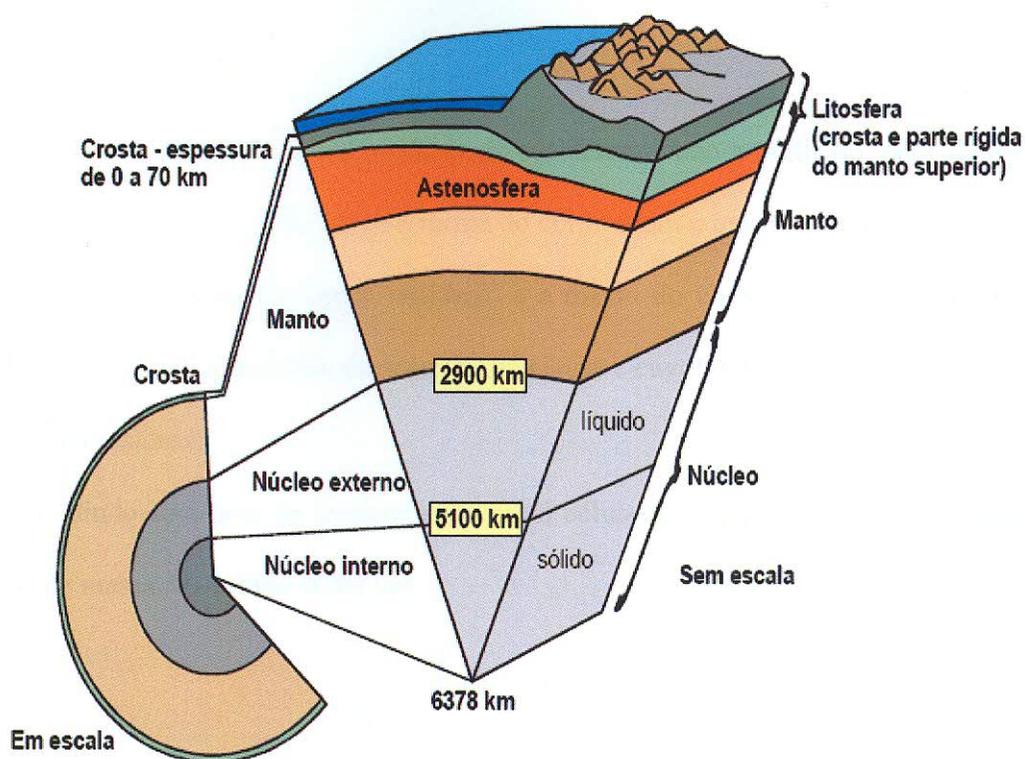


Figura 24: Estrutura interna da Terra (www.usgs.gov apud MIO, 2005)

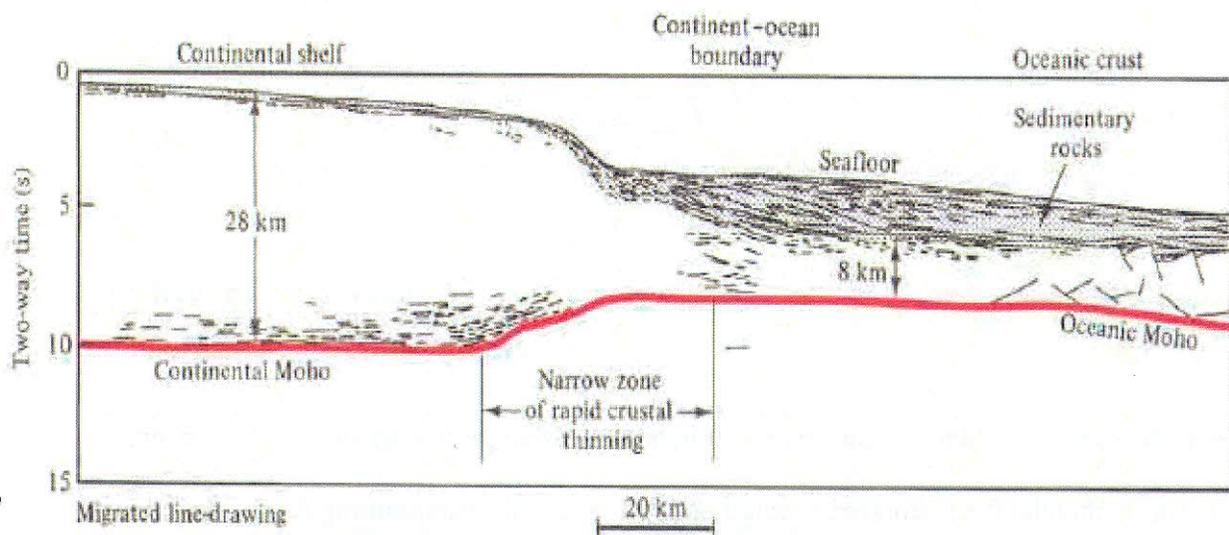


Figura 25: Exemplo de crosta continental afinada em região de margem passiva. Modificado de ALLEN & ALLEN (1990; apud MIO, 2005).

3.8.2 Excesso de massa

O excesso de massa de um corpo pode ser determinado a partir do valor da anomalia, sem impor nenhuma condição sobre a forma do corpo (com o excesso de massa referindo-se à diferença entre a massa da 'rocha regional' e a massa do corpo). A base deste método de cálculo é uma fórmula derivada do teorema de Gauss e envolve uma integração em superfície da anomalia residual.

Dividindo-se a área do levantamento em n células de área Δa e anomalia média Δg , o excesso de massa M_e é dado então por

$$M_e = \frac{\sum_i^n \Delta g_i \cdot \Delta a_i}{2\pi \cdot G}$$

sendo importante que a anomalia residual decaia para zero dentro da zona do levantamento. Para calcular a massa real do corpo M , as densidades do terreno ρ_2 e do corpo anômalo ρ_1 têm que ser conhecidas, de modo que

$$M = \frac{\rho_1}{(\rho_1 - \rho_2)} \cdot M_e$$

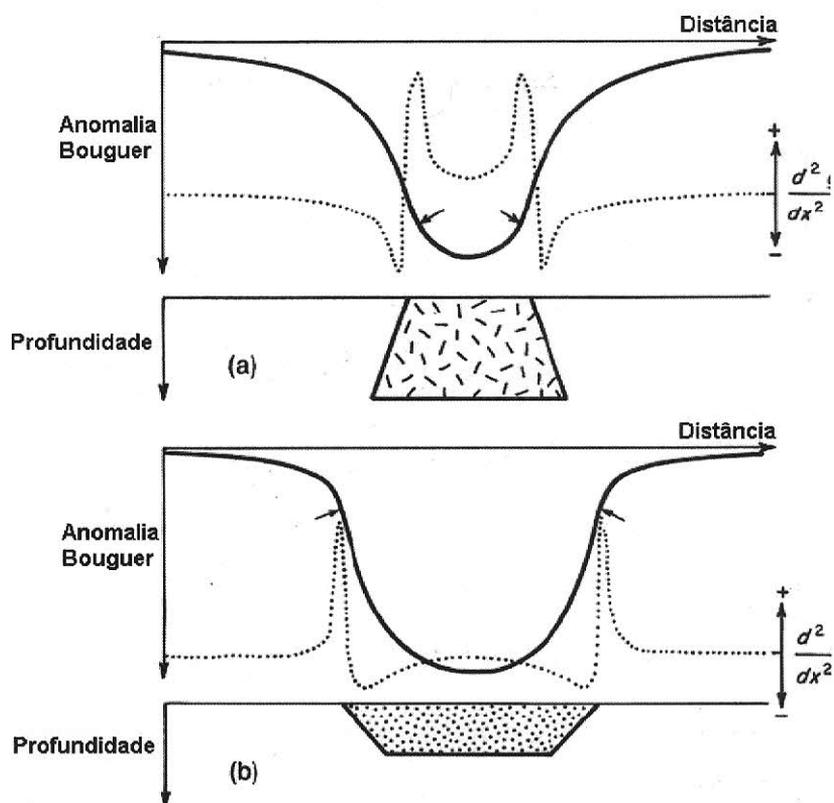
3.8.3 Segunda derivada

Um método direto para interpretar gravimetricamente uma anomalia é o baseado na *segunda derivada*. A profundidade limite é definida como a máxima profundidade a que o topo do corpo pode estar e ainda assim produzir a anomalia observada. As anomalias gravimétricas decaem com o inverso do quadrado da distância, por isso os corpos mais profundos produzem anomalias de menor amplitude e maior extensão que as dos corpos mais

superficiais. Podemos pois usar este fato para calcular a profundidade limite de um dado corpo que provoca o sinal observado na superfície, de modo a realizar uma interpretação *direta* (distinta da abordagem descrita no início da seção 3.8).

Um método de interpretação direta envolve a localização dos pontos de inflexão (pontos da curva onde a segunda derivada é igual a zero) dos perfis gravimétricos, o qual pode fornecer uma informação útil sobre a natureza das fronteiras do corpo anômalo.

A Figura 26 ilustra perfis da anomalia Bouguer que apresentam comportamentos distintos (uma associada com um corpo granítico e outra associada com uma bacia sedimentar). Sobre estruturas com ‘contatos inclinados para fora’, os pontos de inflexão (identificados pelas setas) situam-se na base da anomalia. Sobre estruturas com ‘contatos inclinados para dentro’ (caso de bacias sedimentares) os pontos de inflexão situam-se nos bordos da anomalia.



F

Figura 26: Perfis da anomalia de Bouguer sobre (a) um corpo granítico (b) uma bacia sedimentar.

3.8.4 Anomalia Bouguer *versus* anomalia de ar-livre

Como mencionado anteriormente, posteriormente ao cálculo do valor de gravidade reduzido a um nível de referência (elipsóide), o passo seguinte da correção é a retirada do efeito de afastamento da estação, medida em relação ao nível do elipsóide (correção de ar-livre), tendo em vista que a gravidade varia inversamente ao quadrado da distância. Esta correção equivale em valor absoluto à retirada de 0.3086 mGal para cada metro de afastamento do elipsóide de referência (ver seção 3.5.2 nesta monografia).

Durante a correção ar-livre, o efeito de atração da massa entre a superfície do elipsóide e o ponto de medida foi desprezado. Faz-se necessária portanto a correção Bouguer (ver seção 3.5.3), em que é atribuída uma densidade média para esta massa. O efeito da atração devida a massas continentais que compensam cargas topográficas pode ainda ser removido, através do uso de um modelo de compensação (correção) isostática (ver seção 3.5.8) . De um modo geral, a correção isostática representa a modelagem crustal, pois retira o efeito regional pela geração de um modelo geológico em sub-superfície que compense, por exemplo, a subida da anomalia Bouguer em uma região de extensão crustal, como no modelo de transição de crosta continental para crosta oceânica, apresentado na Figura 27 (MIO, 2005).

Os mapas de anomalia Bouguer são mais comumente utilizados em regiões continentais porque a correção Bouguer elimina o efeito topográfico local, embora o efeito regional da compensação isostática ainda permaneça (MIO, 2005). Com isso, em mapas Bouguer regionais, observa-se um efeito inverso da topografia, com altos gravimétricos sobre áreas oceânicas profundas e baixos gravimétricos sobre áreas com cadeias de montanhas (SIMPSON & JACHENS 1989).

Como mencionado anteriormente, os mapas de anomalia de ar-livre podem ser considerados como o equivalente da anomalia Bouguer em área oceânica devido ao fato da superfície da topografia neste caso estar no nível do mar, e muito próxima da superfície do geóide. Contudo, mapas Bouguer podem ser utilizados em áreas oceânicas quando a massa de água é compensada de acordo com a batimetria. Mapas de anomalia de Ar-Livre são mais indicados em estudos de áreas oceânicas, onde os dados de batimetria são de pior qualidade (SIMPSON & JACHENS 1989).

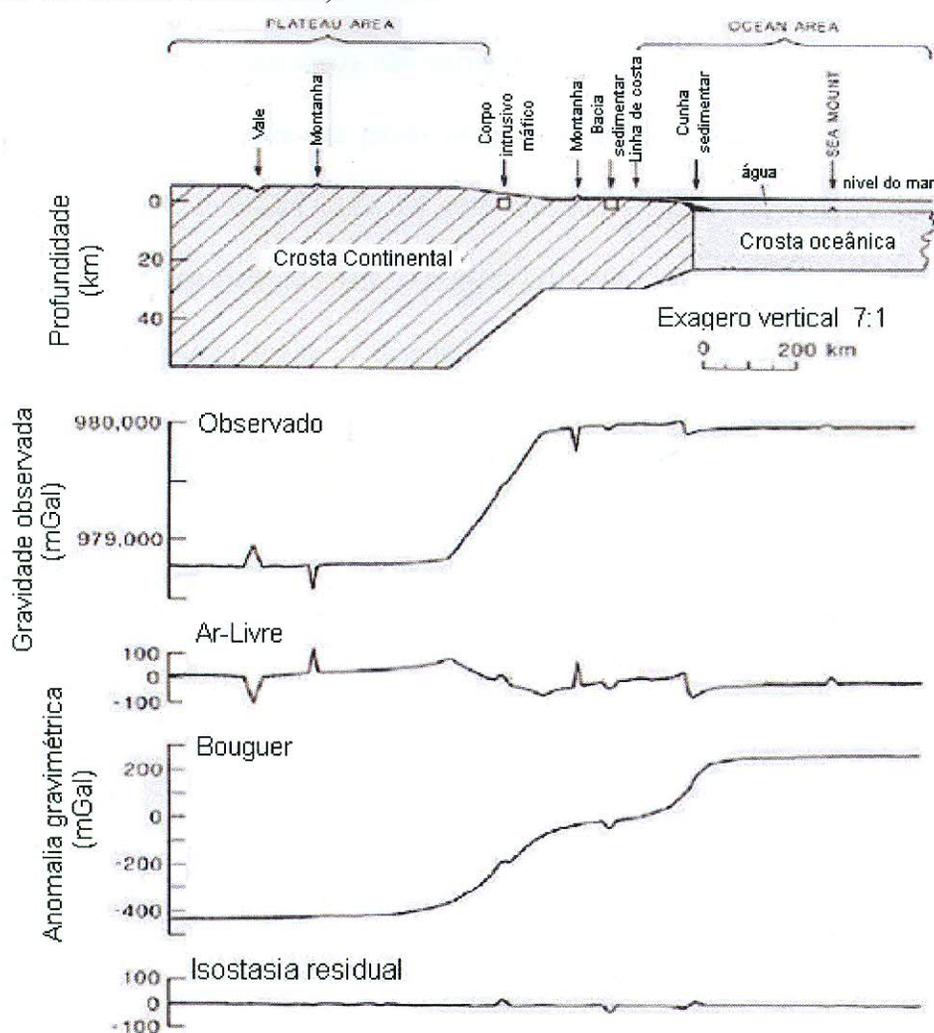


Figura 27: Gravidade observada e anomalias de ar-livre, Bouguer e isostática residual para um modelo de transição entre crosta continental e oceânica (MIO, 2005). Como no modelo foi utilizada uma mesma densidade para a crosta oceânica e continental só é observado uma pequena variação (alto/baixo) na anomalia isostática residual no ponto de transição. Do mesmo modo, a anomalia de ar-livre apresenta neste ponto o mesmo comportamento devido às mudanças de densidade ocasionadas pela água e pela cunha sedimentar (SIMPSON & JACHENS 1989).

Os mapas de anomalia residual são aplicáveis tanto para regiões oceânicas como continentais, por amplificarem a resposta de feições crustais, através da remoção de efeitos de primeira ordem como o efeito das feições topográficas e a compensação destas (SIMPSON & JACHENS 1989).

Deste modo, pode-se observar que todo o processo de redução gravimétrica é feito na tentativa de ajuste dos dados observados ao modelo teórico de gravidade previsto para a superfície do elipsóide de referência (MIO, 2005). As anomalias em cada etapa representam o efeito de uma característica ainda não corrigida (topografia, massa e carga isostática). Todas as correções confluem para um passo final, que seria o modelo de densidade verdadeiro. Como salientado no início da seção 3.8, este modelo é executado iterativamente, com base no modelo geológico estabelecido para as regiões estudadas, de tal modo que é progressivamente mais confiável, quanto maior a disponibilidade de dados e informações sobre a região estudada. Isto equivale a dizer que uma redução de dados extremamente refinada não é tão relevante, se o modelo geológico de distribuição de densidades para a área não possui elementos suficientes para restringir as possibilidades interpretativas (MIO, 2005).

4 ESTUDO DE CASO

4.1 Introdução

O estudo de caso escolhido para a descrição do método gravimétrico aplicado à bacia de Campos é intitulado *Modelagem gravimétrica da bacia de Campos*, e se trata de trabalho publicado nos anais do 35º Congresso Brasileiro de Geologia (1988), volume 4, páginas de 1657 a 1676, de autoria dos geólogos/geofísicos Benedito Souza Gomes e Josué Guimarães Rizzo.

Neste trabalho os autores utilizaram como ponto de partida para a sua investigação o *mapa de contorno estrutural do embasamento indiferenciado* (DIAS et al. 1987 apud GOMES & RIZZO, 1988) o *mapa de espessura crustal da bacia* (DIAS et al. 1987 apud GOMES & RIZZO, 1988), perfis elétricos (densidade) de 18 poços, um perfil gravimétrico de 250 km de extensão (MILANI & ASTOLFO, 1987, apud GOMES & RIZZO, 1988), desde o farol de São Tomé até a cidade de Visconde do Rio Branco (MG), levantamentos processados na Petrobras (1985 e 1986) e os dados obtidos em cruzeiros marítimos científicos em mar alto (Projeto REMAC).

A base das interpretações sob consideração por GOMES & RIZZO (1988) é apresentada na Figura 28, resultante de levantamentos gravimétricos marítimos integrados com dados terrestres por equipe chefiada por CASTRO (1979; apud GOMES & RIZZO, 1988).

Todos esses elementos serviram como sustentação aos modelos apresentados neste trabalho, os quais objetivam contribuir para a configuração da interface entre o manto superior e a crosta inferior (Moho), permitir comparação entre as feições estruturais

continentais e as baciais, ajudar na diferenciação na crosta continental e definir o limite da crosta continental.

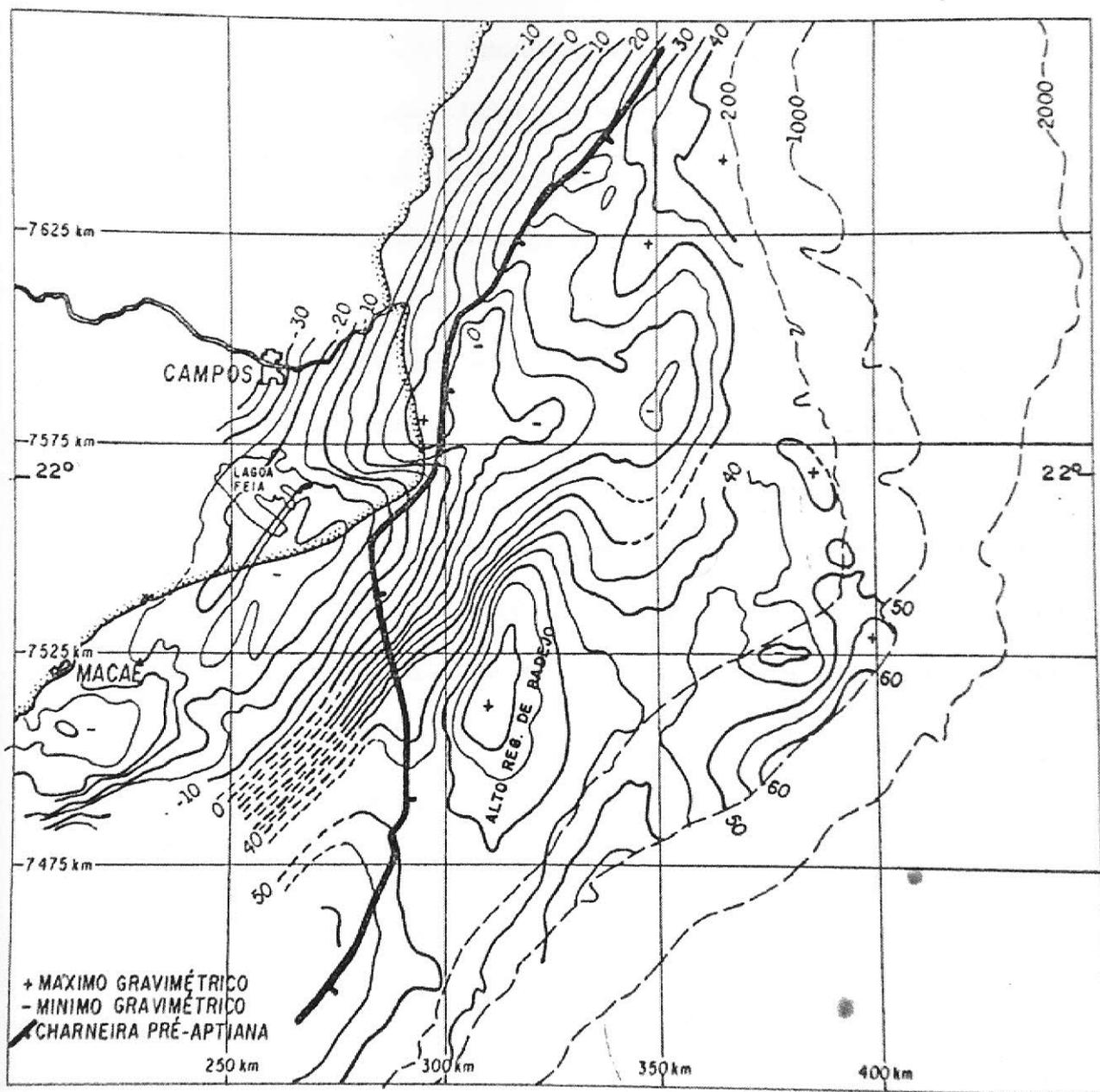


Figura 28: Mapa de anomalias Bouguer da bacia de Campos (CASTRO).
Valores adaptados ao IGSN-71 (GOMES & RIZZO 1988).

4.2 Metodologia

O método gravimétrico mede as variações do campo gravitacional terrestre provocadas por corpos rochosos dentro da crosta até poucos quilômetros de profundidade. Estas variações são influenciadas pelas diferentes densidades das rochas, tendo as mais densas, maior influência no campo gravitacional⁴. Informação sobre as estruturas em subsuperfície podem ser estabelecidas com a aquisição de perfis gravimétricos, a partir dos quais pode-se construir análises que permitam caracterizar aspectos destas estruturas (ver seção *Interpretação* no capítulo anterior).

GOMES & RIZZO (1988) selecionaram os perfis gravimétricos com base na estruturação geral da bacia, como definida pelo mapa estrutural do topo dos basaltos (DIAS et al. 1987 apud GOMES & RIZZO, 1988— ver Figura 29 abaixo); no contato entre o embasamento e a bacia, como definido nos diversos mapeamentos de superfície (LAMEGO, 1955; BRASIL, DNPM, 1979; DRM, 1982; apud GOMES & RIZZO, 1988); na distribuição dos poços que atingiram o embasamento econômico, em especial aqueles seis que furaram o cristalino — 2-CST-ST-1-RJ (Cabo de São Tomé), 1-RJS-57, 1-RJS-79, 1-RJS-94, 1-RJS-364 e 1-ESS-50; na qualidade das linhas sísmicas dispostas transversalmente à estruturação geral da bacia; e na disponibilidade de informações gravimétricas.

⁴ Na verdade a distância fonte-detector também desempenha papel importante.

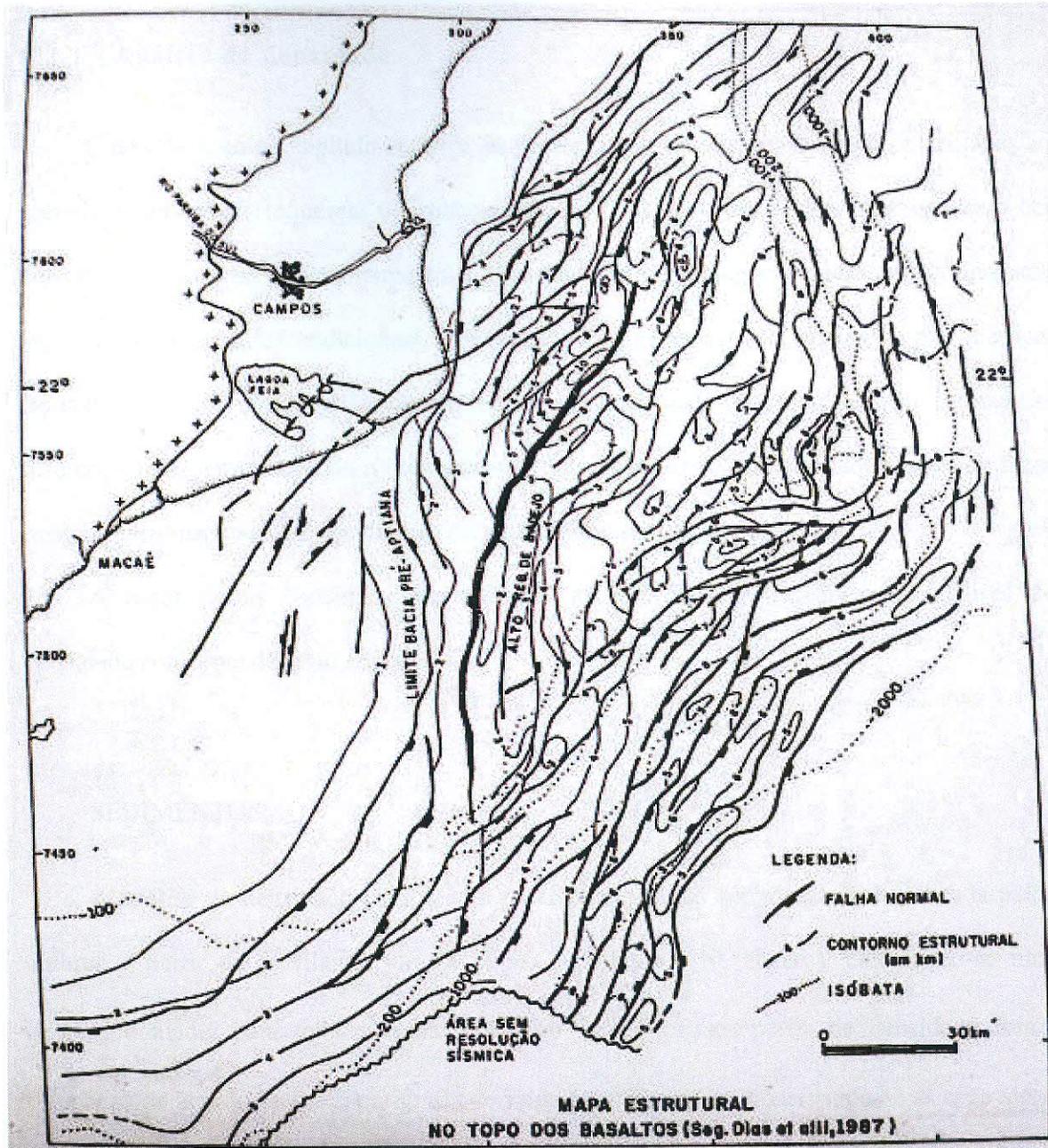


Figura 29: Mapa estrutural no topo dos basaltos (segundo DIAS et al. 1987)

4.2.1 Análise de densidade

Como descrito no capítulo anterior, as correções de Bouguer e de terreno associadas ao método gravimétrico requerem o conhecimento da densidade das rochas que repousam em subsuperfície na área do levantamento. Logo, qualquer condição geológica que permita uma variação na densidade condicionará uma variação na gravidade, ou anomalia gravimétrica. Portanto, para a interpretação de anomalias gravimétricas faz-se necessário estimar as diferenças nas densidades das rochas subsuperficiais (contraste de densidade), antes de fazer qualquer postulação a respeito de suas estruturas subjacentes.

A partir destas considerações, GOMES & RIZZO (1988) realizaram análises de densidade conforme descrito abaixo:

SEDIMENTOS:

A análise da densidade com vista a caracterização dos sedimentos foi realizada pelos autores a partir da perfilagem de 18 poços (ver Figura 30, abaixo), calculando-se uma densidade média para toda a bacia $\bar{\rho} = 2360 \cdot \text{kg} / \text{m}^3$. Esses perfis de densidade foram estudados de acordo com a estratigrafia definida para cada poço, observando-se as espessuras correspondentes (ver Tabela 3 abaixo). Os autores salientaram a evidência de diferenciação entre as calhas interna e externa (a oeste e a leste do Alto Regional de Badejo, respectivamente): a primeira com um valor médio de densidade de $2310 \text{ kg} / \text{m}^3$ e a segunda com $2410 \text{ kg} / \text{m}^3$.

EMBASAMENTO PRÓXIMO

Com vistas a caracterizar a densidade do embasamento, GOMES & RIZZO (1988) coletaram amostras em sete pedreiras situadas nos arredores de Macaé, nas quais aflora um mesmo tipo litológico: um gnáisse porfiroblástico da Unidade Região dos Lagos. As análises de oito amostras pelo método da balança de Jolly⁵, revelaram um valor médio de densidade de 2700 kg/m³. Ao longo do perfil executado por MILANI & ASTOLFI (1987, apud GOMES & RIZZO, 1988; Figura 33), foram também coletadas amostras dos tipos litológicos que compõem o Complexo Paraíba do Sul, as quais forneceram um valor médio de densidade de 2830 kg/m³.

Tabela 3: Obtenção da densidade média das rochas sedimentares que compõem a Bacia de Campos, a partir da perfilagem de 18 poços (GOMES & RIZZO, 1988).

TIPO DE SEDIMENTO		DENSIDADE MÉDIA (g/cm ³)	ESPESSURA CORRESPONDENTE DE PERFILAGEM ANALISADA (m)	PARTICIPAÇÃO NA DENSIDADE FINAL (g/cm ³)
FUNDO	I	1,80	2.273	0,11
	E	1,80	1.350	0,06
TRANSIÇÃO	I	2,00	2.448	0,13
	E	2,00	1.884	0,10
FM. EMBORE/ CAMPOS	I	2,24	17.664	1,05
	E	2,29	15.485	0,95
FM. MACAÉ	I	2,48	4.952	0,33
	E	2,61	6.086	0,43
ANIDRITA	I	2,92	191	0,01
	E	2,91	210	0,02
HALITA	I	2,05	329	0,02
	E	2,10	265	0,01
DOLOMITA	I	2,75	24	-
	E	-	-	-
FM. LAGOA FEIA	I	2,55	9.869	0,66
	E	2,62	11.955	0,84
TOTAL	I	-	37.750	2,31 (*)
	E	-	37.235	2,41 (*)

(*) $\bar{\rho} = 2,36 \text{ g/cm}^3$

I = "Calha interna" (a oeste do Alto Regional de Badejo)
E = "Calha externa" (a leste do Alto Regional de Badejo)

⁵ A balança de Jolly funciona com base em uma mola, posicionada na frente de uma escala graduada. Pendurase, na mola, o mineral cuja densidade relativa se quer determinar. Pelo princípio de Hooke, o estiramento da mola é proporcional ao peso do mineral.

BASALTOS

Das quatro análises efetuadas (2-CST-1-RJ, 1-RJS-87, 7-BD-8-RJS e 1-ESS-31), duas forneceram o valor médio de 2680 kg/m^3 e outras duas de 2870 kg/m^3 . Dada a inconsistência destes valores e a impossibilidade de definição, em termos gravimétricos, do corpo basáltico que assoalha a bacia, os autores consideraram para fins de modelagem, o corpo basáltico como parte integrante do embasamento ($\bar{\rho} = 2830 \cdot \text{kg/m}^3$)

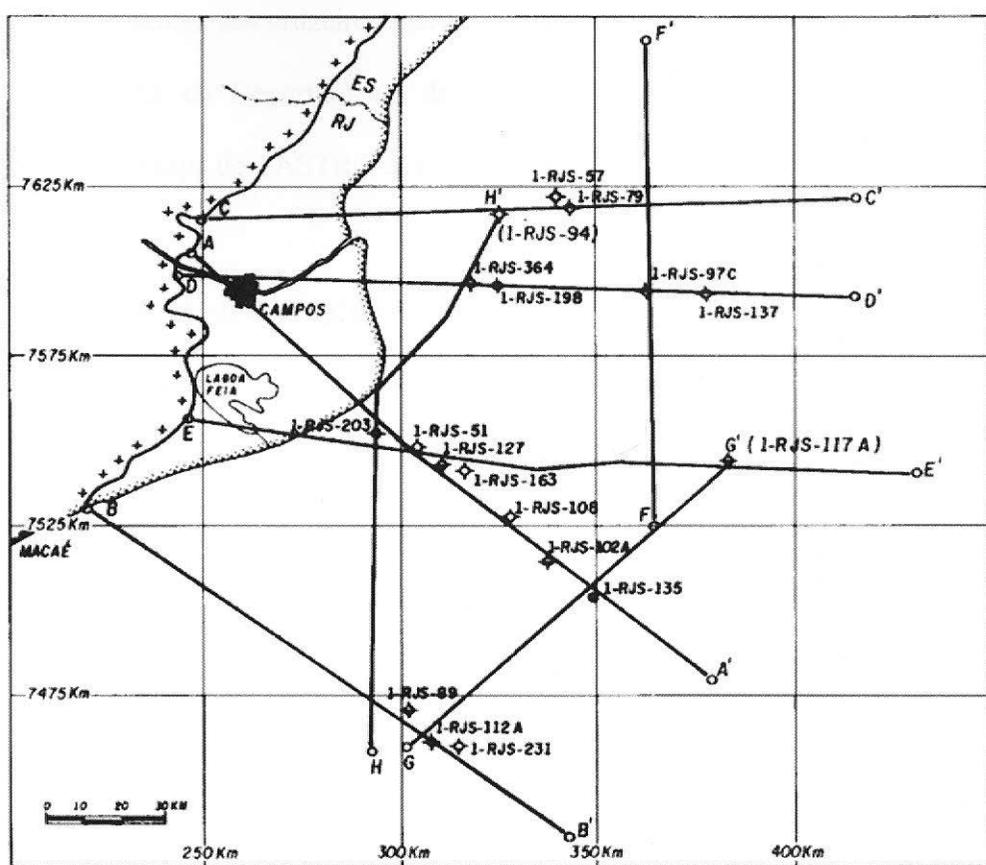


Figura 30: Localização dos perfis e dos poços utilizados no cálculo da densidade média da bacia.

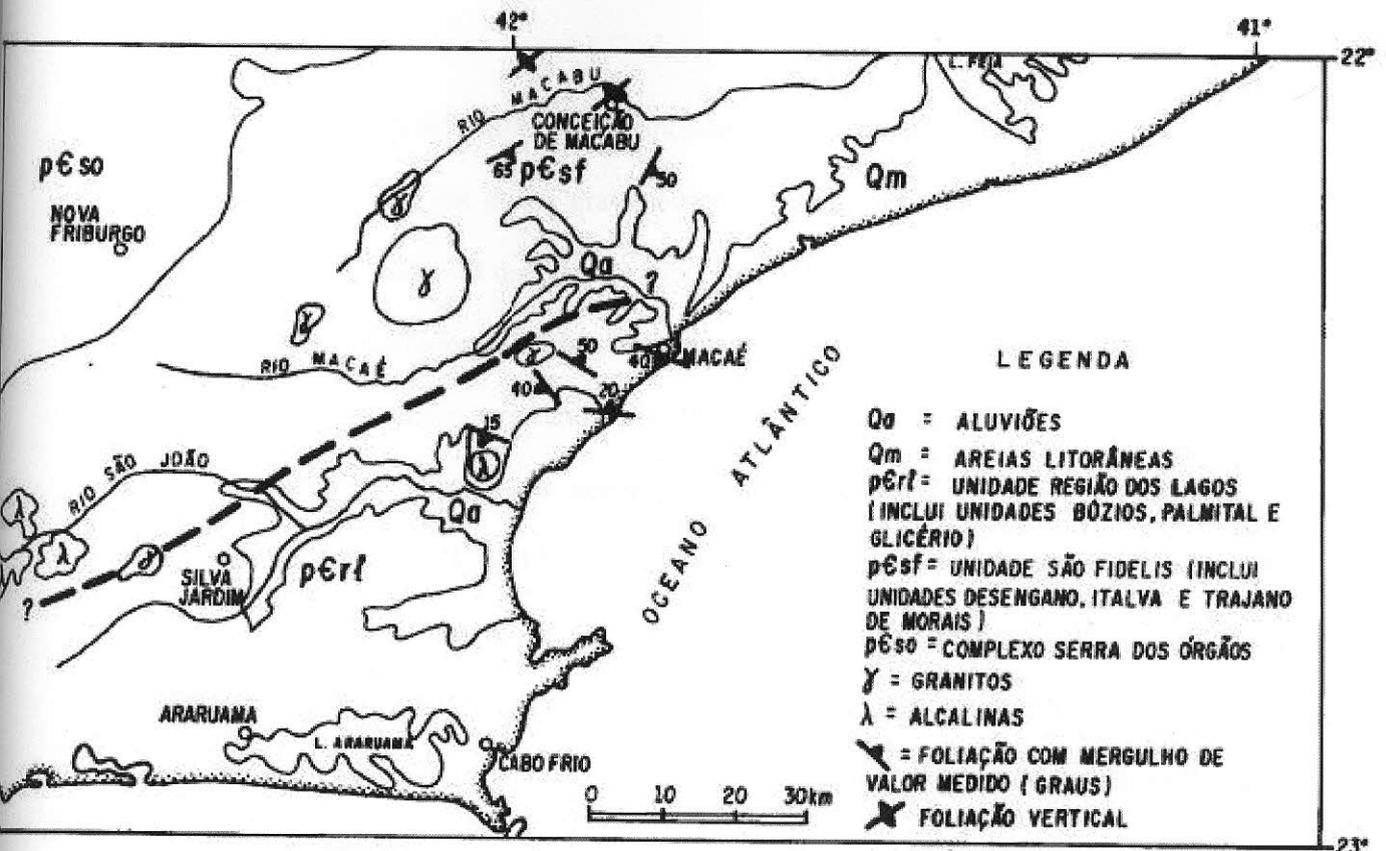


Figura 31: Geologia do embasamento costeiro na região Macaé bacia de Campos (DRM-RJ, 1982, apud GOMES & RIZZO 1988).

4.4 Feições gravimétricas

HARALYI & HASUI (1982, 1985) apresentam uma divisão estrutural da região centro-leste do Brasil, baseada em dados gravimétricos. A Figura 32 (abaixo) reproduz a porção sudeste deste mapa, onde são distintos os blocos de Vitória, São Paulo, Brasília e Paraná, os quais foram individualizados de acordo com anomalias gravimétricas características.

O perfil gravimétrico executado por MILANI & ASTOLFI (ver Figuras 32 e 33), direcionado NW-SE, comprovou segundo GOMES & RIZZO (1988) a estruturação apresentada por HARALYI & HASUI (1982, 1985), caracterizada por uma disposição sub-paralela das isogálicas, em relação à linha da costa. São aí distintos alguns patamares gravimétricos, correlacionáveis às grandes unidades tectônicas da região: cráton do São Francisco, faixa Piedade-Juiz de Fora (Mantiqueira), Complexo Paraíba do Sul (faixa Ribeira) e embasamento costeiro; o primeiro situa-se no bloco Brasília e os demais no Bloco Vitória.

Ao longo de todo o bloco Vitória, a seqüência desses patamares gravimétricos compõem um gradiente médio relativamente suave, menor que 0,2 mGal/km, provavelmente refletindo uma redução gradativa da espessura crustal (em direção à costa).

GOMES & RIZZO (1988), examinando em maior detalhe a região costeira contígua à bacia de Campos (Figura 28), salientam a evidência de um repentino e acentuado aumento do gradiente gravimétrico para leste, fato já observado por FACHETTI em 1960: "A variação da gravidade Bouguer desde -25 mGal no contato cristalino, a oeste, até cerca de +25 mGal junto ao oceano é, sem dúvida, singular e digna de estudo detalhado".

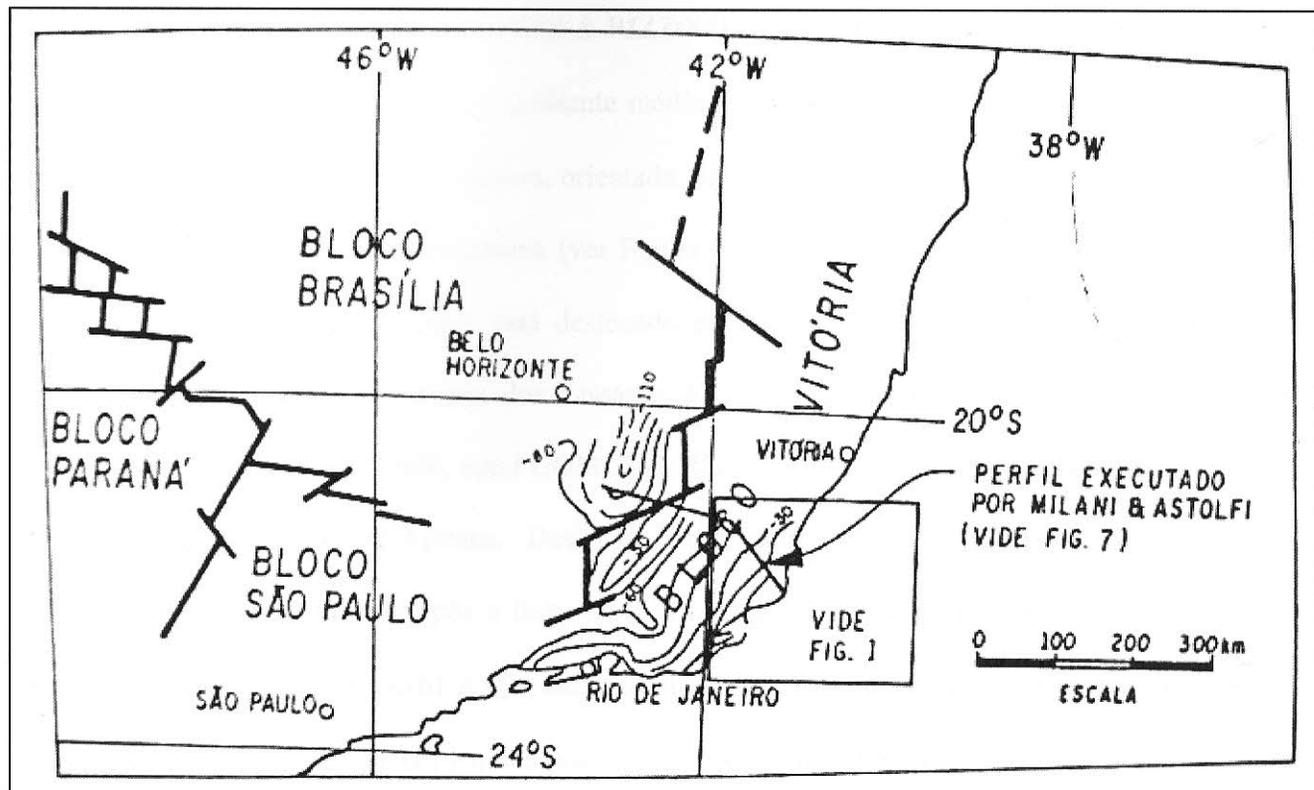


Figura 32: Estrutura em blocos do SE do Brasil, como definida pela gravimetria (segundo HARALYI & HASUI, 1985, modificado). O perfil executado por Milani & Astolfo (Figura 33) é assinalado na figura.

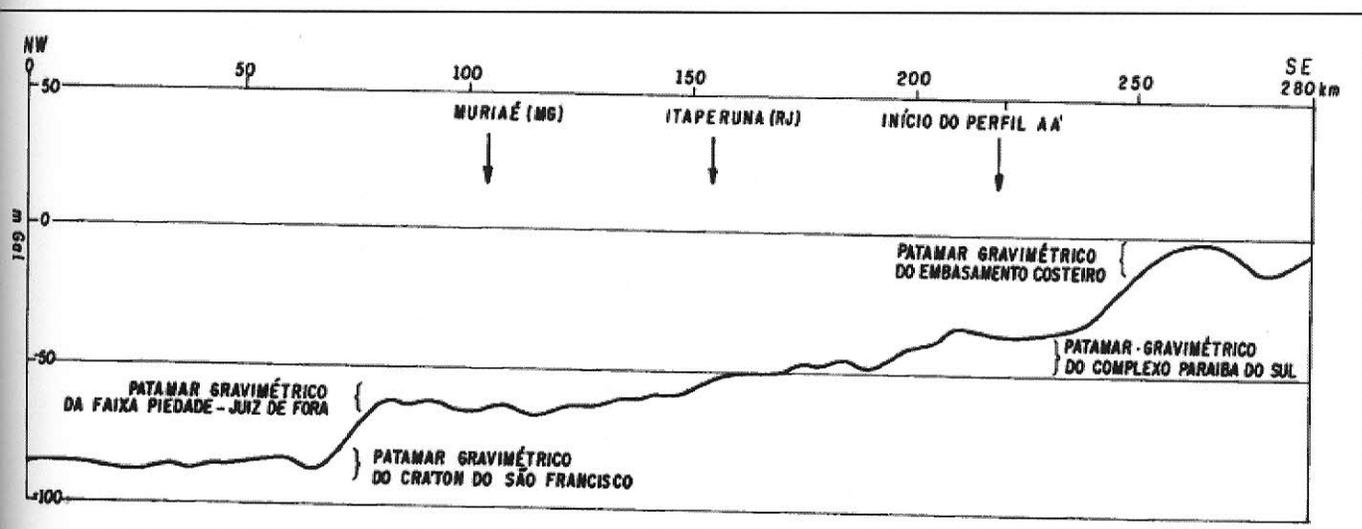
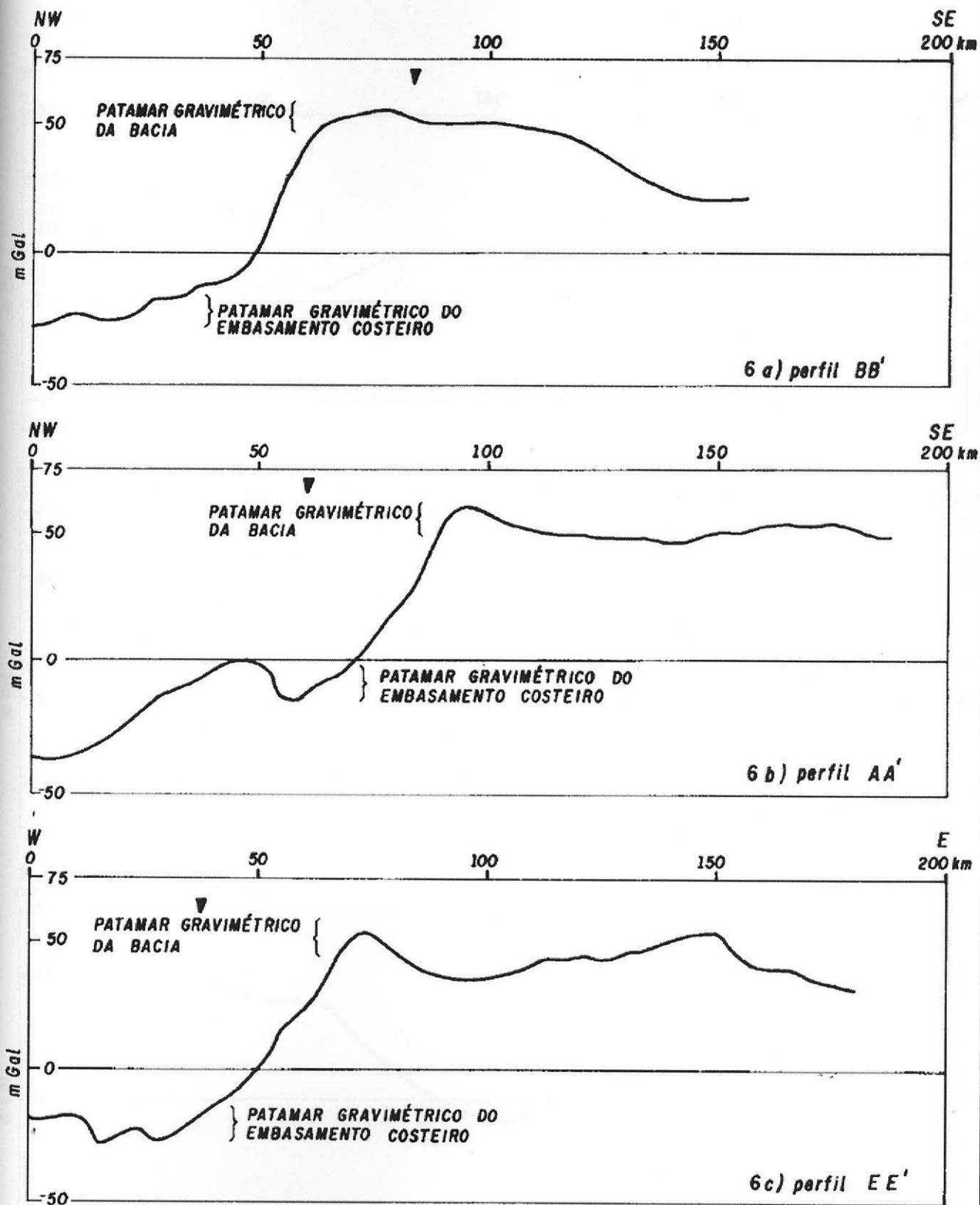


Figura 33: Perfil gravimétrico Bouguer observado, desde Visconde do Rio Branco (MG) até São Tomé (Campos-RJ), segundo MILANI & ASTOLFO (1987, apud GOMES & RIZZO 1988)

Esta mudança, segundo GOMES & RIZZO (1988), é distinta nas porções ao norte e ao sul do paralelo 22°. Ao norte, o gradiente médio é de 1,4 mGal/km, disposto segundo uma faixa com cerca de 30 km de largura, orientada NE-SW, que se inicia na linha da costa e vai até o traço da charneira pré-Aptiana (ver Figura 28). Ao sul, o feixe de isogálicas, que na região do Cabo de São Tomé está deslocado para leste, refletindo o conjunto de falhas terciárias conhecidas como Ilha dos Passáros, Rio do Pensamento, Castanheta, Rio Açú e Quissamã (FACHETTI 1960, apud GOMES & RIZZO, 1988), é cortado diagonalmente pelo traço da charneira pré-Aptiana. Deve ser observado que esse gradiente gravimétrico ascendente desenvolve-se após a linha de charneira pré-Aptiana na região do cabo de São Tomé (ver Figura 34, perfil AA'); antes da linha de charneira na plataforma Vitória (ver Figura 35, perfis CC' e DD') e numa posição variável na plataforma de Cabo Frio (ver Figura 34, perfis BB' e EE').



Figuras 34: Perfis gravimétricos (Bouguer) observados (♦ indica a posição relativa da charneira; GOMES & RIZZO, 1988). Ver Figura 30 para posicionar os perfis.

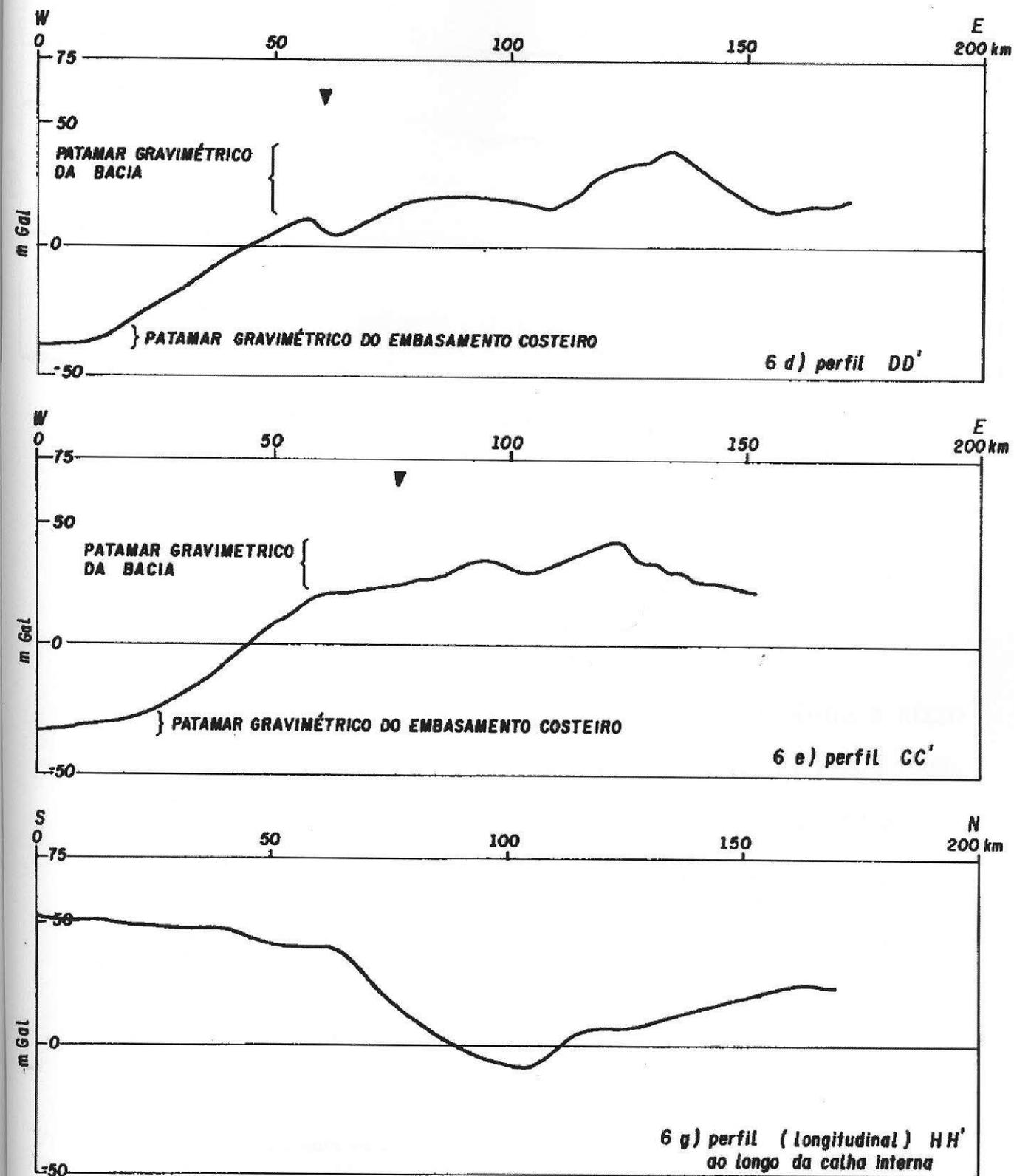


Figura 35: Perfis gravimétricos (Bouguer) observados (♦ indica a posição relativa da charneira; GOMES & RIZZO, 1988). Ver Figura 30 para posicionar os perfis.

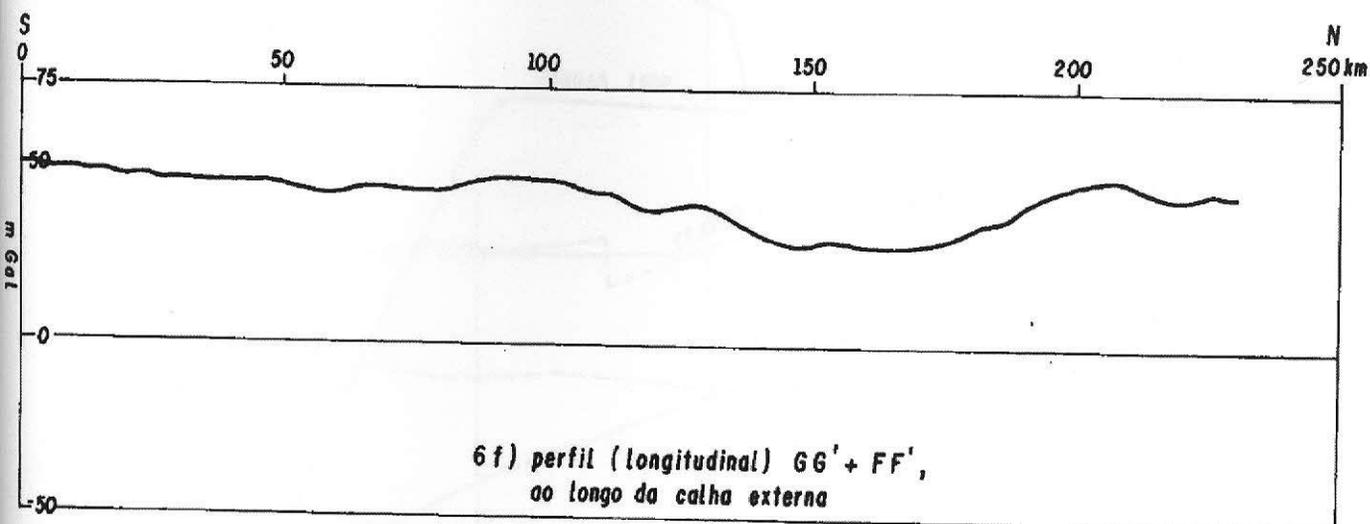


Figura 36: Perfil gravimétrico longitudinal (Bouguer) observado ($GG' + FF'$, ao longo da calha externa; \blacklozenge indica a posição relativa da charneira; GOMES & RIZZO, 1988). Ver Figura 30 para posicionar geograficamente os perfis.

REGIÃO ABISSAL

Um mapa de contorno gravimétrico Bouguer foi elaborado por GOMES & RIZZO (1988) a partir dos dados levantados pelos cruzeiros CONRAD (1611 e 1508) e VEMA (3105) – projeto REMAC, 1972 e 1973 (ver Figuras 37 e 38). A fim de compatibilizá-lo com o mapa gravimétrico de CASTRO et al. (1979), os autores usaram o valor de 2000 kg/m^3 para a densidade do fundo oceânico.

Em linhas gerais, os autores mostraram ser possível distinguir, grosseiramente, as principais feições que caracterizam a bacia (Figura 38). Entre os meridianos 38° e 39°W (UTM 600 e 500 km), destaca-se um alinhamento isogálico N-S, correspondendo a uma “rampa” de aproximadamente 25 mGal, ascendente em direção ao leste.

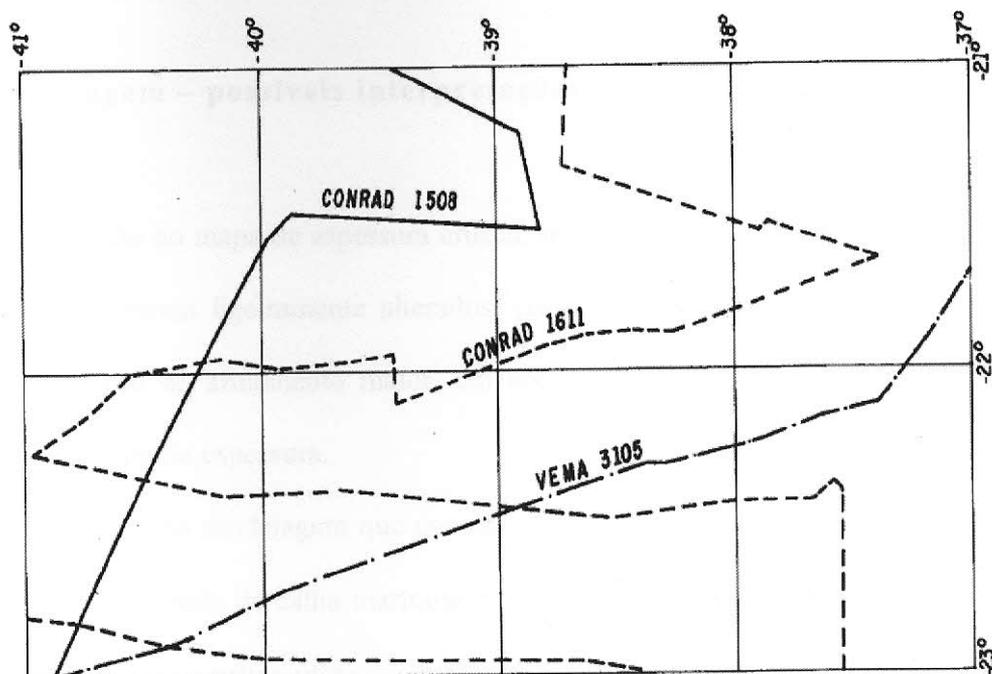


Figura 37: Trajetória dos cruzeiros marítimos científicos do projeto REMAC (GOMES & RIZZO, 1988).

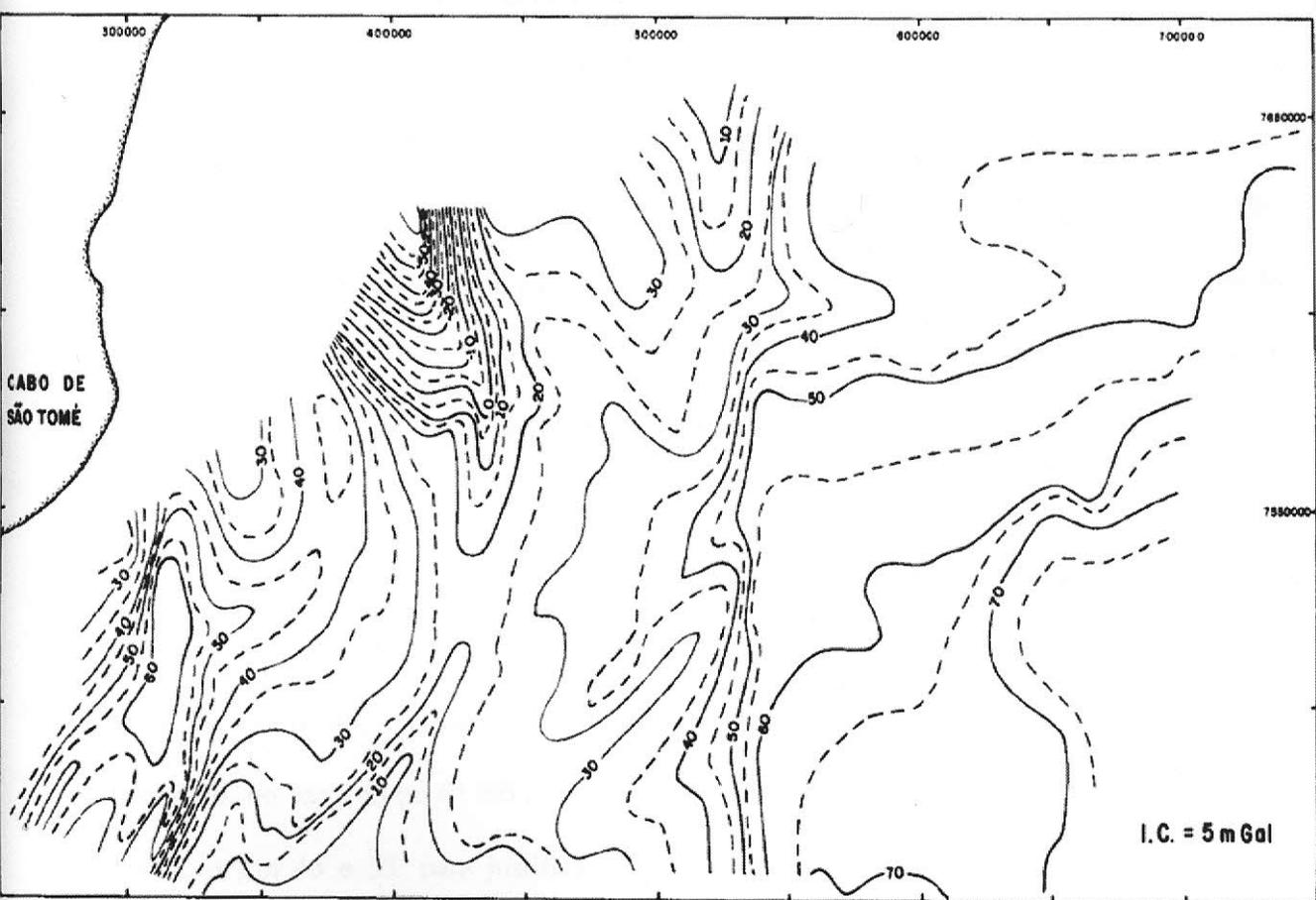


Figura 38: Mapa de anomalias Bouguer da bacia de Campos e região abissal adjacente, baseado em levantamentos marítimos do projeto REMAC (GOMES & RIZZO, 1988).

4.5 Modelagem – possíveis interpretações

Com relação ao mapa de espessura crustal, os valores utilizados no posicionamento da interface Moho foram ligeiramente alterados, com base nas informações dos autores, que admitem um grau de afinamento maior, em até cerca de 20%, considerando uma crosta original com 32 km de espessura.

A partir de uma modelagem que considere conjuntamente aqueles elementos de apoio (na qual ρ_w = densidade de calha marítima = 2000 kg/m^3 , visando compatibilização com os valores utilizados no perfil medido; ρ_s = densidade de calha sedimentar = 2360 kg/m^3 ; ρ_{cs} = densidade da crosta = 2830 kg/m^3 e ρ_m = densidade do manto superior = 3330 kg/m^3), GOMES & RIZZO (1988) concluíram que os perfis gravimétricos resultantes (ver Figuras 39 a 41), linhas pontilhadas) estão longe de se coadunarem com os valores medidos (linhas cheias). Nos três perfis escolhidos como exemplo (AA', BB' e DD') os autores concluíram ser evidente que há um excesso de massa na região da plataforma rasa e uma falta da mesma na porção distendida da bacia. Ficou ainda ressaltada a incompatibilidade de posicionamento entre as “rampas” gravimétrica (do perfil medido) e da interface Moho, especialmente nos perfis BB' (Figura 41) e DD' (Figura 39).

Essa discrepância poderia ser corrigida segundo GOMES & RIZZO por uma mudança radical na configuração Moho, salientando-se a necessidade de uma correspondência não só do posicionamento, mas também da inclinação das rampas acima mencionadas. Assim, por exemplo, no caso do perfil BB', deveria ocorrer uma “subida” da Moho aproximadamente entre os km 45 e 55, para justificar a abrupta mudança destacada no perfil gravimétrico medido. Essa interpretação acarretaria um outro tipo de conflito (conceitual): a charneira pré-Aptiana, admitida como o limite oeste da deposição cretácica, posicionar-se-ia após a hipotética ascensão (em direção ao leste) da Moho (ver Figura 34), o que GOMES & RIZZO

concluíram não estar em consonância com o modelo de McKENZIE (1978), adotado na confecção do mapa de espessura crustal (DIAS et al., 1987). Segundo os autores, é possível que se fosse considerada uma crosta original mais espessa, o problema seria amenizado, mas não resolvido.

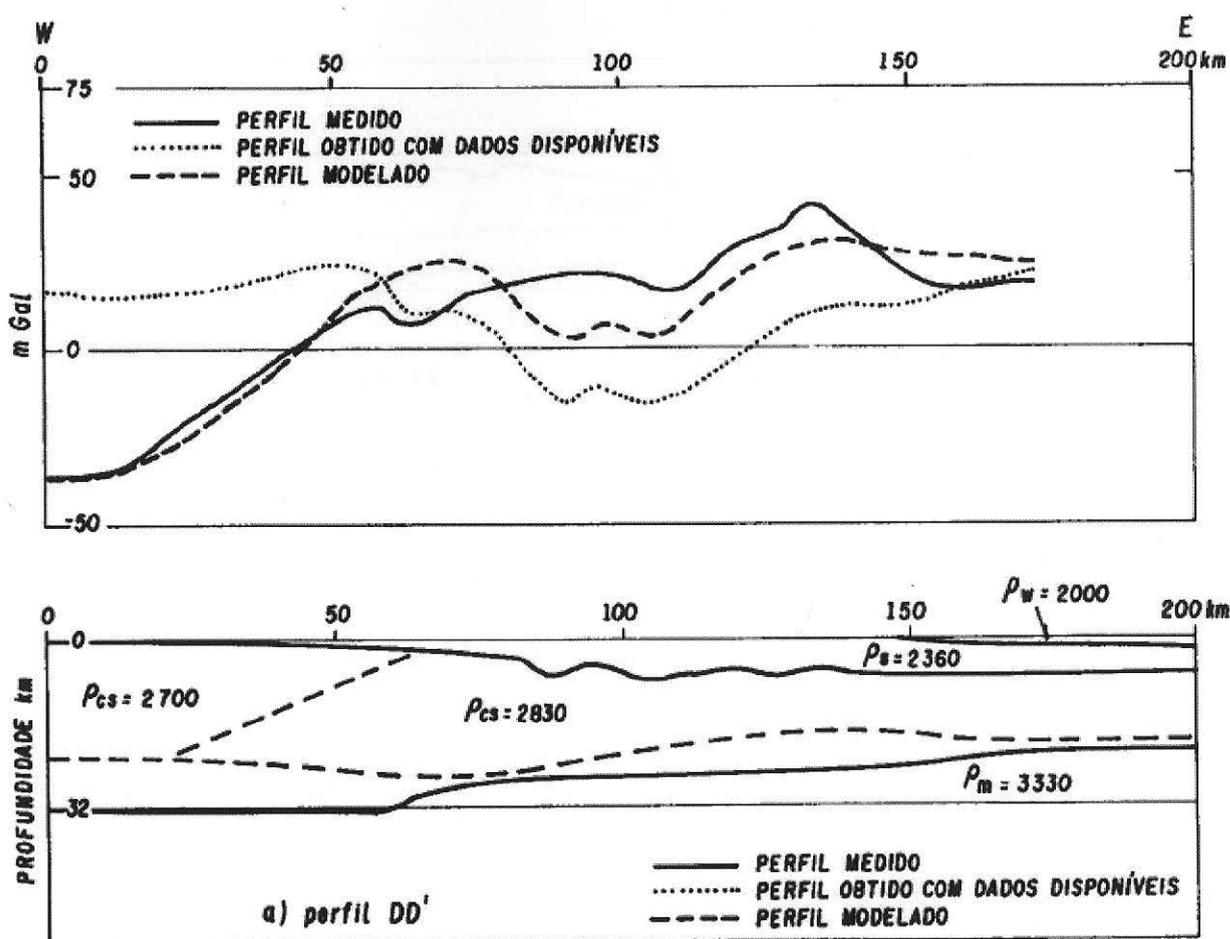


Figura 39: Modelagem gravimétrica (GOMES & RIZZO, 1988)

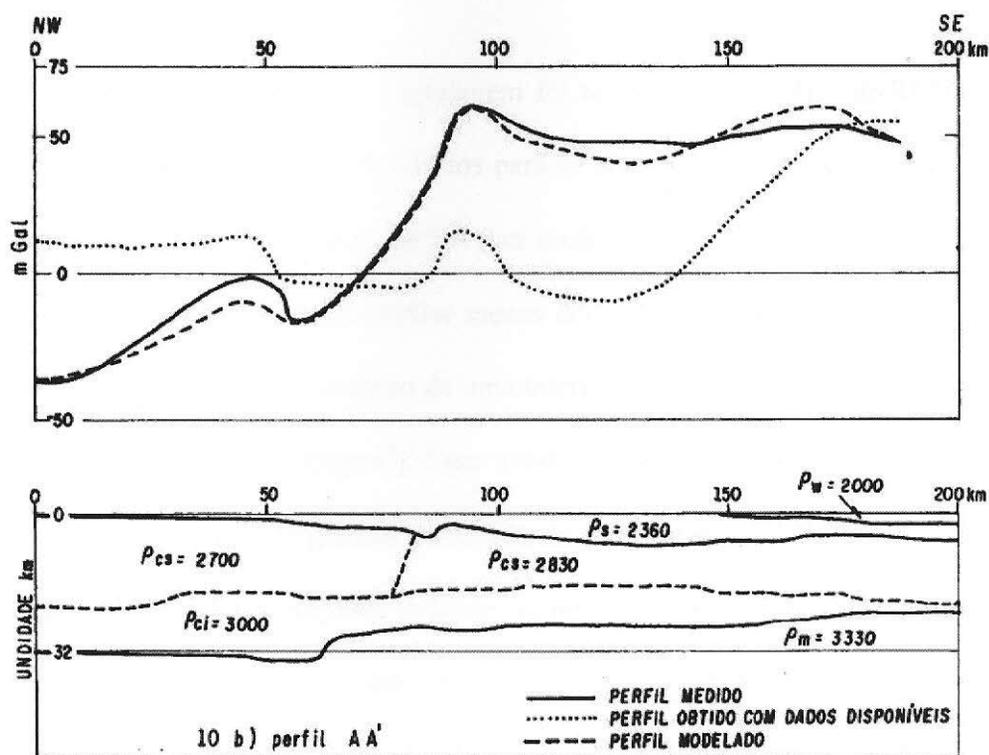


Figura 40: Modelagem gravimétrica (GOMES & RIZZO, 1988)

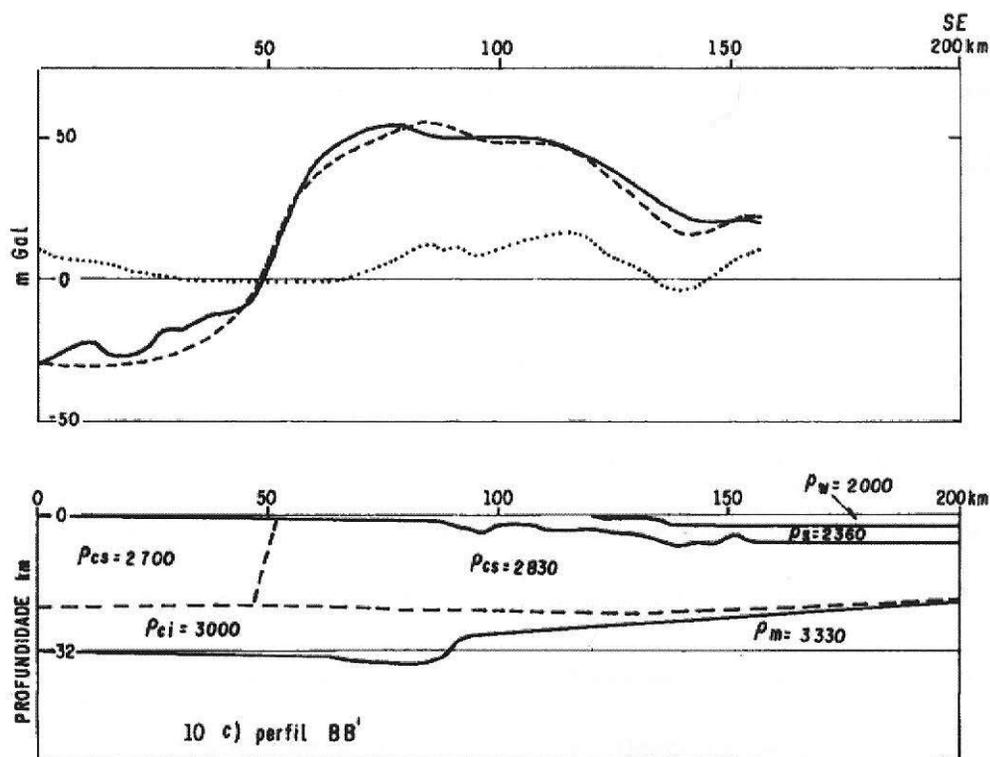


Figura 41: Modelagem gravimétrica (GOMES & RIZZO, 1988).

Uma outra tentativa de modelagem foi testada por GOMES & RIZZO, considerando agora os valores de densidade obtidos para as amostras superficiais da Unidade Região dos Lagos e do Complexo Paraíba do Sul (ver seção 4.3). Assim, os autores assumiram ρ_{cs} como igual a densidade da crosta superior menos densa (2700 kg/m^3 ; ver Figuras 39 a 41). Essa assertiva implica na consideração de uma interface hipotética entre essa crosta superior e uma crosta inferior ($\rho_{ci} = 3000 \text{ kg/m}^3$). Essa interface, de acordo com ANN SWIFT et al. (1987), representaria o aumento gradual da densidade com a profundidade, como seria de esperar. Na Figura 39, as linhas tracejadas indicam: a) no perfil em profundidade, a posição dos corpos bidimensionais, conforme acima descrito; b) no perfil gravimétrico, a curva correspondente à modelagem. Mais uma vez, GOMES & RIZZO precisaram ajustar a superfície de descontinuidade do modelo (contraste lateral de densidade na crosta superior) à amplitude e inclinação da curva gravimétrica.

Tentativamente, os autores explicam essa “cunha crustal” de menor densidade, sob as plataformas rasas de Cabo Frio e Vitória, como um prolongamento da Unidade Região dos Lagos (Figura 31).

No que diz respeito ao mapa Bouguer da região abissal, GOMES & RIZZO enfatizaram que o alinhamento gravimétrico norte-sul, observado entre as longitudes UTM 500 e 600 km, é coincidente com o limite halocinético da bacia de Campos, tal como definido por LOBO & FERRADAES (1983). A anomalia gravimétrica desse alinhamento tem amplitude média de 20–25 mGal e gradiente médio de 0,5 mGal/km. Em direção a leste, a partir desse alinhamento, delinea-se uma mudança no padrão de orientação das curvas, com nítida tendência à direção oeste-leste, talvez já refletindo segundo os autores a imposição de fraturas em crosta oceânica.

4.6 Conclusões do estudo de caso 1

Considerando a divisão estrutural-gravimétrica de HARALYI & HASUI (1982, 1985), a bacia de Campos está situada num bloco continental a leste do bloco Vitória, da qual é separada, na região costeira, por uma anomalia gravimétrica de alta amplitude (média de 50 mGal) e forte gradiente (1,4 mGal/km ao norte do paralelo 22°S e 2,0 mGal/km ao sul do mesmo). Essa anomalia gravimétrica é caracterizada, em planta por um feixe retilíneo de isogálicas paralelas, com orientação nordeste-sudoeste. Em perfil, ela separa dois domínios distintos: o patamar gravimétrico do embasamento costeiro e o patamar gravimétrico da bacia distendida.

O traço da charneira pré-Aptiana, limite ocidental da bacia, desenvolve-se paralelamente às isogálicas ao norte da latitude 22°S, cortando diagonalmente (deflexão de cerca de 50°) ao sul desse paralelo, segundo GOMES & RIZZO. Esse fato parece invalidar segundo os autores a interpretação dessa “rampa” gravimétrica como resultante unicamente de uma subida da interface Moho, pois essa configuração entraria em conflito com o que prevê o modelo de distensão crustal de McKENZIE (1978). Em toda essa região, a sedimentação terciária parece ter se processado somente devido à flexura crustal, desde o embasamento aflorante até a charneira.

Para GOMES & RIZZO, qualquer modelagem gravimétrica nessa área terá, forçosamente, que considerar uma superfície de descontinuidade estrutural, ajustada espacialmente à anomalia sob consideração. Os autores sugerem que essa superfície estaria intimamente ligada à existência de um contraste lateral de densidade na crosta superior, motivado pelo posicionamento de uma unidade litológica distinta, sob as plataformas rasas de cabo Frio e, possivelmente, de Vitória, denominada Unidade Região dos Lagos (REIS, 1982; DRM/TRISERVICE, 1982).

Um mapa de anomalia Bouguer, elaborado a partir de dados coletados no projeto REMAC, revelou um alinhamento gravimétrico norte-sul, indicativo do limite oriental da bacia de Campos, coincidente com sua configuração do limite halocinético, proposta por LOBO & FERRADAES (1983).

5 ESTUDO DE CASO 2

5.1 Introdução do estudo de caso 2

O segundo estudo de caso escolhido, intitulado *Rifts of the Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil: Distribution and Timing*, foi publicado no AAPG Memoir 73, p. 301-315, de autoria de G. D. Karner.

Neste trabalho, anomalias gravimétricas obtidas a partir de levantamentos realizados com satélites foram usadas para mapear a localização e distribuição de sub-bacias rifte nas bacias de Campos e de Santos. Anomalias gravimétricas de ar-livre e de Bouguer permitiram definir várias feições.

5.2 Resumo do trabalho de Karner (2000)

Um gradiente gravimétrico negativo-positivo ao longo da margem sudeste brasileira correlaciona-se com a terminação das zonas de fraturas oceânicas, o limite com os evaporitos sin-rifte e uma abrupta mudança nas tendências das anomalias de leste para oeste para paralela à margem. O gradiente gravimétrico permite então definir a localização do limite crosta continental-oceânica e sugere que boa parte do Platô de São Paulo esta sobreposta por fina crosta continental. Segundo, uma importante zona tectônica de dobra, consistindo de uma série de pequenos segmentos, em *echelon*, formando blocos altos sub-paralelos à margem brasileira, demarcam o limite oeste de significativa extensão crustal. O Alto Regional de Badejo faz parte desta zona de dobra. As montanhas da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira representam uma extensão desta zona de dobra no continente. Terceiro,

uma série de sub-bacias rifte existem sob o mar na zona de dobra das bacias de Campos e de Santos. Estas sub-bacias tem limitada continuidade entre si, implicando que a comunicação dos lagos sin-rifte, composição química da água e possivelmente a fonte e a preservação de sedimentos foram restritos a cada sub-bacia.

5.3 Resultados e conclusões do estudo de caso 2

A anomalia gravimétrica de ar-livre derivada através de satélites é particularmente útil para definir a batimetria e a estrutura das crostas oceânica e continental (CANDE et al. 1988). A abertura recente da crosta oceânica é bem imageada com magnetometria, resultando numa comprovada reconstrução da placa tectônica no Atlântico sul. Estas imagens também provém informação a respeito da mudança de orientação das tensões. Segundo Karner, seis plumas termais provavelmente influenciaram a química e a espessura da crosta oceânica durante o Cretáceo recente. Em adição à Tristão da Cunha, estes *hot spots* são Trindade e Martin Vaz, Santa Helena, Ascension e Fernando de Noronha (ver Figura 42).

A Figura 39 (KARNER, 2000) mostra uma imagem das anomalias de ar-livre para a região da margem sudeste brasileira. Identifica-se claramente as zonas de fratura e traços relacionados com *hot spots* (Trindade e Tristão da Cunha, por exemplo). De particular importância na Figura 43 está a localização e terminação das zonas de fratura quando aproxima-se da margem brasileira. Ao norte do paralelo 22°S, é dramaticamente comprometida a definição da zona de fratura acima de uma larga região de crosta presumivelmente oceânica. Segundo Karner, o soterramento por sedimentos é uma explicação improvável para a perda da “assinatura” gravimétrica, uma vez que regiões com espessuras sedimentares similares ao sul do paralelo 22°S mostram zonas de fraturas bem definidas (HINZ et al. 1999). A crosta ao norte da latitude 22°S, caracterizada por grandes anomalias

gravimétricas de ar-livre foi descrita por HINZ et al. (1999) (com base em dados de sísmica de reflexão) como crosta oceânica com forte refletor irregular ou como embasamento regular com espessura crustal de 8–9 km. HINZ et al. (1999) postulou que esta espessura da crosta oceânica foi influenciada por períodos de alta produção de magma durante a acreção de crosta oceânica no período Albiano–Turoniano, estendendo-se a partir de um centro relacionado com a pluma de Tristão da Cunha. Independente dos detalhes da acreção crustal, as zonas de fraturas tendendo para o sul da latitude 22°S podem ser traçadas por distância significativa para o oeste, especialmente na região imediatamente ao sul do platô de São Paulo (Figura 44).

A terminação da zona de fraturas identificada por “satélites gravimétricos” oferece uma oportunidade para definir o limite ocidental da crosta oceânica e portanto da localização do limite crosta continental-oceânica adjacente às bacias de Campos e de Santos. Em posições tectônicas similares na margem oeste da África (KARNER et al., 1997) e margem noroeste da Austrália (DRISCOLL & KARNER, 1998), a gravidade Bouguer crustal tem se provado útil ao realçar tanto as estruturas rifte da margem como a localização do limite continente-oceano.

A Figura 45 (KARNER, 2000) apresenta imagem da anomalia Bouguer crustal obtida a partir de dados de anomalias de ar-livre derivados de satélites. Para a região *offshore* do sudeste brasileiro, mapas de gravidade Bouguer crustal foram construídos pelo autor a partir da determinação da anomalia gravimétrica Bouguer de uma região relativa a um *grid* de 2'× 2' em gravidade ar-livre (GeoSAT) gerado por SANDWELL & SMITH (1992) e um *grid* topográfico usando um contraste de densidade sedimento/água de 1170 kg/m³. A partir da anomalia gravimétrica Bouguer, uma superfície ajustada por mínimos quadrados foi subtraída para produzir o mapa de gravidade Bouguer crustal mostrado na Figura 45. Remover as informações relativas a longos comprimentos de onda é, de fato, uma forma de correção

isostática (ver seção 3.5.8), baseada entretanto em uma distribuição real de dados preferencialmente ao invés de suposições frágeis para a densidade e a flexura crustal.

As regiões de grandes anomalias gravimétricas positivas vistas na imagem Bouguer crustal (Figura 45) que são associadas com crosta oceânica espessa tendem a obscurecer a localização das zonas de fratura que são óbvias na imagem de ar-livre (compare a Figura 43 com a Figura 45). Em um esforço para ressaltar as componentes com pequenos comprimentos de onda, a gravidade foi filtrada adicionalmente, usando um filtro passa-alta que suprime comprimentos de onda maiores que 400 km (isto é, anomalias mais largas que 200 km) e pela iluminação da imagem pelo norte. No resultado, apresentado na Figura 46, os pequenos comprimentos de onda associados com a zona de fraturas oceânica foram traçados e as terminações ocidentais marcadas. O limite crosta continental-oceânica (linha sólida preta na Figura 46) mostra coincidência com a terminação ocidental da zona de fraturas (por exemplo, Figura 44) e com áreas caracterizadas por uma abrupta mudança na tendência das feições de oeste-leste para norte-sul (ou paralela à margem). A localização predita para o limite crosta continental-oceânica é largamente alinhada com o gradiente de gravidade negativo-positivo a leste da Bacia de Campos e ao longo da margem oriental do Platô de São Paulo.

Adicionalmente, segundo Karner, o limite crosta continental-oceânica delinea aproximadamente o limite oriental dos evaporitos sin-rifte responsáveis pelas estruturas de diápiros observadas em sísmica de reflexão ao longo do platô de São Paulo (CHANG et al., 1992; DEMERCIAN et al., 1993). A amplitude gravimétrica cruza este limite variando de 20 para 30 mGal (Figura 45). Segundo Karner, a fonte do dipolo gravimétrico é em parte uma consequência da justaposição de crosta oceânica relativamente espessa, velha, ajacente à crosta continental afinada. O espessamento da crosta oceânica é função da descompressão do material da astenosfera e é aumentada pelo manto, quente, que pode induzir a presença de plumas térmicas durante os estágios recentes da expansão do assoalho oceânico (HINZ et al.

1999). Karner então conclui que a crosta subjacente ao platô de São Paulo é uma crosta continental estendida.

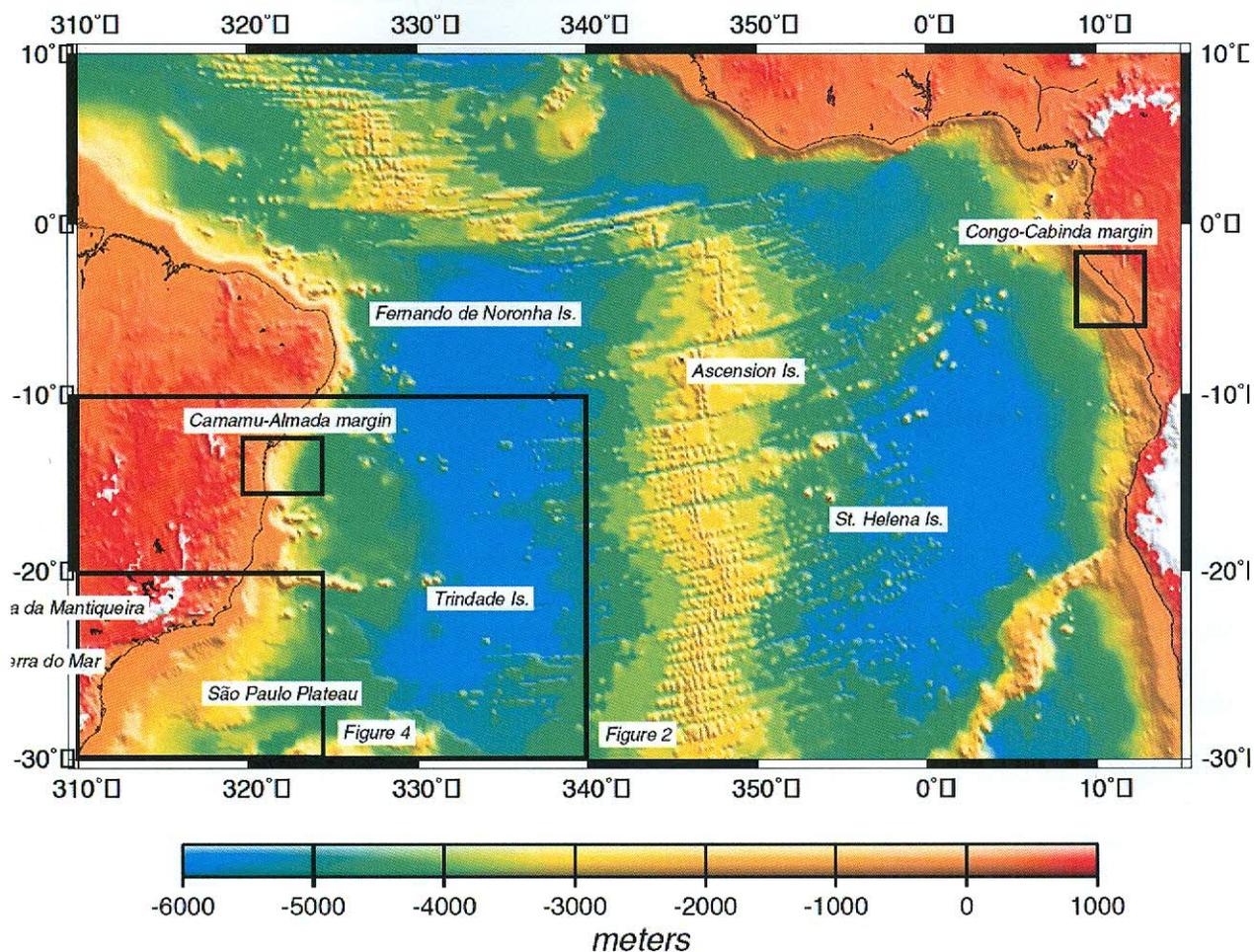


Figura 42: Batimetria e topografia da região do Atlântico Sul. Note conjugação entre as margens de Congo-Cabinda e Camamu-Almada. As regiões abrangidas nas Figuras 2 e 4 são mostradas, assim como as localizações das montanhas da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira no continente, o platô de São Paulo offshore, e as principais plumas térmicas no Atlântico Sul (Fernando de Noronha, Ascension, St. Helena e Trindade).

Por conta do realçamento dos contrastes de densidade dentro da crosta, a gravidade Bouguer crustal tende a acentuar, segundo Karner, a localização de bacias sedimentares e feições flexurais compensadas tais como flancos de rifte. As feições mais importantes na Figura 45 são as seguintes: (1) um gradiente gravimétrico negativo-positivo definindo o limite crosta-oceano; (2) anomalias positivas correspondendo a espessamento da crosta oceânica no Aptiano-Albiano e zonas de dobras crustais em *offshore* e; (3) anomalias negativas que correlacionam-se com a localização dos depocentros riftes ou sub-bacias dentro das bacias de Campos e de Santos e das zonas de fraturas oceânicas. As anomalias de gravidade indicam uma continuidade aproximada ao longo da direção *strike* de várias sub-bacias (nomeadas na Figura 45) e zonas de dobra que se encontram na margem sudeste brasileira (linhas vermelhas na Figura 45).

Uma importante zona de dobra tectônica tende a ser sub-paralela à margem brasileira (Figura 45) e demarca o limite ocidental de significativa extensão continental. Na zona de dobra das bacias de Campos e de Santos, baixos gravimétricos individuais foram interpretados por Karner como sendo sub-bacias rifte, mostrando um arranjo *en echelon* com limitada continuidade ao longo da direção *strike*. Isto implicaria segundo Karner que o sistema relacionado com cada sub-bacia seria espacialmente distinto.

Com relação à bacia de Campos, existe uma boa correspondência entre os altos gravimétricos e o Alto regional de Badejo e entre os baixos gravimétricos e as depressões de São Tomé e Corvina-Parati (Figuras 45 e 47). A segmentação do Alto de Badejo pela zona de acomodação de Paraíba separa a Bacia de Campos em duas províncias estruturais.

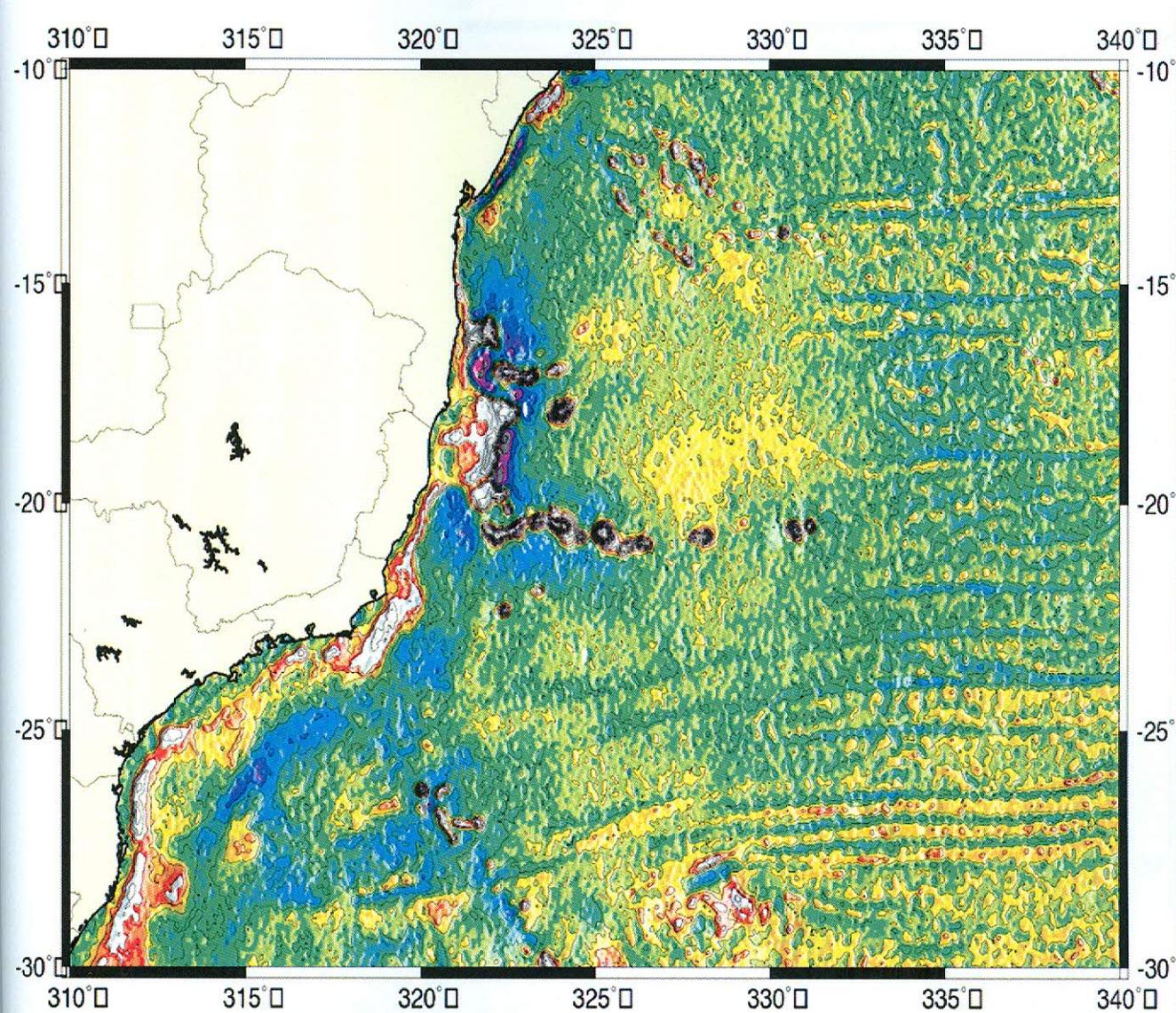


Figura 43 : Mapa de anomalias gravimétricas de ar-livre para a região sudeste do Brasil. Percebe-se claramente as tendências relativas as zonas de fraturas e os hot spots. Note a terminação da zona de fraturas quando elas se aproximam da margem brasileira, correspondendo ao limite oceano-continente. Boa parte do platô de São Paulo em águas profundas é parte da crosta oceânica. O intervalo dos contornos é 10 mGal (KARNER, 2000).

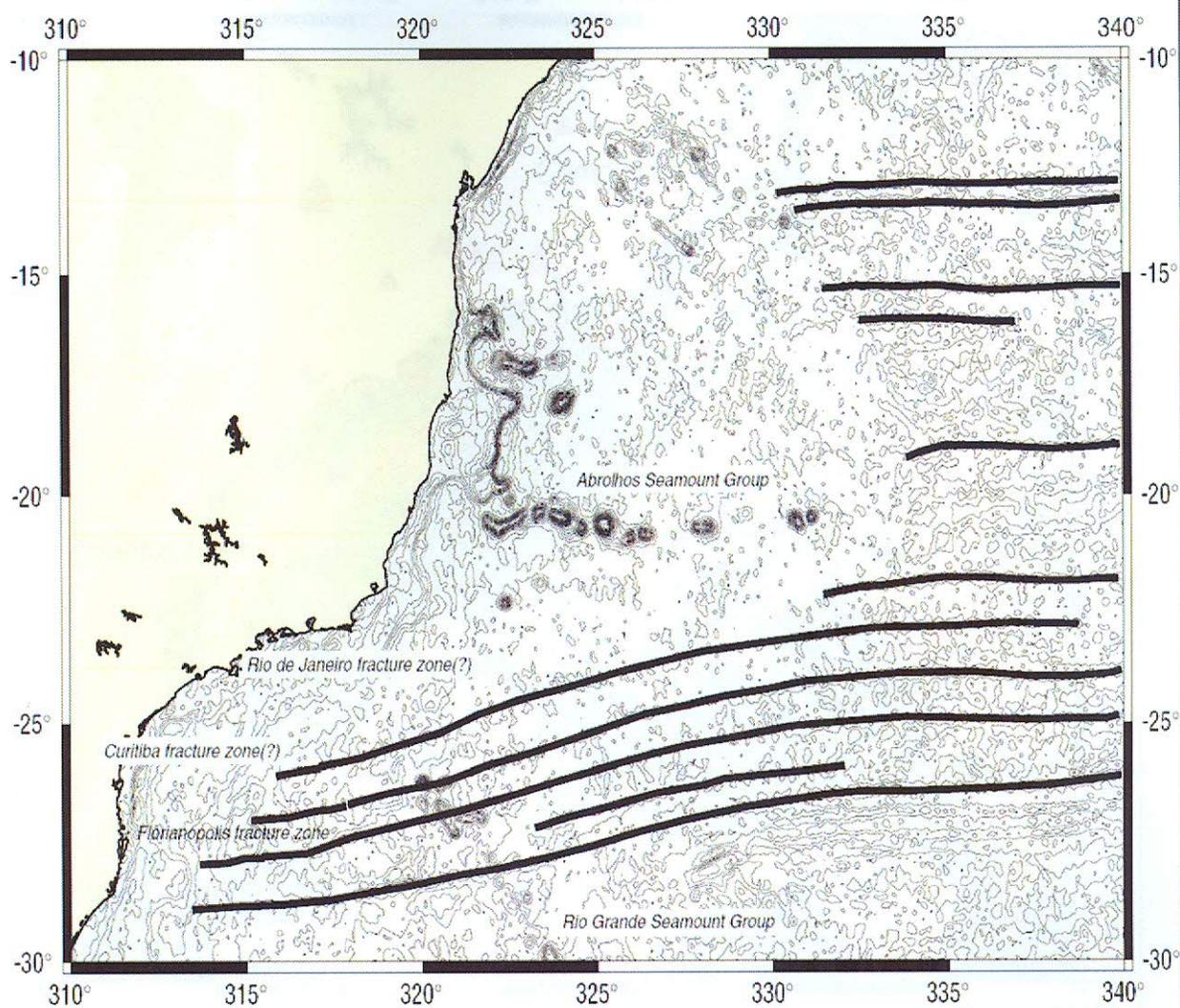


Figura 44 : Trends da zona de fraturas na região sudeste brasileira. O mapa base mostra os contornos da gravidade ar-livre (Geosat). A larga anomalia de ar-livre positiva ao norte da latitude 22°S corresponde ao espessamento da crosta oceânica no Albiano. As zonas de fratura do Rio de Janeiro e de Curitiba são também mostradas. A terminação da zona de fratura é usada para delinear o limite crosta oceano (KARNER, 2000).

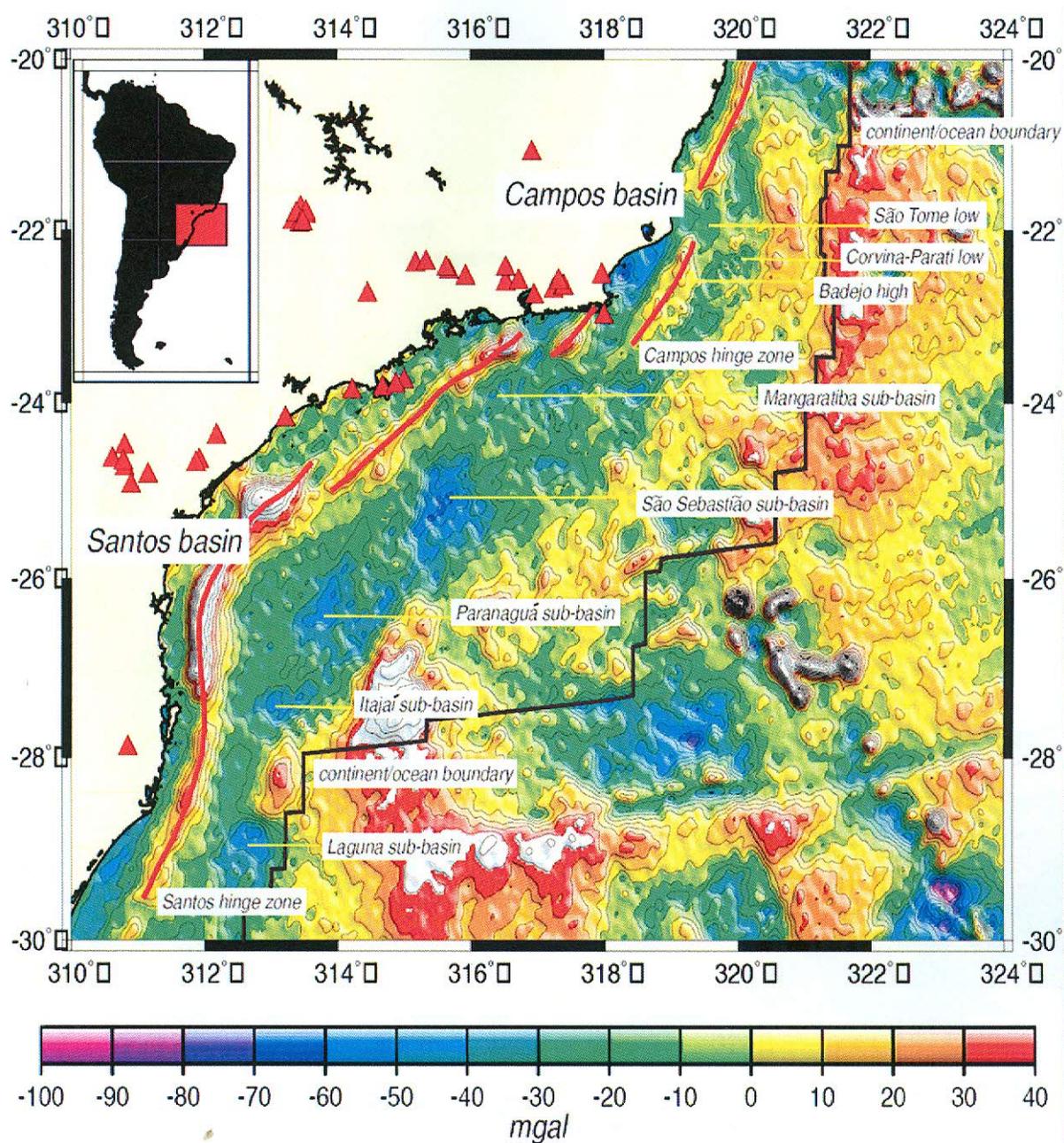


Figura 45 : Mapa de anomalias Bouguer crustal do sudeste brasileiro, derivadas a partir de satélite. Esta anomalia acentua bacias sedimentares e feições flexurais tais como os flancos de riftes. Anomalia proeminente inclui um gradiente gravimétrico negativo-positivo geralmente cruzando o limite crosta continental-oceânica (linha preta); anomalias positivas associadas com o espessamento da crosta oceânica no Aptiano-Albiano e zonas de dobra de Santos e Campos. (linha vermelha); além de anomalias negativas correlacionadas com as sub-bacias riftes nas bacias de Campos e de Santos e zonas oceânicas de fraturas. As sub-bacias riftes de Laguna, Itajaí, Paranaguá, São Sebastião e Mangaratiba são previstas como tendo limitada continuidade ao longo da direção strike. Centros de vulcões do Neocominiano-Eoceno são também mostrados (triângulos vermelhos). Contornos apresentam intervalo de 10 mGal (KARNER, 2000).

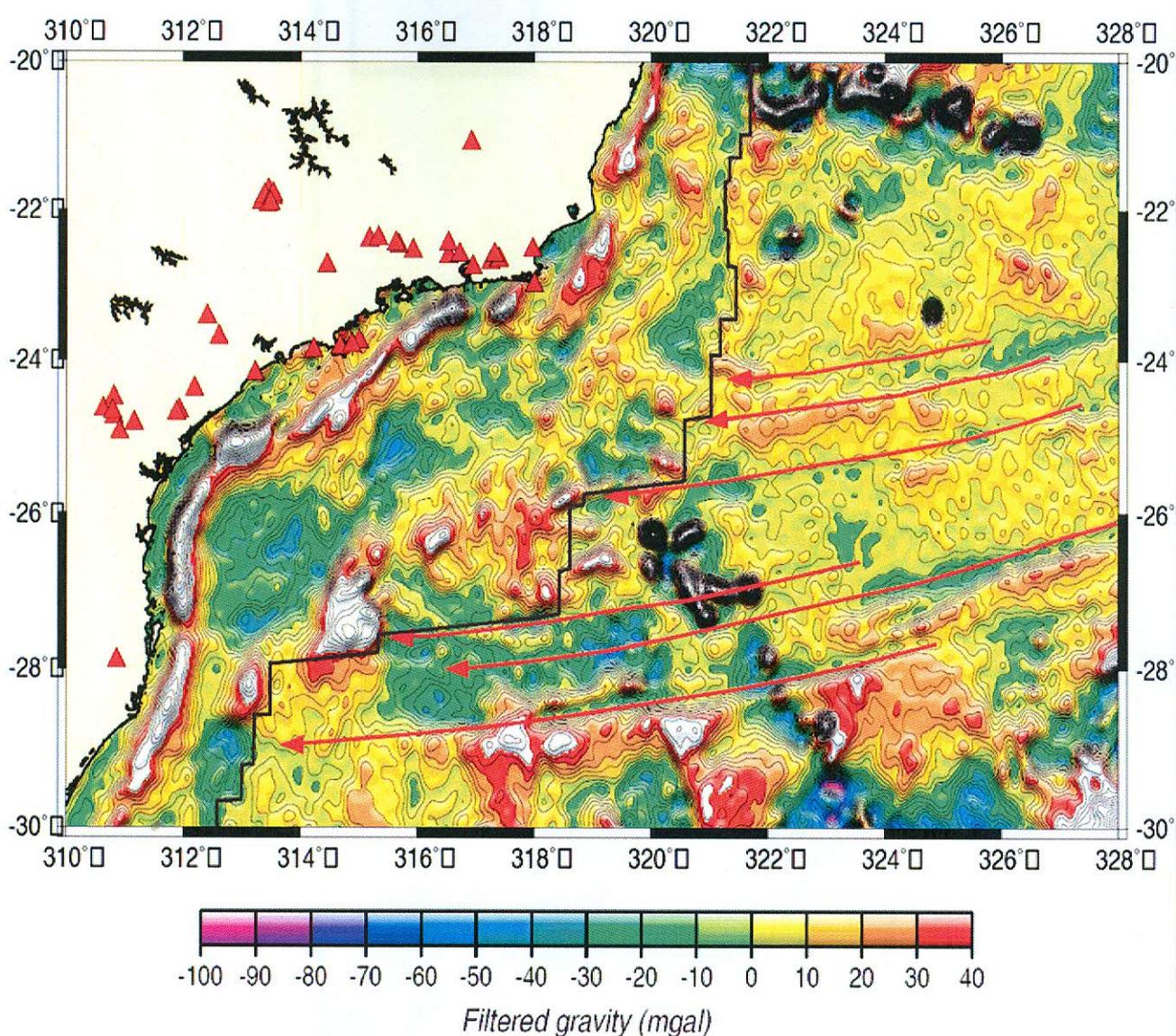


Figura 46: Mapa de anomalias Bouguer crustais filtradas através de um filtro passa-alta e iluminada a partir do norte, mostrando a localização das principais zonas de fratura oceânicas e suas terminações aproximadamente no oeste. A localização do limite crosta continental-oceânica (linha preta) é baseada na terminação das zonas de fratura e na mudança abrupta das feições, de oeste-leste para norte-sul. O limite coincide com o gradiente gravimétrico negativo-positivo e com o limite oriental dos evaporitos sin-rifte como visto em perfis sísmicos que cruzam o platô de São Paulo. Contornos apresentam intervalo de 5 mGal (KARNER, 2000).

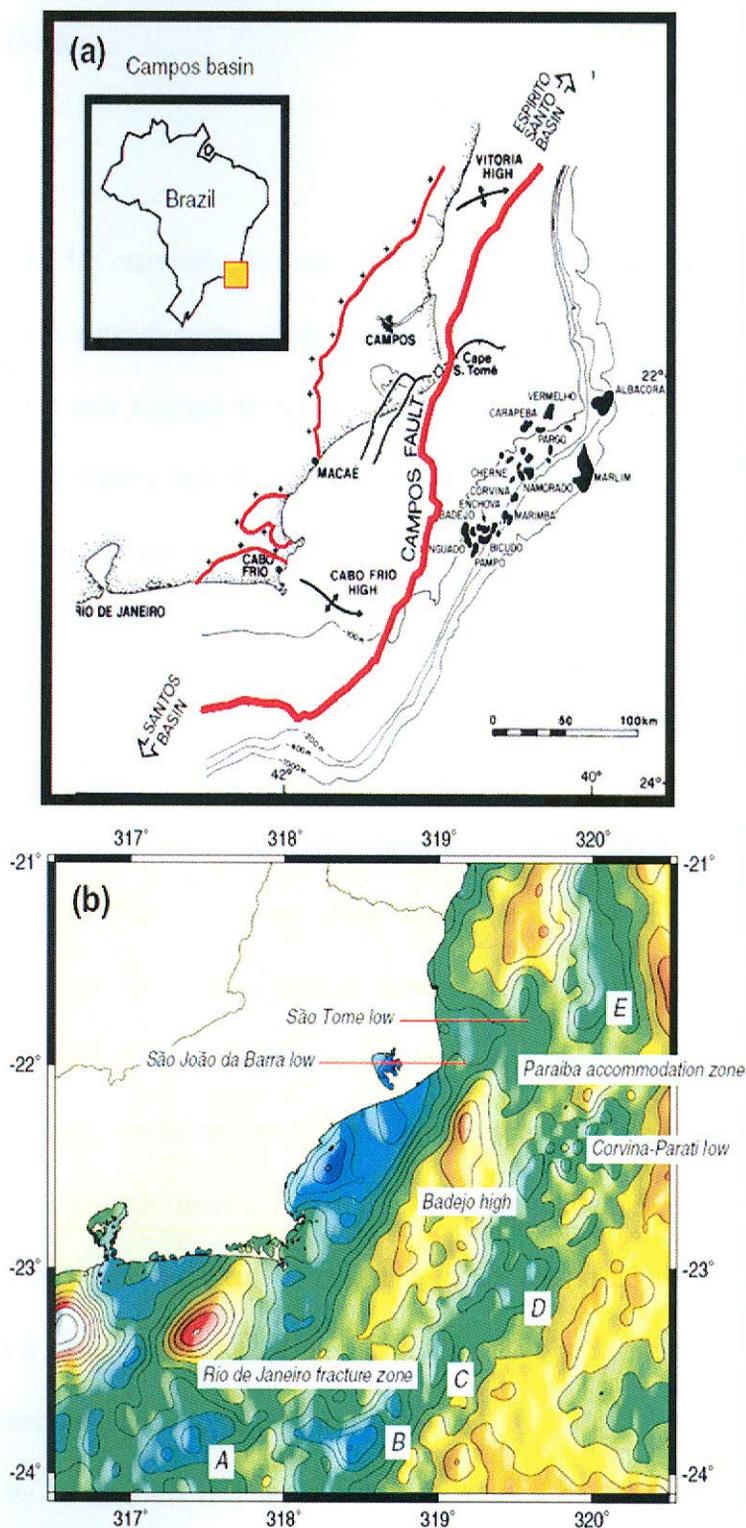


Figura 47: Comparação de (a) mapa estrutural e (b) mapa de anomalia Bouguer crustal da bacia de Campos. Note a boa correspondência do alto gravimétrico com o Alto de Badejo. Uma série de sub-bacias (identificadas de A a D) são justapostas contra as margens sudeste e leste do Alto de Badejo. (KARNER, 2000).

6 CONCLUSÕES

A identificação das estruturas de uma bacia sedimentar é importante etapa do processo que culmina com seu entendimento. Neste sentido, o método gravimétrico constitui-se em importante ferramenta para a caracterização de uma bacia, conforme descrito nos dois estudos de caso analisados. Os erros e incertezas associados às medidas gravimétricas são geralmente decorrentes de incorreções nos valores de altitude, de localização e de efeitos topográficos não compensados corretamente. As correções topográficas geram variações de dezenas de mGals, em regiões muito acidentadas, e erros nesta correção podem ser da ordem de 10 a 20% do valor total da correção.

Conforme discutido anteriormente, a maior fonte de incerteza na interpretação gravimétrica consiste na natureza do problema inverso, na teoria do campo potencial, que permite uma infinidade de soluções para geometrias e variações de densidade em subsuperfície que satisfazem a curva de dados observados. A integração de dados obtidos a partir de outros métodos geofísicos, bem como a incorporação do conhecimento geológico prévio constituem-se em importante e vital ferramenta na melhora da caracterização de uma bacia sedimentar. Faz-se fundamental uma integração cada vez maior entre os dados geofísicos obtidos a partir de métodos diferentes e àqueles obtidos diretamente da geologia, objetivando a contínua melhora dos modelos geológicos.

Em termos da bibliografia disponível referente à bacia de Campos, verificou-se que a mesma é farta, ainda que boa parte dos trabalhos tenham circulação restrita em função da importância econômica desta bacia em termos da prospecção de petróleo e gás.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, P. A.; J. R. ALLEN. *Basin Analysis - Principles & Applications*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. 451p.
- ANN SWIFT, B., et al. *Subsidence, crustal structure, and thermal evolution of George Bank basin*. AAPG, v. 71, n. 6, p. 702-718, 1987.
- AROUCA DE CASTRO, A.H. *Geologia e sistemas petrolíferos das bacias sedimentares brasileiras*. Petrobras, 2004. 109p.
- ASMUS, H.E.; PONTE, F.C. *The Brazilian marginal basins*. In *The ocean basins and margins*, eds Nairn, A.E.M. and Stehli, F.G., pp. 87-133. Plenum Press, New York, USA, 1973.
- CADY, J.W. *Calculation of gravity and magnetic anomalies along profiles with end corrections and inverse solutions for density and magnetization*. U.S. geological survey open file report, n. 77-463, 1977.
- CAINZOS, R.L.P. *Integração de dados geofísicos e geológicos de Cuba centro-oriental: contribuição a cartografia e exploração mineral regional*. 2001. 253p. Tese (Doutorado em Geociências) – Programa de pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- CHANG, K.H.R.O. et al. *Tectonics and stratigraphy of the east Brazil rift system: an overview*. Tectonophysics, v. 213, p. 97-138, 1993.
- DEHLINGER, P. *Marine Gravity*. Elsevier Scientific Pub. Co., New York, 1978.
- DEMERCIAN, S. et al. *Style and pattern of salt diapers due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil*. Tectonophysics, v.143, p.156-161.
- DIAS, J.L., et al. *Integração do arcabouço estrutural da bacia de Campos com o embasamento pré-Cambriano adjacente*. Anais do 1º simpósio brasileiro de geologia RJ-ES, p. 189-197, 1987a.
- DIAS, J.L. *Análise estratigráfica e evolução da fase rift nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil*. 1991. 145p. Dissertação (Mestrado em Geologia) Programa de pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- DIAS et al. *Integração do arcabouço estrutural da bacia de Campos com o embasamento pré-Cambriano adjacente*. Anais do 1º simpósio brasileiro de geologia RJ-ES, p. 189-197, 1987a.
- DOBRIN, M. B. *Introduction to geophysical prospecting*, 3ª ed., 1976.
- DOBRIN, M.B.; SAVIT, C.H. *Introduction to Geophysical Prospecting*. New York: McGraw-Hill, 1988. 867p.

DRISCOLL, N.W.; KARNER, G.D. *Lower crustal extension across the northern Carnarvon basin, Australia: evidence for an eastward dipping detachment.* Journal of Geophysical Research, v. 103, p. 4975-4992, 1998.

DRM/TRISERVICE. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro – Folhas Macaé/Cabiúnas.* 1982.

ERNESTO, M.; MARQUES, L.S. *Investigando o interior da Terra.* In: TEIXEIRA, W., et al.(eds.) *Decifrando a Terra, 1a. ed.* São Paulo: Oficina do texto, 2003. 568p. ISBN 85-86238-14-7.

EM, US Army Corps of Engineers, *Geophysical exploration for engineering and environmental investigations – Enginner Manual.* Springfield: US Army Corps of Engineers, 1995. 208p.

FEIJÓ, F.J. *Bacia de Pernambuco-Paraíba.* Boletim de Geociências da Petrobras v. 8, n. 1, p. 143-147, 1994.

FRIES, M. *Estudo das feições estruturais e tectônicas do nordeste do Estado de São Paulo e sudoeste do Estado de Minas Gerais através da gravimetria.* 2003. 101p. Dissertação (Mestrado em Geociências). – Programa de pós-graduação em Geologia Regional Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

GOMES, B.S.; RIZZO, J.G. *Modelagem gravimétrica na bacia de Campos.* Anais do 35º Congresso Brasileiro de Geologia, v. 4, p. 1657-1676, Belém-PA, 1988.

GUPTA, V. K.; RAMANI, N. *Optimum second vertical derivatives in geological mapping and mineral exploration.* Geophysics, v. 47, p. 1706-1715, 1982.

HAMMER, S. *Note on the variation from the equator to the pole of the earth's gravity.* Geophysics, vol. 8, p. 57-60, 1943.

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. *The gravimetric information and the archean-proterozoic structural framework of eastern Brasil.* Rev. Bras. Geoc., v.12, p. 160-166, 1982.

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. *Interpretation of gravity and magnetic data, central and eastern Brazil.* in The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps, W. J. Hinze (ed.), p. 124-131. Soc. Expl. Geophys., Tulsa, 1985.

HUBBERT, M.K. *A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses.* Geophysics, v. 13, n. 2, p. 215-225, 1948.

KAHN, M.A. *Satellite contributions to geophysical exploration at sea.* In CRC Handbook of geophysical at sea, R. A. Geyer (ed.), p.3-68, Boca Raton: CRC press, 1983.

KARNER, G.D. et al. *Tectonic significance of syn-rift sedimentary packages across the Gabon-Cabinda continental margin.* Marine and Petroleum Geology, v. 14, p.973-1000, 1997.

KARNER, G.D. *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, 2000.

LAFEHR, T.R. *Rock density from borehole gravity surveys*. *Geophysics*, v. 48, p. 341-356, 1983.

LONGMAN, I.M. *Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun*. *Journal of geophysics research*, v. 64, n. 12, p. 2351-2355, 1959.

LOBO, A.P. & FERRADAES, J.O.. *Reconhecimento preliminar do talude e sopé continentais da bacia de Campos*. *Relat. Téc. No. 103*, p. 4177, 1983.

LUIZ, J.G.; SILVA, C.L.M. *Geofísica de prospecção*. Belém: Editora Universitária UFPA. Cejup, 1995. 311p.

MARION, J.B. *Classical Dynamics of Particles & Systems*, 2ed., New York: Academic Press, 1970.

MATOS, RMD.; WAICK, RN. *A unique transform margin: the Equatorial Atlantic*. *Proceedings of the Rio '98 AAPG International Conference and Exhibition*, p. 798-799, Rio de Janeiro, Brazil, 1998.

McKENZIE, D. *Some remarks on the development of sedimentary basins*. *Earth and Planet. Sci. Letters*, v. 40, p. 25-32, 1978.

MILANI, E.J. *Tectônica cisalhante na evolução do rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá*. *Revista Brasileira de Geociências*, v.15, n.4, p. 287-292, 1985.

MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. *Sedimentary basins of South America*. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; and Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 389-452, 2000.

MIO, E. *Modelagem crustal da bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos*. 2005. 94p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de pós-graduação em Geologia Regional, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

MOHRIAK, W.U. et al. *Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil*. In *Salt tectonics: a global perspective*, eds. Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., and Snelson, S., p. 273-304. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 65, Tulsa, USA, 1995.

MORELLI et al. *The International Gravity Standardisation Net. Pub. Spec.* *Bulletin Géodésique*, n. 4, 1971.

MOTA, U. *Estudo gravimétrico da depressão circular de Colônia, Santo Amaro-SP*. 1992. 51p. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Programa de pós-graduação do Observatório Nacional, Observatório Nacional, Rio de Janeiro.

MURTHY, I.V.R.; RAO, D.B. 1979. *Gravity anomalies of two-dimensional bodies of irregular cross-section with depth*. Geophysics, v. 31, p.362-371.

NABIGHIAN, M.N. et al. *Historical development of the gravity method in exploration*. Geophysics, v. 70, n. 6, p. 63-69, 2005.

NETTLETON L.L. *Gravity and magnetics in oil prospecting*. McGraw-Hill Book Company, New York. 1976.

ROSIER, G.F. *Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais*. DGN-DPRM, 222.

SÁ, N.C.; BLITZKOW, D. *Uma tentativa de homogeneizar os dados gravimétricos existentes no Brasil*. Revista Bras. de Geof., v. 4, p. 73-77, 1986.

SANDWELL, D.T.; SMITH, W.H.T. *Global marine gravity from ERS-1, Geosat and Seasat reveals new tectonic fabric*. EOS transactions, American Geophysical Union, v. 73, p. 133, 1992.

SAZHINA, N.; GRUSHINSKY, N. *Gravity prospecting*. Moscou:Mir, 1971, 491p.

SCHMOKER, J.W. *Accuracy of borehole gravity data*. Geophysics, v. 43, p. 538-542, 1978.

SIMPSON, R. W.; R. C. JACHENS. *Gravity methods in regional studies*. In: L. C. PAKISER & W. D. MOONEY. Geophysical Framework of the continental United States. Boulder: Geological Society of America, p. 35-44, 1989.

STANLEY, J.M. *Simplified gravity interpretation by gradients – the geological contact*. Geophysics, v. 42, p. 1230-1235, 1977.

TALWANI et al. *Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone*. Journal of geophysical research, v. 64, n. 1, p. 49-59, 1959.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (Orgs.) *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. 568 p. cap 4

TELFORD et al. *Applied Geophysics*. Cambridge:Cambridge university press, 1990. 770p.

THOMAS, J.E. (org.). *Fundamentos de Engenharia do Petróleo*. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2001. p. 27.

TSUBOI, C. *Gravity*. George Allen & Unwin (Publ.) Ltd, London, 1983.

WOOLARD, G.P. *The new gravity system-changes in international gravity base values and anomaly values*. Geophysics, v. 44, n.8, p. 1352-1366, 1979.

ANEXO A

Princípio da isostasia

Este anexo aborda o princípio da isostasia conforme descrito em ERNESTO & MARQUES (2003).

O conceito de isostasia baseia-se no princípio de equilíbrio de Arquimedes, no qual um corpo ao flutuar desloca uma massa de fluido (exemplo: água) equivalente à sua própria. Assumindo-se que uma cadeia montanhosa pode comportar-se como uma rocha flutuando na água e aplicando este princípio à geologia, a camada superficial da Terra relativamente rígida flutua sobre um substrato mais denso. A superfície terrestre é considerada suficientemente rígida para preservar as feições topográficas e menos densa que o substrato plástico.

Sabe-se hoje que esta camada corresponde à crosta e parte superior do manto, que integram a *litosfera*. O substrato denso é chamado de *astenosfera*, comportando-se como um fluido viscoso, no qual ocorrem deformações plásticas na escala de tempo geológico. O equilíbrio isostático é atingido quando um acúmulo de carga ou perda de massa existente na parte emersa é contrabalançada, respectivamente, por uma perda de massa ou acúmulo de carga na parte emersa.

No modelo de Airy de compensação estática, as montanhas são mais altas por possuírem raízes profundas, da mesma forma que um imenso bloco de gelo flutuando no mar. No modelo de Pratt, por outro lado, as montanhas são elevadas por serem compostas de rochas de menor densidade do que as existentes nas regiões vizinhas, havendo neste caso diferenças laterais de densidade.

Hoje sabe-se que os dois modos de compensação estática ocorrem na natureza. As montanhas são mais altas, pois se projetam para as partes mais profundas do manto, conforme

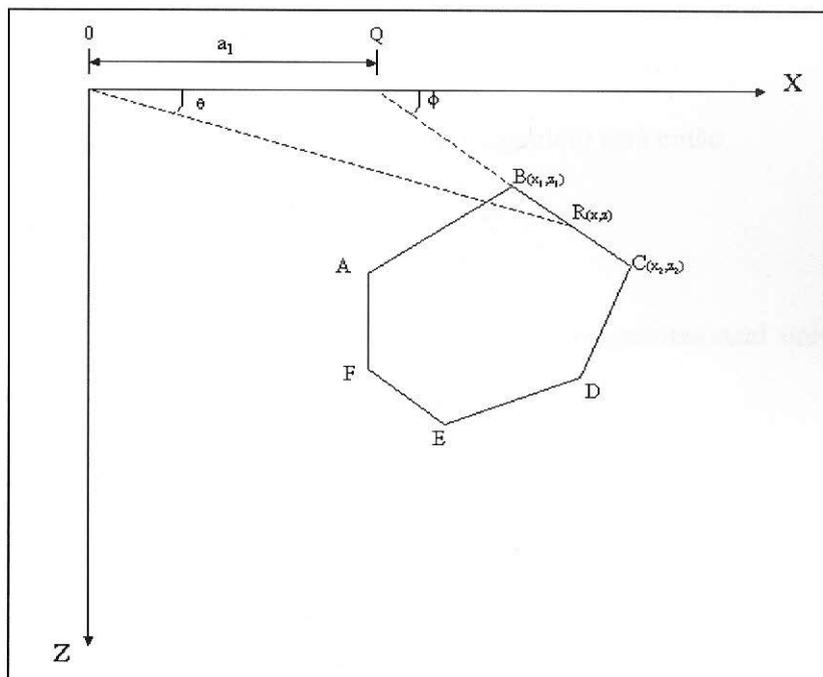
informações obtidas com sismologia. Por outro lado, os continentes situam-se acima do nível do mar devido às diferenças de composição e densidade entre a crosta continental e a crosta oceânica. Mesmo após sofrer intemperismo e erosão intensos no decorrer do tempo geológico, a crosta continental situa-se acima do nível do mar devido a isostasia, pois a medida que a erosão remove as camadas superficiais, ocorre lento soerguimento.

ANEXO 2

Atração de corpos de forma irregular

Este anexo descreve a atração gravitacional de corpos de forma irregular conforme descrito por LUIZ & SILVA (1995).

As fontes de anomalias gravimétricas com comprimento infinito na direção horizontal tem a sua seção transversal (perpendicular aos perfis de medida) substituída por um polígono. O número de lados e comprimentos dos mesmos são estabelecidos de modo a descrever a fonte. O polígono é especificado por pares de coordenadas (x,z) dos seus vértices, conforme representado na figura A.1 abaixo:



A atração gravitacional vertical de um corpo 2D (HUBBERT 1948), com densidade de massa ρ , é dada pela integral de linha:

$$g_z = 2G\rho \cdot \oint z \cdot d\theta \quad [A.2.1]$$

Para um dos lados do polígono, o termo à direita na equação [A.2.1] é dado por (TALWANI et al., 1959)

$$\int_{BC} z \cdot d\theta = \int_B^C \frac{a_1 \cdot \operatorname{tg} \theta \cdot \operatorname{tg} \phi_1}{\operatorname{tg} \phi_1 - \operatorname{tg} \theta} \cdot d\theta \quad [\text{A.2.2}]$$

onde considerou-se o lado BC, e sendo

$$\phi_1 = \operatorname{arctg}\left(\frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1}\right) \quad , \quad \theta = \operatorname{arctg}\left(\frac{x}{z}\right) \quad \text{e} \quad a_1 = x_2 + z_2 \cdot \left(\frac{x_2 - x_1}{z_1 - z_2}\right)$$

Para qualquer dos lados do polígono, o resultado da integração é

$$Z_i = a_i \cdot \operatorname{sen} \phi_i \cos \phi_i \cdot \left\{ \theta_i - \theta_{i+1} + \operatorname{tg} \phi_i \cdot \ln \left[\frac{\cos \theta_i \cdot (\operatorname{tg} \theta_i - \operatorname{tg} \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} \cdot (\operatorname{tg} \theta_{i+1} - \operatorname{tg} \phi_i)} \right] \right\}$$

onde

$$a_i = x_{i+1} + z_{i+1} \cdot \frac{x_{i+1} - x_i}{z_i - z_{i+1}} \quad , \quad \phi_i = \operatorname{arctg}\left(z_{i+1} - \frac{z_i}{x_{i+1}} - x_i\right) \quad ,$$

$$\theta_i = \operatorname{arctg}\left(\frac{z_i}{x_i}\right) \quad \text{e} \quad \theta_{i+1} = \operatorname{arctg}\left(\frac{z_{i+1}}{x_{i+1}}\right)$$

A atração vertical considerada sobre o polígono completo será então

$$g_z = 2 \cdot G \cdot \rho \cdot \sum_{i=1}^n Z_i$$

sendo n o número de lados do polígono, G a constante gravitacional universal e ρ a densidade.

Este método de cálculo de atração de corpos de forma irregular é conhecido como método de Tawani. Na aplicação do mesmo, a subsuperfície pode ser representada adicionalmente por um número maior de polígonos. A figura abaixo apresenta um exemplo aonde foram definidos três polígonos, referentes às unidades geológicas A , B e C .

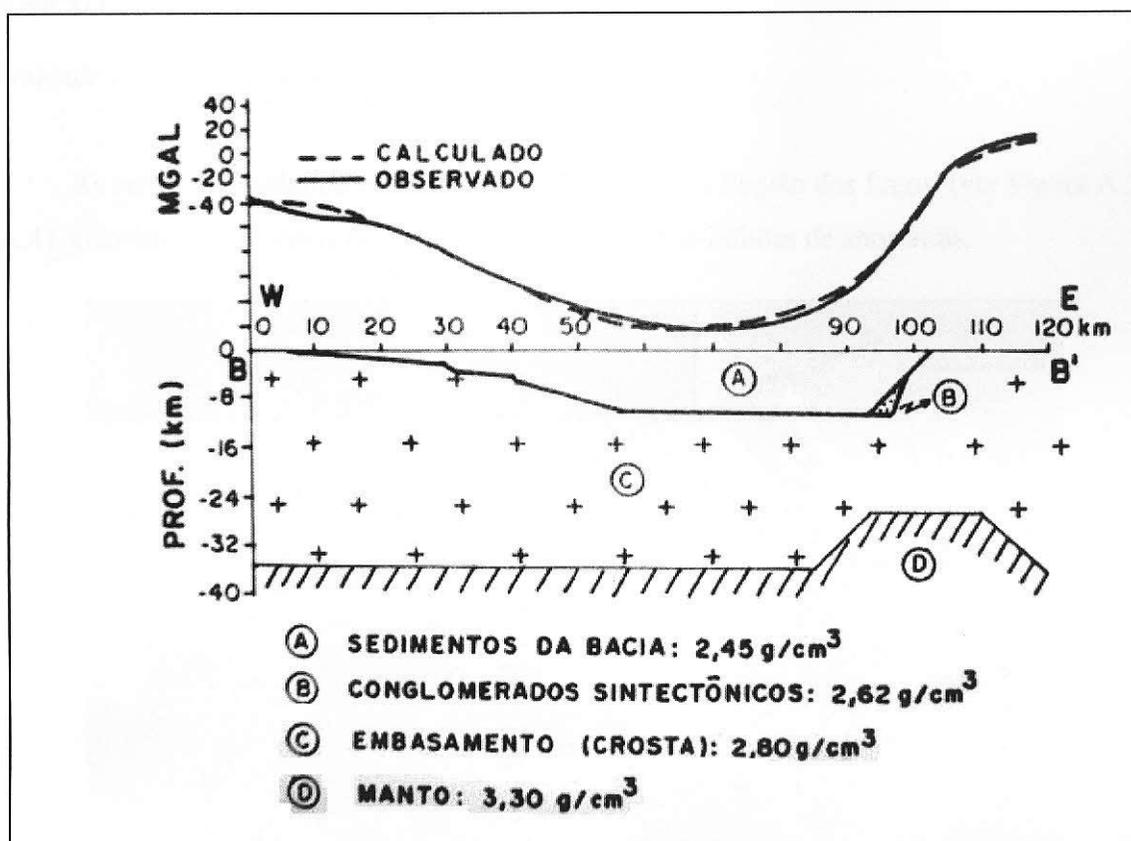


Figura A.2: Representação da subsuperfície por polígonos e sua atração calculada e medida. Modelo da Bacia do Tucano Central (MILANI, 1985).

Quando as fontes não tem comprimento infinito, é necessário introduzirem-se correções para os efeitos produzidos pelas suas bordas (CADY, 1977).

ANEXO 3:

Unidade região dos Lagos

As serras da Sapiatiba e Sapiatiba Mirim, centro da Região dos Lagos (ver Figura A.3 e A.4), guardam uma história muito antiga de mais de dois bilhões de anos atrás.

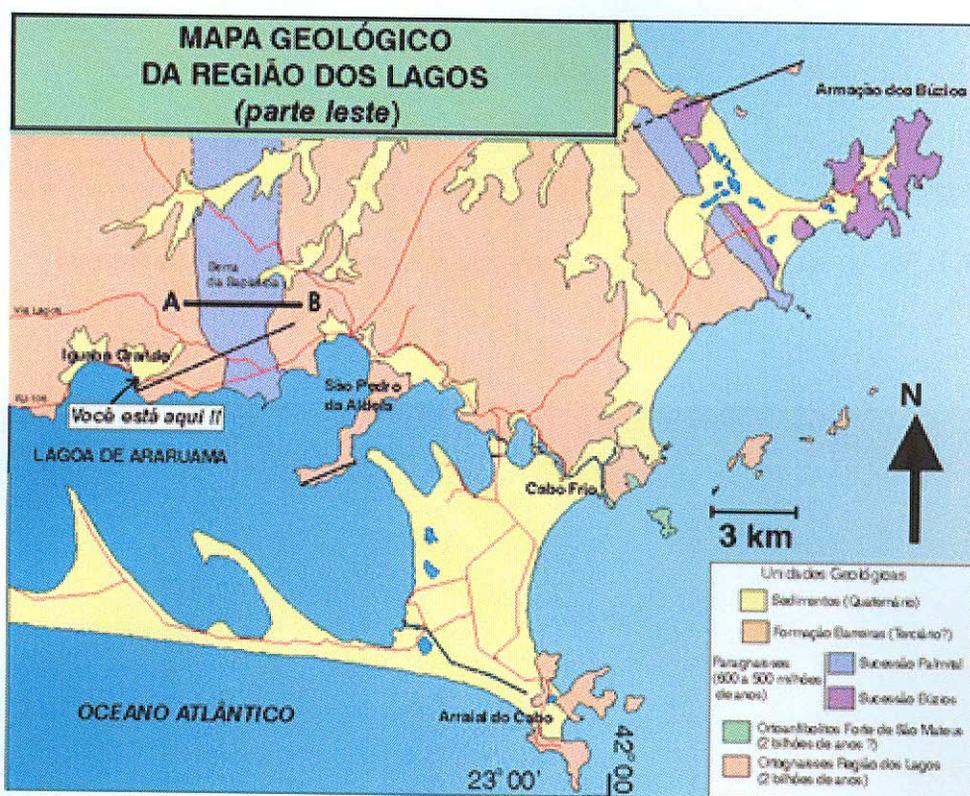


Figura A.3: Mapa geológico da parte leste da Região dos Lagos. (site do DRM-RJ⁶).
A Figura A.4 mostra o perfil geológico A-B, marcado no mapa.

As rochas mais antigas, ou embasamento, estão no sopé das serra. São rochas de origem ígnea, e chamadas ortogneisses porque depois de sua formação como rocha ígnea foram reaquiadas e deformadas, transformando-se em gnaiss (rocha metamórfica; ver Figura A.5). Esta unidade rochosa é denominada Região dos Lagos. Métodos avançados de laboratório revelaram sua idade de formação há aproximadamente 2 bilhões de anos.

⁶ http://www.drm.rj.gov.br/admin_fotos/iguabagr_sapiatiba/mapa1g.gif acessado em 15/03/2007.



Figura A.4: Perfil geológico A-B, veja localização no mapa (site do DRM-RJ)

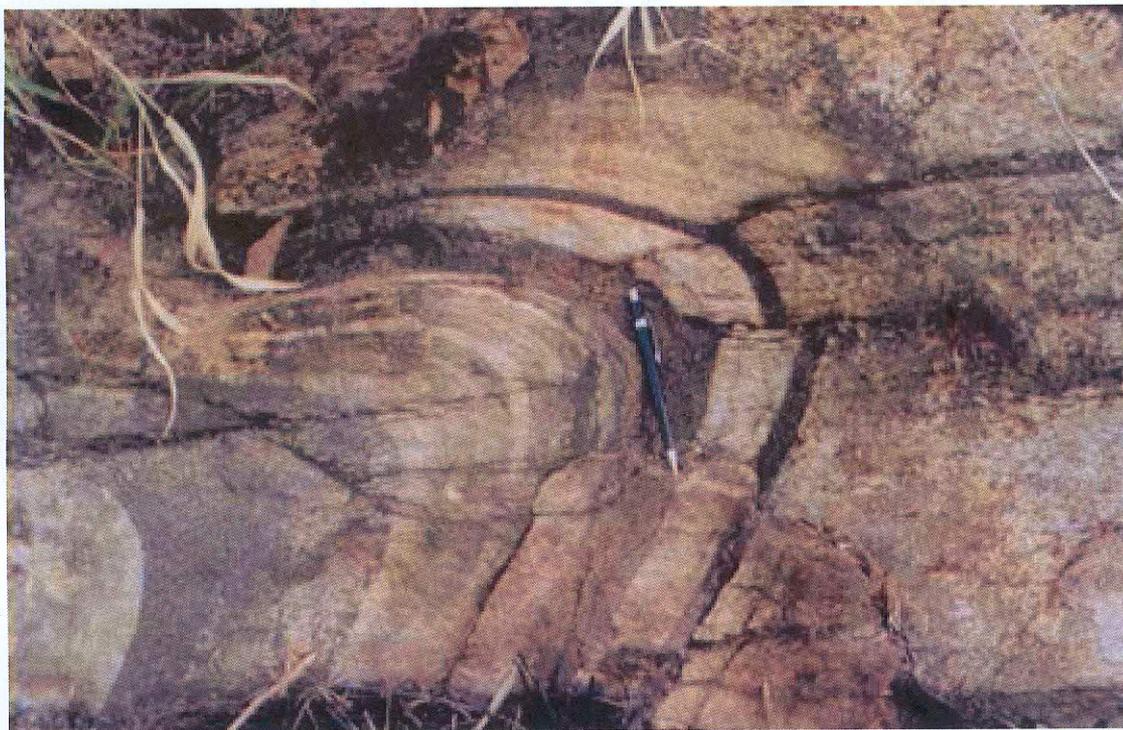


Figura A.5: Rocha da Unidade Região dos Lagos mostrando o padrão dobrado e indicando que a mesma sofreu esforços compressivos. Evidência da colisão continental há 520 milhões de anos (site do DRM-RJ em 10/03/2007).