



UFRJ

Cleber Antonio Carbonari

ESTUDO DE GRAVIMETRIA NA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

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:

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes
Carlos Jorge de Abreu
Paula Lúcia Ferrucio da Rocha

Rio de Janeiro

Março de 2007



MGL
C264E

CLEBER, Antonio Carbonari

Estudo de gravimetria na bacia de Sergipe-Alagoas:/ Cleber Antonio Carbonari - - Rio de Janeiro: UFRJ/ IGeo, 2007.
03, 110 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

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. Estudo de Gravimetria na bacia de Sergipe-Alagoas.

Cleber Antonio Carbonari

ESTUDO DE GRAVIMETRIA NA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

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:

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes
Carlos Jorge de Abreu
Paula Lúcia Ferrucio da Rocha

Aprovada em: 27/03/2007.

Por:



Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

Carlos Jorge de Abreu

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Aos meus pais Alvair e Elisabete, meu irmão
Caio e minha querida Vanessa.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente à Petrobras por possibilitar a execução desta monografia e à UFRJ que permitiu esta especialização em Geofísica do Petróleo.

Gostaria de agradecer em especial ao geofísico Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes pelo apoio e coordenação durante a etapa de especialização em geofísica e realização desta monografia. Também, aos geofísicos da Petrobras Benedito Souza Gomes e Fernando Antonio do Rego Barros pelas referências bibliográficas para o estudo de caso presente neste trabalho.

Agradeço aos professores Carlos Jorge Abreu e Paula Lúcia Ferruccio da Rocha pela orientação no desenvolvimento desta monografia.

Meus agradecimentos aos colegas André Fabiano Steklain, André Schuwartz Ferreira e Vanessa Souza Leite, pela parte geológica do trabalho, que foi escrita em conjunto com eles.

Resumo

CARBONARJ, Cleber Antonio. **Estudo de Gravimetria na bacia de Sergipe-Alagoas:** 2007. 03, 110p. 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.

A geologia da bacia de Sergipe-Alagoas tem a seqüência estratigráfica mais completa das bacias Brasileiras, com algumas diferenças que faz com que a bacia possa ser subdividida nas sub-bacias Sergipe e Alagoas, separadas pela feição chamada alto de Jabotã-Penedo. A bacia faz parte da margem leste brasileira, proveniente de margem passiva, passando pelos estágios de Pré-Rifle, rifle, evaporítico e Pós-Rifle, proporcionando com essas etapas a geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos, incluindo o campo de Carmópolis que representa a maior acumulação de óleo em campos terrestres com um volume *in place* de 250 MM de m³ de óleo. O conhecimento geológico da bacia Sergipe-Alagoas é resultado da aplicação de diversos métodos de investigação, incluindo os métodos geofísicos, tais como o gravimétrico, que visa uma interpretação através de anomalias de gravidade proporcionadas pelas diferenças de densidade existentes nas rochas em subsuperfície. Tal método apesar de não ser o método geofísico mais utilizado na prospecção de hidrocarbonetos, é muito eficiente em alguns aspectos exploratório, principalmente porque ele permite mapear grandes áreas a um custo baixo e ao mesmo tempo delimitar as principais feições estruturais, ajudando no entendimento da evolução da bacia. Pode-se com este método ver que a margem leste Brasileira está dentro do modelo esperado para margens passivas, e também obter mais uma explicação, entre outras, a maior prospectividade para hidrocarbonetos da porção terrestre da bacia Sergipe-Alagoas.

Palavras-chave: bacia Sergipe-Alagoas; Método gravimétrico; Espessura Crustal.

Abstract

CARBONARI, Cleber Antonio. **Estudo de Gravimetria na bacia de Sergipe-Alagoas. [Gravimetric studies in Sergipe-Alagoas basin]**. 2007. 03, 110p. 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.

The geology of the Sergipe-Alagoas Basin has the more complete Stratigraphic sequence of the Brazilian basins, with some differences that make with that the basin can be subdivided in the sub-basins Sergipe and Alagoas, separate for the features called alto de Jabotã-Penedo. The basin is part of the Brazilian east margin, proceeding from passive margin, passing for the estages pre-rift, rift, evaporitic and pos-rift, providing with these stages the generation, migration and accumulation of oil, including the Carmópolis field that represents the greater accumulates of oil in on shore fields with a volume in place of 250 million m³ of oil. The geologic knowledge of the Sergipe-Alagoas Basin is resulted of the application of diverse investigations methods, including the geophysical methods, such as the gravimetric methods, that it aims at an interpretation through of gravimetric anomalies for the existing differences of density in the rocks in subsurface. This method although not to be the more used geophysical method in the prospection of hydrocarbons, it is very efficient in some aspects of exploration, mainly because it can do survey of great areas with low cost and to delimit the main structural features, helping in the agreement of the evolution of the basin. We can with this method see that the Brazilian east margin is inside of the model waited for passive margins, and also to get more one explanation that the better prospection for hydrocarbons of the terrestrial portion of the Sergipe-Alagoas Basin.

Key-Words: Sergipe-Alagoas Basin; Gravimetric Methods; crustal thickness

Lista de figuras

| | |
|---|----|
| Figura 1 - Mapa de localização da bacia Sergipe-Alagoas no Brasil com aumento da região. Bacia marítima mostrada com batimetria | 2 |
| Figura 2 - Carta estratigráfica da bacia de Sergipe | 7 |
| Figura 3 - Carta estratigráfica da bacia de Alagoas | 8 |
| Figura 4 - Carta estratigráfica da bacia de Sergipe - Alagoas correlacionando os períodos e as idades com a evolução tectônica e o preenchimento sedimentar - formações | 9 |
| Figura 5 - Carta estratigráfica de ambiente deposicional das megasequências da Fase Sin-Rifle e Transicional da bacia de Sergipe - Alagoas | 16 |
| Figura 6 - Mapas de localização (detalhe) e estrutural ao nível do embasamento, com as principais feições regionais das bacias de Sergipe-Alagoas | 18 |
| Figura 7 - Mapa de arcabouço tectônico com grandes feições regionais (compartimentação estrutural dos blocos delimitados por falhas de fase rifle) das bacias de Sergipe-Alagoas, com localização de perfis sísmicos discutidos no texto | 19 |
| Figura 8 - Transect D-1 na direção dip da bacia de Sergipe-Alagoas, com base em seções sísmicas regionais (ver localização na Figura 7) entre a plataforma continental e a porção distal do baixo de Mosqueiro | 21 |
| Figura 9 - Representação dos estágios de evolução da margem passiva brasileira | 24 |
| Figura 10 - História deposicional da costa brasileira na Fase Rifle | 29 |
| Figura 11 - Mapa de localização das acumulações de hidrocarbonetos na bacia de Sergipe-Alagoas | 31 |
| Figura 12 - Carta de eventos para o sistema petrolífero Ibura-Muribeca | 32 |
| Figura 13 - Carta de eventos para o sistema petrolífero imaturo Ibura-Calumbi | 33 |
| Figura 14 - Quadro de produção a partir da década de 60 | 34 |
| Figura 15 - Ilustrando o trabalho realizado por um pequeno | 40 |
| Figura 16 - Ilustrando uma distribuição de densidade em um corpo qualquer | 43 |
| Figura 17 - Figura ilustrando a diferença entre o geóide e o elipsóide. Note que o geóide oscila muito mais que o elipsóide | 46 |

| | |
|---|----|
| Figura 18 - Figura ilustrando a diferença entre as alturas ortométrica, elipsoidal e geoidal | 46 |
| Figura 19 - Exemplo de gravímetros absoluto. Figura da esquerda é um exemplo de medida de gravidade pela queda livre | 48 |
| Figura 20 - Exemplo de um gravímetro de Corda do tipo Esso | 49 |
| Figura 21 - Esquema representando o gravímetro Gulf | 50 |
| Figura 22 - Esquema representando o gravímetro Boliden | 50 |
| Figura 23 - Esquemas simplificado do funcionamento do LaCost Romberg | 52 |
| Figura 24 - Mostra o interior de um gravímetro Worden. Foto do gravímetro worden | 53 |
| Figura 25 - Foto mostrando uma tomada de dado com um gravímetro LaCost Romberg-IAG-USP | 56 |
| Figura 26 - Figura mostrando a distribuição de dados de gravimetria terrestre e marinha no Brasil | 56 |
| Figura 27 - Figura mostrando as linhas de um levantamento | 58 |
| Figura 28 - Mapa de anomalia Ar-livre da região da Antártida obtido por aerogravimetria (MOLINA, 2004) | 59 |
| Figura 29 - Curva de deriva do gravímetro calculada a partir de leituras sucessivas numa posição fixa. (LUIS, 2005) | 62 |
| Figura 30 (a) Variação da velocidade angula com a latitude. (b) representação exagerada da forma da Terra (LUIS, 2005) | 63 |
| Figura 31 - Figura ilustrando um corpo perturbador - efeito de maré | 63 |
| Figura 32 - Figura ilustrando a gravidade observada sem correção ar-livre | 66 |
| Figura 33 - Figura ilustrando a gravidade observada com correção ar-livre | 67 |
| Figura 34 - (a) Correção de ar livre de uma observação situada a uma altura h acima do datum. (b) Correção de Bouguer. (c) Correção de Terreno | 69 |
| Figura 35 - Figura ilustrando a gravidade observada com correção Bouguer | 68 |
| Figura 36 - Exemplo de mapa de anomalia Bouguer | 70 |

Figura 37 - Exemplo de mapa de anomalia Bouguer (Figura 36) continuado para cima em 20
n

Figura 38 - Exemplo de um ajuste polinomial de grau 3 do mapa de anomalia Bouguer representado na Figura 36
74

Figura 39 - Separação das anomalias regionais e locais a partir de uma anomalia Bouguer 75

Figura 40 - Mapa de anomalia Bouguer residual calculado a partir da subtração dos mapas de anomalia Bouguer e Bouguer regional, apresentados nas Figuras 36 e 38 respectivamente 76

Figura 41 - Exemplo de calculo de máxima profundidade pelo método da meia largura 77

Figura 42 - Exemplo de calculo de máxima profundidade pelo método da razão Gradiente - Ampliu de 78

Figura 43 - Exemplo de anomalia Bouguer e suas derivadas segunda, mostrando os limites dos corpos e também se divergem ou convergem 79

Figura 44 - Exemplo de modelagem direta (LUIS, 2005) 80

Figura 45 - Mapa gravimétrico e um espectro de frequência a partir de uma janela dos dados gravimétricos 83

Figura 46 - Estimativa espectral da Moho 83

Figura 47 - Inversão 3D da Moho 84

Figura 48 - Mapa da estimativa 3D da Moho 85

Figura 49-Modelo de Mckenzie (1978) e suas conseqüências 87

Figura 50 - A esquerda tem-se a seção crustal da Plataforma de S. Miguel dos Campos - baixo de Coruripe e modelo gravimétrico correspondente. A direita tem-se a seção crusta} da Paripueira - alto de Maceió e modelo gravimétrico correspondente 90

Lista de tabelas

| | |
|--|----|
| Tabela 1 - Listagem dos campo de produção da bacia de Sergipe-Alagoas | 35 |
| Tabela 2 - variação da componente perturbador vertical com o Zemutal | 64 |
| Tabela 3 - máximas perturbações de maré | 64 |

Sumário

| | |
|---|------|
| Agradecimentos..... | v |
| Resumo..... | vi |
| Abstract..... | vii |
| Lista de figuras..... | viii |
| Lista de tabelas..... | xi |
| 1 INTRODUÇÃO..... | 1 |
| 2 OBJETIVO..... | 4 |
| 3 MÉTODO..... | 5 |
| 4 CONTEXTO GEOLOGICO DA BACIA..... | 6 |
| 4.1 ESTRATIGRAFIA..... | 6 |
| 4.1.1 FORMAÇÕES NÃO MARINHAS..... | 9 |
| 4.1.2 FORMAÇÕES MARINHAS..... | 13 |
| 4.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL..... | 17 |
| 4.3 GEOLOGIA HISTÓRICA..... | 22 |
| 4.4 GEOLOGIA DO PETRÓLEO..... | 30 |
| 5 METODO GRAVIMÉTRICO..... | 37 |
| 5.1 INTRODUÇÃO..... | 37 |
| 5.2 DESCRIÇÃO TEÓRICA..... | 38 |
| 5.2.1 CAMPOS POTENCIAIS..... | 39 |
| 5.2.2 ENERGIA, TRABALHO E POTENCIAL..... | 39 |
| 5.2.3 POTENCIAL NEWTONIANO..... | 42 |
| 5.3 CAMPO TERRESTRE..... | 45 |
| 5.4 GRAVÍMETROS..... | 47 |
| 5.4.1 GRAVÍMETROS ABSOLUTOS..... | 47 |
| 5.4.2 GRAVÍMETROS RELATIVOS..... | 48 |
| 5.5 AQUISIÇÃO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS..... | 53 |
| 5.5.1 AQUISIÇÃO TERRESTRE..... | 54 |
| 5.5.2 AQUISIÇÃO MARINHA..... | 57 |
| 5.5.3 AEROGRAVIMETRIA..... | 58 |

| | |
|---|-----|
| 5.6 REDUÇÕES | 60 |
| 5.6.1 DERIVA INSTRUMENTAL | 62 |
| 5.6.2 CORREÇÃO DE LATITUDE | 62 |
| 5.6.3 CORREÇÃO DE MARÉ | 63 |
| 5.6.4 CORREÇÃO EOTVOS | 64 |
| 5.6.5 CORREÇÃO AR-LIVRE | 65 |
| 5.6.6 CORREÇÃO BOUGUER | 67 |
| 5.7 PROCESSAMENTO | 70 |
| 5.8 INTERPRETAÇÃO | 74 |
| 5.8.1 MODELAGEM | 80 |
| 5.9 ESTUDO DE CASO | 81 |
| 5.9.1 ESTIMATIVA DA DESCONTINUIDADE DE MOHOROVICIC A PARTIR DE DADOS GRAVIMÉTRICOS - COSTA LESTE BRASILEIRA | 82 |
| 5.9.2 ESPESSURA CRUSTAL DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS | 86 |
| 6 CONCLUSÕES | 91 |
| Referências bibliográficas | 93 |
| Apêndice A - (DE PAULA, O., B. & VIDOTTI, R., M.). Estimativa da Descontinuidade de Mohorovicic a partir de dados gravimétricos - Costa Leste Brasileira | 98 |
| Apêndice B - (KIANG, C., H. & KOWSMANN, R., O.). Espessura crustal da bacia de Sergipe-Alagoas | 110 |

1 INTRODUÇÃO

A bacia de Sergipe-Alagoas ocupa uma faixa alongada na costa leste brasileira, entre os paralelos 9° e 11° sul, limitando-se ao norte pela bacia de Pernambuco-Paraíba e, ao sul pela bacia de Jacuípe (Figura 1). Sua forma é alongada na direção NE, com extensão de 350 km. Sua largura média é de 35 km bem definidos em terra, estendendo-se em direção ao mar certamente além da isóbata de 2000 m. Até esta lâmina d'água, sua área é de 35000 km², sendo 12000 km² em terra, equivalendo a um terço em área da bacia. A sua porção terrestre preserva uma seção sedimentar mais delgada, ao passo que nos grandes baixos deposicionais da parte marítima, o pacote total alcança mais de 10km de espessura (FEIJÓ, 1994).

Das bacias da margem leste, a de Sergipe-Alagoas é a que registra a sucessão estratigráfica mais completa, incluindo remanescentes de uma sedimentação paleozóica, um pacote jurássico a eocretácico Pré-Rifle amplamente desenvolvido, e as clássicas seqüências meso-cenozóicas Sin-Rifle e Pós-Rifle. A bacia de Sergipe-Alagoas pode ser subdividida nas sub-bacias Sergipe e Alagoas, que possuem importantes diferenças estruturais e estratigráficas. De um modo geral, essas bacias apresentam grande similaridade em suas sedimentações neopaleozóicas e jurássicas. Entretanto, a série neocomiana está bem mais desenvolvida na bacia de Alagoas, enquanto que as séries gálica e senoniana e o sistema terciário é mais desenvolvido na bacia de Sergipe. O limite entre essas duas bacias é considerado na proeminente feição positiva chamada de alto de Jaboatã-Penedo.

A porção terrestre da bacia de Sergipe-Alagoas é caracterizada por depocentros separados pelo alto embasamento, algumas falhas transcorrentes na direção NW e as principais na direção NE, associadas com a abertura do sistema rifle. A porção do sistema rifle marinho é caracterizada por uma cobertura sedimentar relativamente fina e por uma série

de depocentros controlados pelas falhas sintéticas da plataforma e da região de águas profundas.

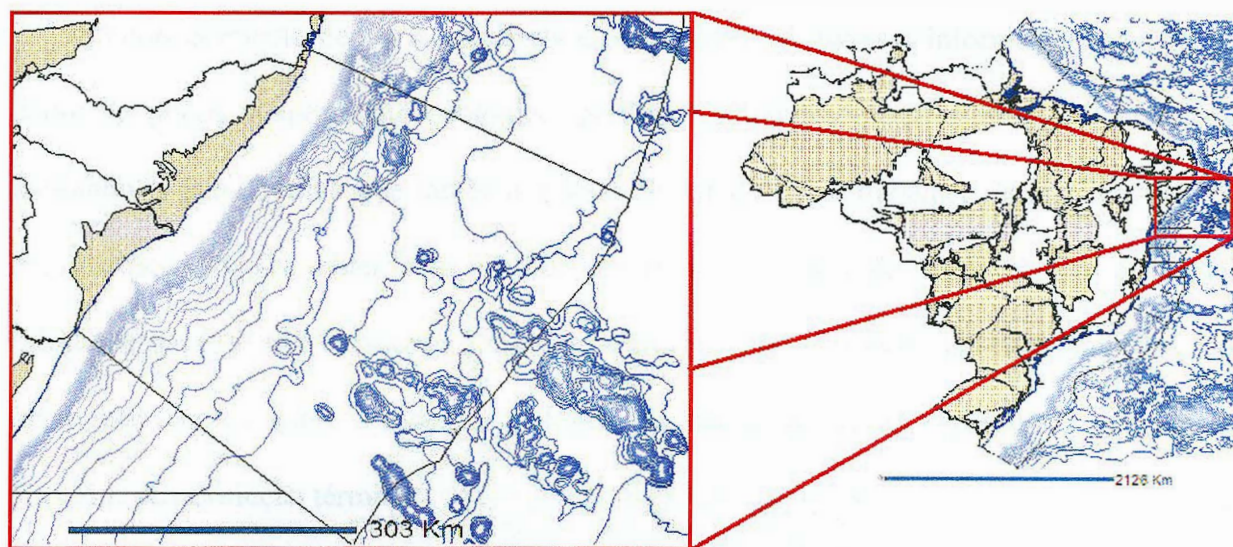


Figura 1 - Mapa de localização da bacia Sergipe-Alagoas no Brasil com aumento da região. Bacia marítima mostrada com batimetria (modificado de <http://maps.bdep.gov.br/website/maps/viewer.htm>)

A bacia de Sergipe-Alagoas é caracterizada por uma série de acumulações de hidrocarbonetos relativas a diferentes rochas geradoras, incluindo folhelhos das megassequências Continental e Transicional, e folhelhos e calcários da megassequência Marinha. As rochas geradoras relativas à megassequência Continental são as responsáveis pela principal acumulação de hidrocarbonetos da sub-bacia de Alagoas, correspondendo à Formação Barra de Itiúba. Essas rochas foram depositadas do Neocomiano até o Aptiano e apresentam uma taxa de carbono orgânico (TOC) de até 12%. Por outro lado, as rochas evaporíticas Aptianas da Fase Transicional são as responsáveis pela geração da maior acumulação da sub-bacia de Sergipe, correspondendo à Formação Muribeca. Essas rochas geradoras, apesar de possuírem TOC de aproximadamente 6% e serem compostas principalmente por matéria orgânica de alta hidrogenação, apresentam-se imaturas em sua maioria devido à reduzida espessura das formações sobrepostas a elas.

A bacia de Sergipe-Alagoas é uma das mais tradicionais produtoras de petróleo do País e, juntamente com a bacia do Recôncavo, escreveu as primeiras páginas na história da Geologia do petróleo brasileira.

O conhecimento geológico da bacia é proveniente de diversas informações, tais como, dados de poços, mapeamento geológico, perfilagem, sísmica e outros métodos geofísicos, incluindo o gravimétrico que também é foco de estudo deste trabalho. Através do método gravimétrico pode-se obter com melhor precisão os limites da bacia e suas principais estruturas para melhor direcionar a sísmica, e assim como será mostrado no estudo de caso, obter informações sobre a história geológica da bacia, tais como espessura e afinamento crustal, e sua evolução térmica.

2 OBJETIVO

Esta monografia é parte integrante do Curso de Formação de Geofísicos da Petrobrás iniciado em julho de 2006. Ela tem por objetivo a caracterização geológica da bacia de Sergipe-Alagoas no contexto geográfico, estrutural, estratigráfico, histórico e relacionado à prospectividade de hidrocarbonetos. No contexto geográfico são destacados principalmente os aspectos referentes à sua extensão, localização e classificação. Dos pontos de vista estrutural e estratigráfico são destacadas as principais feições estruturais e formações da bacia, respectivamente. Com relação à evolução tectono-sedimentar da bacia, foram destacados os principais ambientes deposicionais nos contextos geotectônico e paleogeográfico. Finalmente, com relação à caracterização geológica da bacia de Sergipe-Alagoas, este texto visa situar a importância da bacia do ponto de vista da exploração de hidrocarbonetos, bem como identificar seus modelos de geração, migração e acumulação.

Ainda neste trabalho será descrito o método geofísico gravimétrico, caracterizando seu embasamento teórico, forma de aquisição, etapas de processamento e de interpretação. Através de estudos de casos pretende-se mostrar a importância do método na exploração de hidrocarbonetos e sua importância na caracterização da bacia Sergipe-Alagoas.

3 MÉTODO

Esta monografia envolveu um levantamento bibliográfico de informações geológicas e geofísicas públicas referentes à bacia de Sergipe-Alagoas. Desta forma, ela é baseada na consulta de um conjunto de artigos de revistas especializadas como a Revista Brasileira de Geofísica, Boletim de Geociências da Petrobras, dissertações, assim como artigos de outras fontes.

Pode-se ressaltar que, principalmente devido ao fato da bacia de Sergipe-Alagoas não estar entre as bacias brasileiras mais prolíferas, as informações geológicas disponíveis relacionadas a ela não são tão atualizadas e são relativamente restritas, ou seja, o conteúdo das referências desta bacia são muito semelhantes e dificilmente complementares.

Na caracterização do método gravimétrico as fontes eram mais numerosas permitindo uma boa descrição e detalhamento do mesmo. Porém a busca por artigos referentes ao método gravimétrico aplicado na bacia Sergipe-Alagoas foi custosa e resultou em pouquíssimo material.

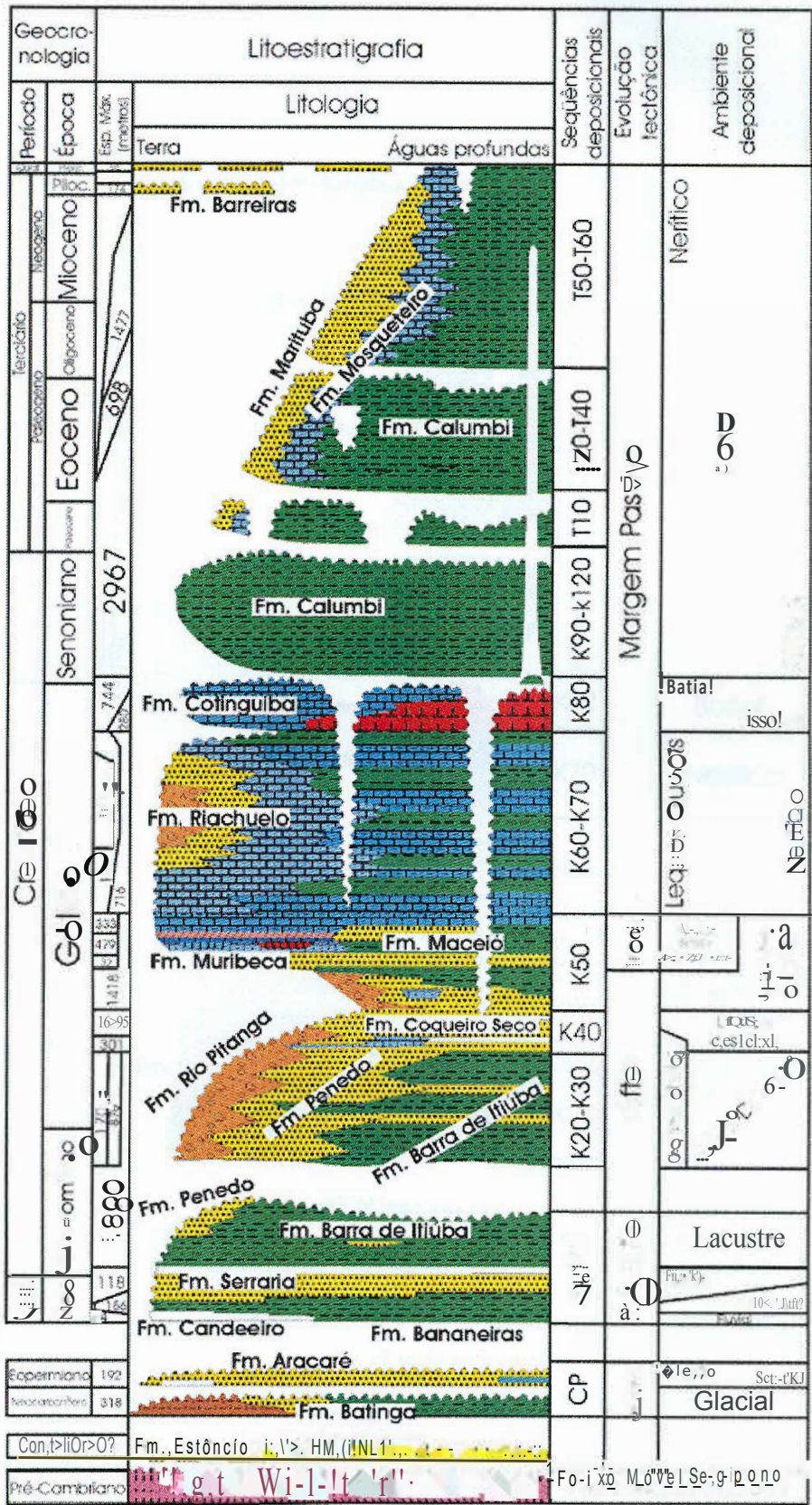
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA

Neste item sobre o contexto geológico da bacia, são comentadas a estratigrafia da mesma, parte continental e marinha, assim como a geologia estrutural, a geologia histórica e a do petróleo.

4.1 Estratigrafia

A nomenclatura estratigráfica das duas sub-bacias é praticamente a mesma, pois as similaridades litológica e cronológica das duas bacias são muito grande. Porém existem importantes diferenças estruturais e estratigráficas entre as sub-bacias de Sergipe e de Alagoas. Por esse motivo as duas são individualizadas. De um modo geral, a sedimentação no neopaleozóico e Jurássico apresenta grande similaridade ao longo das duas bacias, notando-se que algumas formações estão mais desenvolvidas na bacia de Sergipe e outras mais desenvolvidas na bacia de Alagoas. Pode-se ver claramente nas cartas estratigráficas de Sergipe e de Alagoas apresentadas respectivamente nas Figuras 2 e 3, que a Formação Riachuelo é bem mais desenvolvida na bacia de Sergipe do que na bacia de Alagoas, assim como algumas outras diferenças entre as duas bacias, mesmo nos nomes das unidades, tais como Poção em Alagoas e Rio Pitanga em Sergipe para os depósitos conglomeráticos de leques proximais.

Na Figura 4 é apresentada outra carta estratigráfica que correlaciona os períodos e as idades com a evolução tectônica e suas equivalentes formações. A seguir são descritas as principais características das formações da bacia.



Modificado de Boletim de Geociências da Petrobras, no. 1, vol. 8, 1994

Figura 2 - Diagrama estratigráfico da bacia de Sergipe. Observar que o Membro Angicos está presente somente nesta sub-bacia, além disso, as séries gálica e senoniana e o sistema terciário é mais desenvolvido nesta bacia. (Cruz et al., 1998).

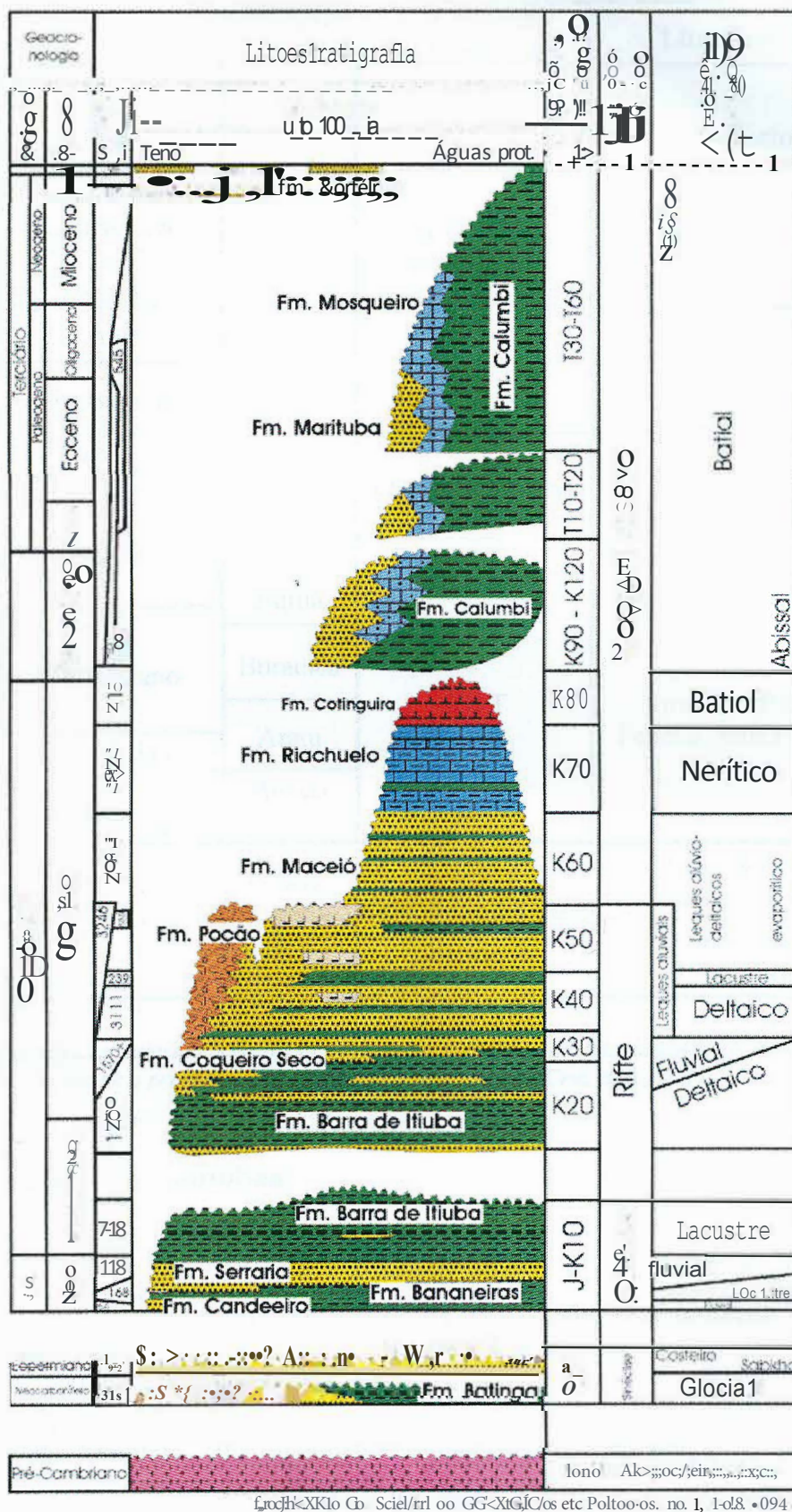


Figura 3 - Diagrama estratigráfico da bacia de Alagoas. Observar que de modo geral esta sub-bacia sofreu mais erosão, principalmente nas partes proximais a partir do Albiano. A série neocomiana está bem mais desenvolvida do que na bacia de Sergipe. (Cruz et al., 1998).

| Período | Era | Estágio local | Evolução Tectônica | Litoestratigrafia |
|-----------|----------------|---------------|--------------------|---|
| Terciário | | | | |
| Cretáceo | Maastrichtiano | | MARGEM PASSIVA | Mosqueiro, Marituba, Fm. Calumbi |
| | Campaniano | | | |
| | Santoniano | | | |
| | Coniaciano | | | |
| | Turoniano | | | |
| | Cenomaniano | | | Fm. Cotinguiba |
| | Albiano | | TRANSICIONAL | Fm. Riachuelo |
| | Aptiano | Alagoas | | Muribeca, Maceió |
| | | Jiquiá | | Fms. Poção, Ponta Verde, Coqueiro Seco |
| | Barremiano | Buracica | RIFT | Fms. Rio Pitanga, Penedo, Barra de Itiúba |
| | | Aratu | | |
| | Hauteriviano | | | |
| | Valangiviano | Rio da Serra | | |
| | Berriasiano | | | |
| Jurássic. | Tithoniano | D. João | PRÉ-RIFT | Fms. Serraria, Bananeiras, Candeeiro |
| Perm. | | | SAG | Fms. Acaré, Batinga |
| Carbon. | | | | |

Figura 4 - Diagrama estratigráfico da bacia de Sergipe - Alagoas correlacionando os períodos e as idades com a evolução tectônica e o preenchimento sedimentar - formações (Cruz et al., 1998).

4.1.1 Formações não marinhas

Sob este tópico inserem-se as formações depositadas em ambientes continentais, incluindo-se o glacial e o desértico.

Formação Estância - Provavelmente foi depositada no Cambriano, discordantemente sobre o embasamento subjacente e com rochas sedimentares. A formação tem ambiente deposicional interpretado para essas rochas provenientes de sistemas fluviais entrelaçados e meandantes, deltas, intermaré e nerítico (Silva, et ai. 1978). A Formação Estância ocorre

essencialmente na bacia de Sergipe na forma de meta-arenito fino e meta-siltito arenoso, vermelho a púrpura e verde-acinzentado, com intercalações de ardósia, calcário e camadas pouco espessas de conglomerado policomposto. Na base da Formação encontram-se camadas de dolomitos castanho-claro com sílex.

Formação Batinga - Com pobre conteúdo fossilífero assume-se idade neocarbonífera (Schaller, 1969). A deposição da Formação Batinga se deu em ambiente glacio-marinho, e é dividida em três membros que ocorrem interrelacionados. O Membro Mulungu é constituído por paraconglomerados com seixos, calhaus e matações de rochas ígneas e metamórficas, caoticamente imersos em matriz sílico-arenosas cinzenta. O Membro Atalaia é representado por arenito grosso, esbranquiçado, imaturo e caulínico, e o Membro Boacica caracteriza-se pela ocorrência de siltitos laminados.

Formação Aracaré - Possui rochas do eopermiano que se depositaram provavelmente em ambiente costeiro, sob a influencia de tempestades e retrabalhamento eólico, a formação apresenta intercalações de arenito médio avermelhado, folhelho e calcário, associado a sílex, cuja presença é importante para reconhecimento da unidade. Ambos os contatos inferior e superior são discordantes.

Formação Candeeiro - É atribuída a idade neojurássica a Formação Candeeiro por correlações em subsuperfície (SCHALLER, 1969) devido à falta de conteúdo fossilífero. Provavelmente de ambiente de sedimentação fluvial entrelaçado, a formação é constituída de arenito fino a médio branco e cinza-avermelhado, sobrepõe-se em discordâncias às rochas paleozóicas ou ao embasamento e aparentemente está mais presente na bacia de Alagoas do que na de Sergipe.

Formação Bananeiras - A Formação Bananeiras, de idade neojurássica, foi definida pela presença de ostracodes não marinhos (SCHALLER, 1969), depositou-se em ambiente lacustre, sendo composta por folhelho e argilito vermelho, acastanhado e arroxeadado. Tem

contato inferior concordante com a Formação Candeeiro e discordante com as unidades Paleozóicas. Por sua vez, o contato superior é concordante com a Formação Serraria.

Formação Serraria - Novamente a presença de fosseis ostracodes não marinhos permite datar esta formação como neojurássica e eocretácia a qual foi depositada em um sistema formado por rios entrelaçados, com retrabalhamento desta fácies por ação eólica subordinada. Esta formação contém arcósio e quartzarenito médio a grosso, branco, acinzentado e avermelhado, com estratificações cruzada tabular e acanalada. O contato inferior é concordante com a Formação Bananeiras, assim como o superior com a Formação Barra de Itiúba.

Formação Barra de Itiúba - É interpretada a partir de ostracodes não marinhos, como sendo de idade eocretacea e deposição em deltas de ambiente lacustre. A formação tem sucessão monótona de folhelho cinza-avermelhado, com intercalações relativamente delgadas de arenito muito fino, cinza e branco, e calcilutito acastanhado. Em algumas áreas chega a ter 2000 m de espessura, concordantemente sobreposta a Formação Serraria, enquanto sotopõe-se e interdigita-se lateralmente com a Formação Penedo.

Formação Penedo - Assim como a Formação Barra de Itiúba, a idade da Formação Penedo é eocretácea e tem seu sistema deposicional definido por rios entrelaçados e retrabalhamento por ação eólica (FERREIRA, 1990; VIEIRA, 1991). É formada por espessos leitos de arcósio fino a grosso, mal selecionado, branco e cinzento a amarelado, com estratificação acanalada frequentemente deformada por gigantesca fluidização. A Formação Penedo sobrepõe-se concordantemente e grada lateralmente para a Formação Barra de Itiúba enquanto está sotoposta concordantemente à Formação Coqueiro Seco. Próximo às falhas de borda da bacia de Sergipe, a Formação grada lateralmente para a Formação Rio Pitanga (Schaller, 1969).

Formação Rio Pitanga - As rochas da Formação Pitanga foram depositadas por

leques aluviais associados aos falhamentos de borda de bacia, ativos durante as idades Aratu, Buracica e Jiquiá. Há ocorrência de conglomerados e brechas policompostos, de coloração avermelhada a esverdeada. A Formação grada para as formações Penedo e Coqueiro seco e pode estar sotoposta em discordâncias à Formação Muribeca (Schaller, 1969).

Formação Coqueiro Seco - Além da presença de fosseis ostracodes não marinhos, polimorfos desta formação também foram datados de eoaptiano, sendo os sedimentos depositados por deltas curtos em ambiente lacustre. A litologia constitui-se de alternâncias monótonas de arcósios finos a grossos, acastanhados, micáceos e folhelhos siliticos castanhos. A Formação está sobreposta concordantemente à Formação Penedo e está sotoposta também concordantemente às Formações Ponta Verde e Maceió (SCHALLER, 1969). Possui gradação lateral para Formação Rio Pitanga na parte da bacia de Sergipe e para Formação Poção na bacia de Alagoas.

Formação Poção - A idade da Formação Poção Jiquia-Alagoas, inferida a partir da correlação por meio de dados sísmicos em consequência, do seu conteúdo afossilífero. A formação tem rochas depositadas por leques aluviais sintectônicos em ambiente de alta energia. Encontra-se conglomerados com seixos e matacões de rochas graníticas de até 3 m de diâmetro, em matriz de arcósio mal selecionado (FIGUEIREDO, 1978). Os conglomerados ocorrem somente na bacia de Alagoas e têm suas maiores espessuras próximas às falhas da borda da bacia, enquanto gradam lateralmente para as Formações Penedo, Coqueiro Seco, e Maceió.

Formação Ponta Verde - A Formação Ponta Verde, de idade eoaptiano depositou-se em ambiente lacustre, onde se encontra folhelho esverdeado, com formato acircular em amostras de calhas. E concordante com a Formação Maceió e Coqueiro Seco.

4.1.2 Formações marinhas

Formação Maceió - A Formação Maceió possui idade que varia do mesoaptiano ao Aptiano e já caracteriza o início de ambiente marinho com elásticos e evaporitos depositados em leques aluviais sintectônicos. A sua litologia inclui intercalações de arcósio fino a grosso cinza-claro e castanho, folhelho betuminoso castanho com interlaminações de anidrita e dolomita, e camadas de halita informalmente denominadas de Evaporitos Paripueira (SCHARLLER, 1969). A Formação Maceió está sobreposta concordantemente com as Formações Coqueiro Seco e Ponta Verde e sotoposta concordantemente pela Formação Riachuelo.

Formação Muribeca - Através de polimorfos e microforaminíferos (KOUTSOUKOS, 1989) foi datada em neoaptiana. Sistema deposicional de ambiente transicional para mar restrito retratado pelos elásticos, calcários e evaporitos Muribeca. A formação contém elásticos grossos, evaporitos e calcários de baixa energia presentes no bloco alto da linha de Charneira Alagoas da bacia de Sergipe. Nesta formação pode-se distinguir três Membros. O Membro Carmópolis é formado por conglomerados policompostos cinzento e castanho, e litarenitos médios a grossos. O Membro Ibura caracteriza-se por uma variada suíte evaporítica, associada a calcareólito e calcirrutito de origem algálica. O Membro Oiteirinhos contém calcilutito maciço e laminado, folhelho e siltito castanho. A Formação sobrepõe-se discordantemente ao embasamento e sotopõe-se concordantemente a Formação Riachuelo.

Formação Riachuelo - Sua idade albiana provém de determinações bioestratigráfica baseadas em foraminíferos plantônicos, nanofosseis calcários e palinórfos. Sua formação é mais desenvolvida na bacia de Sergipe, representando a primeira deposição essencialmente marinha. Novamente, engloba três Membros formados por um complexo clástico-carbonático que está concordantemente intercalado entre a Formação Muribeca e Cotiguiuba. O Membro

Angico é formado por arenito branco fino a conglomerático. O Membro Taquari é caracterizado por intercalações sucessivas de calcilito e folhelhos cinzentos. O Membro Maruin é constituído por calcarenito e calcirrudito oncolítico e oolítico creme, além de recifes algálicos isolados.

Formação Cotinguiba - A Formação Cotinguiba é de idade Cenomaniano a Eoconiaciano, com deposição no talude, e é constituída de calcários com interestratificações elásticas, sendo que o Membro Aracaju contém argilito cinza a verde, folhelho castanho e marga amarelada. Já o Membro Sapucari basicamente constituído por calcilito cinzento maciço ou estratificado (SCHALLER, 1969). É sobreposto concordantemente com as Formações Muribeca e Maceió e sotopõe-se com discordância erosiva a Formação Calumbi.

Formação Calumbi - As determinações bioestratigráficas com base em foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinórfos conferem-lhe idade do neoconiaciano ao Holoceno. Em sua constituição encontra-se argilito e folhelho cinzento a esverdeado, com intercalações de arenito fino a grosso, sobrepondo-se por discordância erosiva à Formação Cotinguiba e lateralmente gradativa para as Formações Mosqueiro e Marituba. A deposição se processou em talude e bacia oceânica e contém arenitos depositados por corrente de turbidez.

Formação Mosqueiro - Essa Formação tem idade do Campaniano ao Mioceno na bacia de Alagoas, e do Paleoceno ao Holoceno na bacia de Sergipe. Possui predominantemente calcarenitos bioclásticos cinzentos, compostos basicamente por foraminíferos e moluscos, gradando lateralmente para as Formações Marituba e Calumbi.

Formação Marituba - As rochas foram depositadas por leques costeiros do Campaniano ao Holoceno, com predominância de arenito médio a grosso cinzento e com gradação lateral para as Formações Mosqueiro e Calumbi.

Formação Barreiras - De idade neocenozoica, serve de cobertura para registro sedimentar, contendo elásticos continentais finos e grossos, de coloração variada e grau de

compactação insignificante (SCHALLER 1969).

Para finalizar, a Figura 5 mostra um resumo das formações e suas litoestratigrafias correlacionadas com suas respectivas idades e etapas da evolução tectônica da bacia Sergipe-Alagoas.



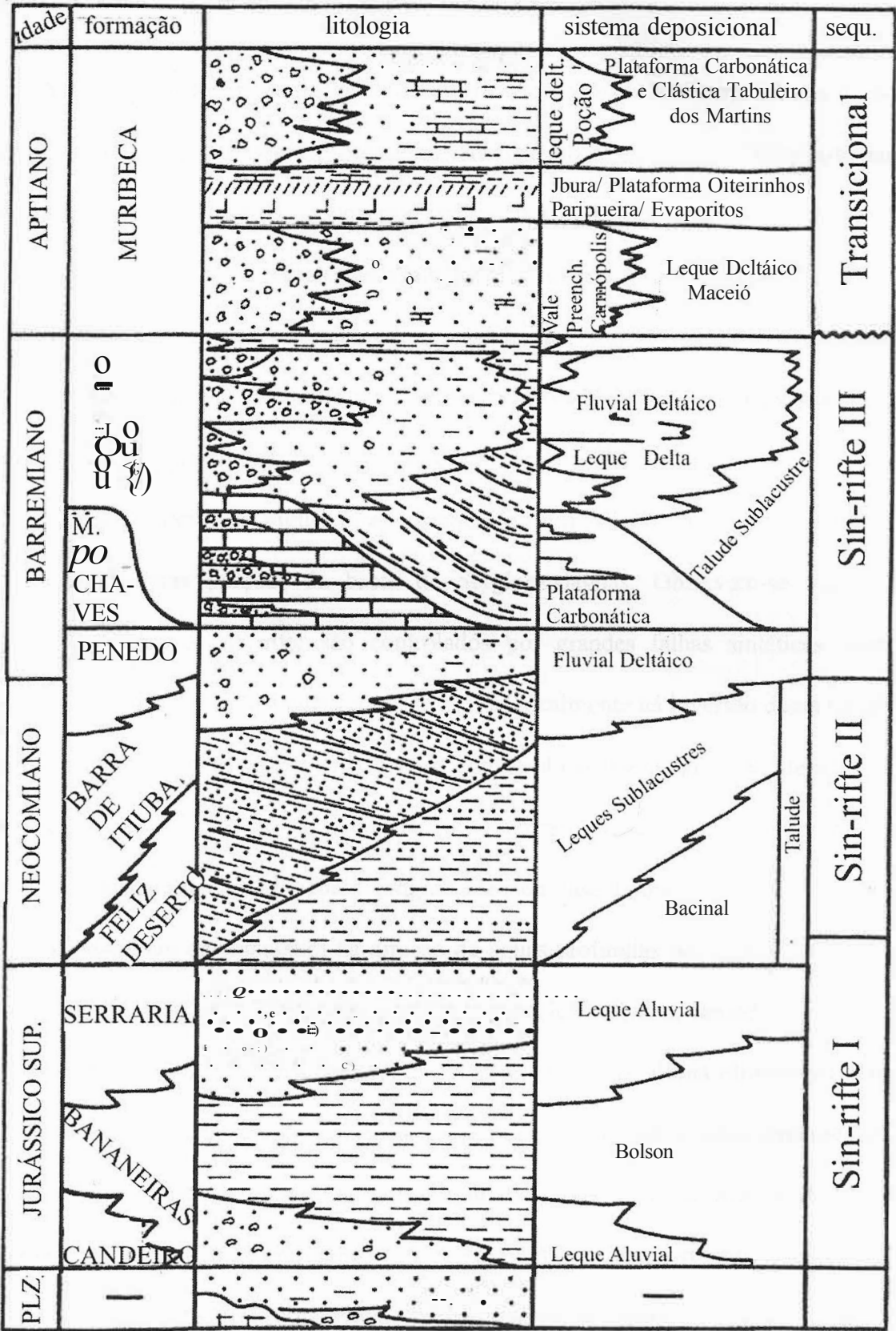


Figura 5 - Carta estratigráfica do ambiente deposicional das megasequências da Fase Sin-Rifte e Transicional da bacia de Sergipe - Alagoas. Note que a fase marinha começa com a Formação Maceió que representa o começo da Fase Transicional. Durante a fase não marinha (sin-rifte) há dominância por deltas em um sistema lacustre (Cruz et al., 1998).

4.2 Geologia Estrutural

Assim como as demais bacias sedimentares do nordeste brasileiro a bacia de Sergipe-Alagoas é de margem passiva e possui um rifleamento assimétrico. Observa-se no mapa estrutural (Figura 6), que os depocentros sedimentares apresentam diferenças fundamentais entre a porção alagoana - caracterizada por um rifle estreito e alongado segundo a linha de costa, com reduzida espessura de sedimentos de fase termal - e, na porção sergipana, caracterizada por uma sedimentação mais ampla, controlada por falhas extensionais normais e por uma proporção relativamente maior de sedimentos Pós-Rifle.

Na parte inferior da Figura 6, apresentam-se duas seções geológicas esquemáticas ao longo das distintas porções da bacia de Sergipe-Alagoas. Observam-se várias feições principais: os blocos do rifle são controlados por grandes falhas sintéticas normais; o embasamento aprofunda-se na direção do mar, mas localmente há inversão dessa tendência de mergulho, gerando altos internos nas bacias; alguns blocos basculados são afetados por uma discordância regional de grande expressão, ativa entre o Neocomiano e o Aptiano, sobre a qual se depositaram os sedimentos progradantes da fase termal; os sedimentos elásticos aptianos aumentam em espessura na direção de águas profundas por reativação das falhas da Fase Rifle, que localmente controlam também a deposição albiana; camadas evaporíticas não são observadas nas porções mais distais das seções. Para esta última observação enfatiza-se que a ausência de camadas evaporíticas está baseada em dados relativamente antigos e restritos à região plataforma!, sem atingir o limite distal dos blocos do rifle. A visualização do sistema de rifles em águas profundas permite interpretar estilos estruturais contrastantes com os observados na plataforma continental e talude, discutidos a seguir.

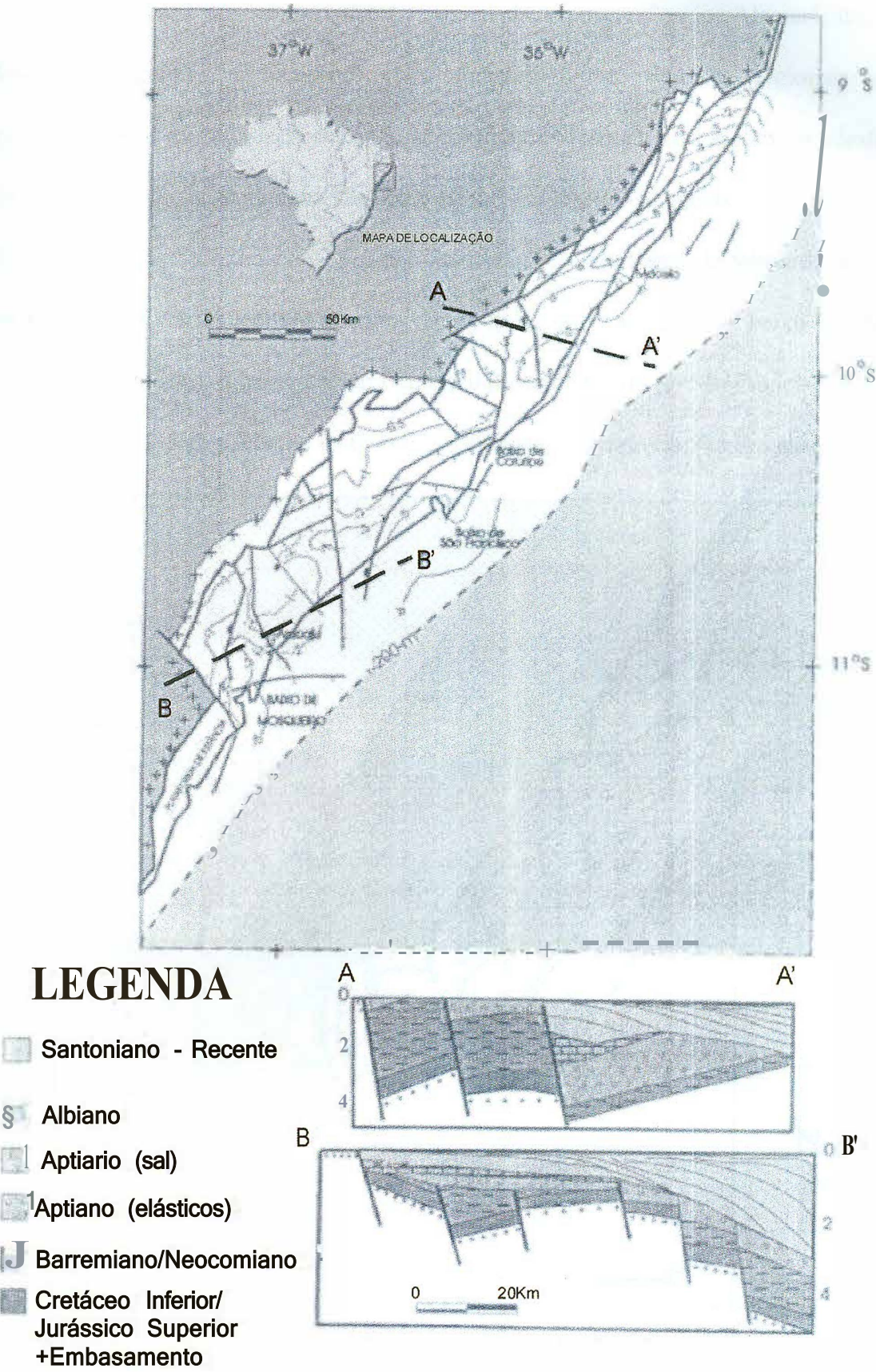


Figura 6 - Mapas de localização (detalhe) e estrutural ao nível do embasamento, com as principais feições regionais da bacia de Sergipe-Alagoas (modificado de Ponte et al. 1980). Na parte inferior, mostram-se seções esquemáticas ao longo das porções alagoana e sergipana da bacia, desde o limite com o Pré-cambriano até a plataforma continental.

A Figura 7 apresenta o mapa regional da bacia de Sergipe-Alagoas, ilustrando as feições estruturais, a localização de algumas linhas sísmicas regionais e alguns compartimentos estruturais, destacando-se o baixo de Mosqueiro e a região a nordeste da falha de Coruripe, onde há uma linha sísmica *strike*, S-1. Observa-se que as grandes falhas da Fase Rifte, de direção aproximada N-S, estão associadas a um sistema de falhas de direção E-W, resultando em vários compartimentos estruturais, em particular, o baixo de Mosqueiro (sudeste de Aracaju); o baixo de São Francisco (leste da foz do rio São Francisco e da falha de Ponta dos Mangues); e o baixo de Coruripe (nordeste da foz do rio São Francisco).

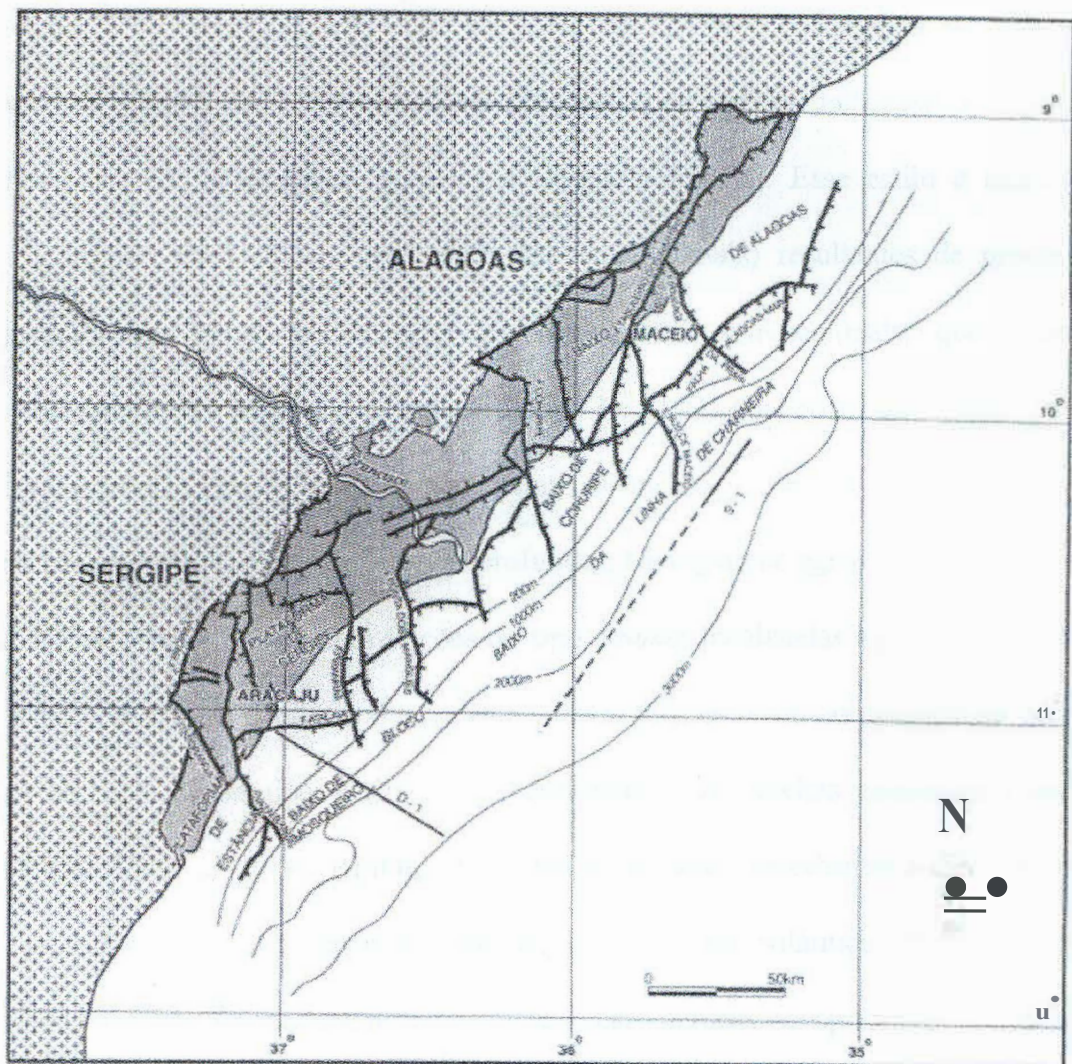


Figura 7 - Mapa de arcabouço tectônico com grandes feições regionais (compartimentação estrutural dos blocos delimitados por falhas de Fase Rifte) da bacia de Sergipe-Alagoas, com localização de perfis sísmicos discutidos no texto (modificado de Bisol, 1992).

Na Figura 8, apresenta-se uma visão regional do comportamento do rifle no baixo de Mosqueiro, por meio de uma seção de direção NW-SE (veja Figura 7), que se estende a partir da plataforma continental e avança na direção da região de águas profundas. A seção tem como base uma composição de seções sísmicas regionais na plataforma de Sergipe ilustrando com grande clareza o estilo estrutural de blocos basculados por falhas sintéticas, ativas durante a Fase Rifle, resultando em escalonamento sistemático em direção ao mar, e aprofundamento do embasamento na direção do continente. Um segundo estilo estrutural, associado à halocinese, pode ser observado na plataforma rasa, onde há registro de notáveis diápiros de sal e falhas listricas com descolamento na base dos evaporitos. Observa-se, também, um terceiro estilo estrutural, caracterizado por grandes falhamentos extencionais com descolamento no Cretáceo Superior a Terciário Inferior. Esse estilo é marcado por feições compressionais (falhas reversas e dobras anticlinais) resultantes de processos de compensação das falhas geradas por escorregamentos gravitacionais, que podem ser observadas em direção a águas profundas (Figuras 7 e 8). Há dois poços na Figura 8: o A, que atravessou espessa seção de halita na plataforma continental, e o B, em que se constatou total ausência de evaporitos na região de águas profundas. Na região de águas ainda mais profundas (porção SE da Figura 8), ocorrem feições do tipo *mound*, localizadas adjacentes ao provável contato entre as crostas continental e oceânica. Essas feições positivas apresentam ocorrência regional na bacia de Sergipe, e têm sido interpretadas como rochas vulcânicas e intrusivas ígneas (PONTES *et al.*, 1991; BISOL, 1992). Há ocorrências semelhantes a esses *mounds* em águas profundas de outras margens continentais do tipo Atlântico. Possivelmente são constituídas por rochas sedimentares argilosas, carbonáticas, evaporíticas, e mesmo por bancos recifais (POAG, 1982; KEEN & POTTER, 1995).

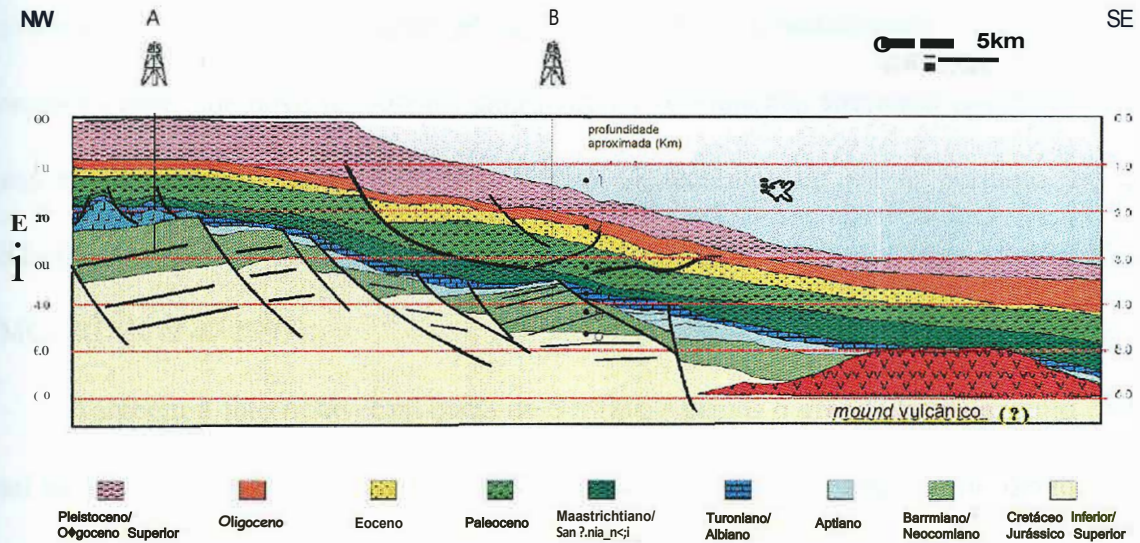


Figura 8 - Seção D-I na direção dip da bacia de Sergipe-Alagoas, com base em seções sísmicas regionais (ver localização na Figura 7) entre a plataforma continental e a porção distal do baixo de Mosqueiro (Mohriak et al., 2000). Os poços A e B são comentados no texto. Em águas profundas também ocorre uma feição do tipo mound, possivelmente localizada próxima da transição entre as crostas continental e oceânica.

Feições intrusivas de composição ígnea também ocorrem na margem continental do nordeste do Brasil, com assinatura sísmica, característica aliada à anomalia gravimétrica e magnética. A integração de várias ferramentas identifica feições desse tipo como *plugs* vulcânicos cujas raízes podem atravessar a crosta inferior e penetrar no manto superior (MOHRIAK & RABELO, 1994). Entretanto, há outras alternativas para as feições diapíricas que se assemelham a cones vulcânicos mas apresentam características geofísicas distintas dos *plugs* (q.v. MOHRIAK, 1995a e 1995b).

Outra característica interessante é que, embora estruturas halocinéticas clássicas e a típica província de domos de sal em águas profundas sejam observadas na plataforma continental das bacias de Campos e Santos, estas estruturas praticamente não estão presentes nas bacias da margem nordeste. No caso da bacia de Sergipe-Alagoas sabe-se que a sedimentação foi grandemente influenciada por controle tectônico bastante diverso do que se observa nas bacias do sudeste. Além de a quantidade original de sal estar restrita à região de plataforma e ser possivelmente inferior às das bacias do sudeste (MOHRIAK et al., 1997), há

evidências de grandes reativações pós-aptianas erodindo e mobilizando a camada evaporítica remanescente, que deve ter sofrido modificações substanciais alterando estruturas originais e sua assinatura sísmica (MOHRIAK, 1995a). A tectônica do sal é, portanto, no caso de Sergipe-Alagoas, de grande importância na caracterização das seqüências estratigráficas (e.g, MOHRIAK *et al.* 1997).

Também é fato notável na bacia de Sergipe-Alagoas o grande basculamento da base do sal na direção do continente, com rotação de blocos no sentido anti-horário devido à atuação de grandes falhas sintéticas que afetam o embasamento. Essa reativação tectônica resultou em acentuada rotação conjunta dos blocos de rifte e da base do sal (veja Figura 8). A ausência de sal nos poços perfurados na região de águas profundas teria então uma causa tectônica e não estratigráfica. Mas há ainda, nestas bacias, objeções à hipótese de tectônica de sal em águas profundas e neste caso faz-se referência aos trabalhos de Mohriak para mais detalhes (MOHRIAK *et al.* 1997, MOHRIAK *et al.* 1993, MOHRIAK 1995a,b).

4.3 Geologia Histórica

As bacias sedimentares do nordeste brasileiro formam uma série de *grábens* assimétricos. A sub-bacia de Sergipe é caracterizada por um pacote sedimentar *onshore* pouco espesso e por uma série de depocentros controlados por falhas sintéticas na plataforma continental e em águas profundas. Em contraste, a sub-bacia de Alagoas é caracterizada por uma sucessão de sedimentação Sin-Rifte muito espessa *onshore* e na plataforma, com uma seqüência sedimentar relativamente delgada depositada durante a fase de subsidência. Na extremidade nordeste da sub-bacia também há evidências de estruturas invertidas associadas com tectonismo transpressional (MOHRIAK *et al.*, 2000). Procura-se descrever aqui a evolução histórica dos aspectos estratigráficos e estruturais da bacia.

A coluna estratigráfica da bacia de Sergipe-Alagoas pode ser dividida em 5 grandes megasequências (MOHRIAK *et al.*, 2000): Pré-Rifle, rifle (continental), transicional (evaporítica), Transgressiva Marinha e Regressiva Marinha (Figura 9). Essas sequências são divididas por grandes discordâncias, resultando em unidades geológicas depositadas em características de ambiente deposicional. A megasequência Pré-Rifle apresenta afloramentos em terra ao longo das bordas do sistema de rifle, e espessura de sedimentação que varia de 100 a 300 m. Ela inclui camadas variando desde o Paleozóico (principalmente Carbonífero-Permiano) até o Mesozóico (principalmente do fim do Jurássico e início do Cretáceo). A discordância jurássica divide esta sequência em duas unidades. A primeira é a Perminiana-Carbonífera, que inclui uma seção siliciclástica com sedimentos glaciais (Formação Batinga) cobertos por *red beds* com evaporitos (Formação Aracaré). A outra unidade é uma sequência Jurássica superior dominada por *red beds* na sua base (Formação Bananeiras) sofrendo graduação para cima até rochas sedimentares fluviais-eólicas (Formação Serraria).

Nas megasequência de Rifle foi depositada em um ambiente fluvial-lacustre variando em idade desde o Neocomiano até o Barremiano. É caracterizada pela associação com rifleamento ativo e rápida variação das fácies estratigráficas. A megasequência é composta de uma sequência progradante lacustre (Formação Barra de Itiúba), sofrendo graduação até uma sequência siliciclástica-carbonítica (Formação Morro do Chaves), e culminando em uma sequência predominantemente siliciclástica (Formações Coqueiro Seco e Maceió). Siliciclásticos grossos sin-tectônicos, associados com grandes falhas de borda, são representados por conglomerados (Formação Rio Pitanga) e arenitos (Formação Penedo).

A megasequência Transicional corresponde ao estágio pré-oceânico das bacias do atlântico sul. Ela é caracterizada por deposição espalhada de silicatos, calcários e evaporitos (Formação Muribeca) durante as primeiras incursões marinhas na bacia. A tectônica das formações de sal é considerável principalmente na plataforma, com influência desprezível em

ambientes de água profunda. Entretanto, estruturas de difícil definição na região de águas profundas podem ser possivelmente associadas a movimentos do sal.

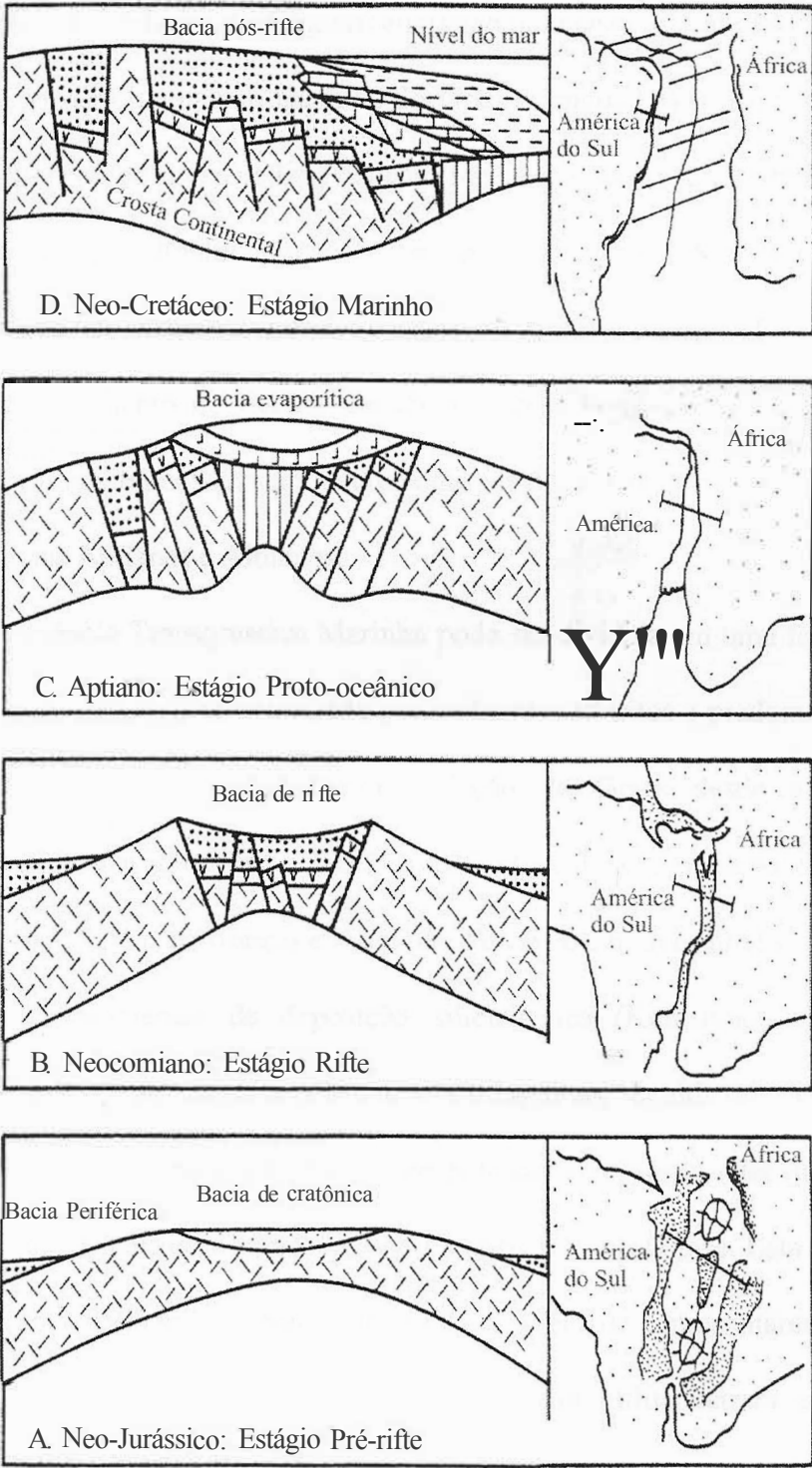


Figura 9 - Representação dos estágios de evolução da margem passiva brasileira. Modificada por Porto e DAUZACKER (1978).

Em terra e na plataforma continental, duas seqüências de evaporitos são identificadas, uma abaixo e outra acima a discordância Pré-Aptiana (conhecida como "descontinuidade de

quebra") que corresponde a um peneplano que nivelou os blocos de rifle. Os depósitos de sal mais antigos (Mb. Paripueira que pertence a Formação Muribeca) ocorrem principalmente em depocentros locais na sub-bacia de Alagoas, enquanto o depósito de sal mais recente (Membro Ibura) ocorre regionalmente na sub-bacia de Sergipe (Uesugui-1987). Acima da discordância de quebra há depósitos de rochas siliciclásticas (Mb. Carmópolis) que estão sobrepostas por folhelho betuminoso e, finalmente, cobertas por evaporitos (Membro Ibura). Seções sedimentares acima da discordância de quebra são muito menos afetadas pelas falhas envolvendo o embasamento do que as seqüências anteriores, mas em algumas partes do sistema de rifle, alguns blocos são frequentemente influenciados por reativações que podem chegar às seqüências Aptianas e Albianas.

A megassequência Transgressiva Marinha pode ser dividida em uma fase antiga, Fase I (Aptiano - início do Albiano) caracterizada por ambientes restritos e predominante deposição de calcários (Formação Riachuelo), com variação de fácies desde a proximal com siliciclásticos (Membro Angico) até a lacustre e distal pelítica (Formação Taquari). Na fase subsequente, Fase II (final do Albiano e início do Terciário), houve subida do nível do mar e predominantemente ambientes de deposição siliciclástica (Koutsoukos, 1991). A fácies proximal é caracterizada por arenitos (Formação Cotinguiba), seguida de rochas carbonáticas (Membro Sapucari), e na parte distal por rochas pelíticas (Formação Aracaju). Vários níveis de anoxia dentro das superfícies inundadas são identificados nesta fase. Esta megassequência foi afetada pela movimentação tectônica do sal, que além de representarem o efeito mais importante no desenvolvimento de sistemas petrolíficos influenciaram enormemente as seqüências do Cretáceo Superior (Figueiredo & Mohriak, 1984).

A megassequência de regressão marinha coincide com a eustasia do início do Terciário. Esta megassequência é composta de três fácies: a proximal com predominância arenitos grossos (Formação Marituba); a da plataforma com calcários principalmente; e a distal

(Formação Calumbi) representada em sua maioria por folhelhos e turbiditos embebidos entre camadas.

Quanto a evolução tectono-sedimentar da bacia Sergipe-Alagoas, pode-se dizer que é bastante semelhante às demais bacias da margem leste brasileira, desenvolvidas em função da ruptura e deriva continental da África e América do Sul (Aquino & Lana, 1990). Os diferentes estilos sedimentológicos e tectônicos são intrinsecamente relacionados às três maiores fases evolucionais durante a separação entre os dois continentes (Pré-Rifte, Rifte e Pós-Rifte).

A história deposicional começa com a Fase Pré-Rifte, remontando ao Paleozóico. Esta fase intracratônica é aparentemente controlada por subsidência, produzindo depressões grandes e suaves, sem sedimentação tectônica dominada por falhas (Cainelli, 1992). Esta sedimentação se estendeu além desta bacia para outras adjacentes, no nordeste brasileiro e na bacia do Gabão, na África. Durante o Triássico a bacia entrou em um período erosional/não-deposicional, evento que separa a megassequência Pré-Rifte Paleozóica da megassequência Pré-Rifte Jurássica. Esta última corresponde a um novo impulso de subsidência com o desenvolvimento de depressões regionais, provavelmente como consequência do estiramento que precede a Fase Rifte (Cainelli, 1992). Neste período foram depositados *red-beds* e arenitos fluviais ainda em ampla bacia intracontinental, provavelmente como resultado desta extensão incipiente, antecedendo o forte tectonismo que levou à ruptura entre a África e a América do Sul.

A Fase Rifte representa o processo que resultou na separação entre os continentes africano e americano. Na Figura 10 as diferentes deposições desta fase estão representados. No Eo-Cretáceo, o intenso falhamento subdivide a bacia em compartimentos tectono-sedimentares distintos. A complexidade da deformação, com falhas em diversas direções, estruturas arqueadas positivas e negativas (*meio-horsts* e *meio-grábens*), freqüente disposição *en echelon* dos elementos estruturais, mudança na orientação dos depocentros e variação nas

taxas de sedimentação - pressupõe a atuação de pelo menos dois regimes tectônicos durante a Fase Rifle (Lana, 1985). Inicialmente, a sedimentação neocomiana foi controlada por sistemas de falhas Norte-Sul contemporâneos. A disposição dos depocentros, associada ao padrão das falhas e à presença de arqueamentos sugere um regime transtensional no início da formação do rifle, explicável pelo deslocamento sinistral entre a África e a Microplaca Sergipana. Seções sedimentares espessas (mais de 5000 m de espessura) oriundas de sistemas aluviais, fluviais, deltaicos e lacustres se acumularam nos meio-grábens, com direção deposicional paralela às maiores falhas limitantes (Fernandes *et al*, 1981). Lagos rifle eram preenchidos por sedimentos deltaicos da Formação Barra de Itiúba e cobertos por arenitos fluviais da Formação Penedo. O preenchimento progressivo dos lagos resultou em um aumento geral da proporção arenito/folhelho. Enquanto isso, ao longo das margens destes lagos, áreas-fonte rejuvenescidas próximas à falhas grandes produziram leques aluviais formados por conglomerados e arenitos grossos da Formação Rio Pitanga. No final da Fase Rifle plataformas carbonáticas lacustres floresceram em áreas rasas (Formação Morro do Chaves), ladeando as fontes pontuais principais, que alimentavam sistemas fluvio-deltaicos (Formação Coqueiro Seco). Este sistema elástico progradou finalmente através da bacia e enterrou o sistema carbonático Morro do Chaves como uma consequência de um último pulso de rifle tectônico (Figueiredo, 1981). Indicando a próxima fase na bacia, um breve quiescência possibilitou a deposição de folhelhos lacustres na porção norte da bacia, representado pela Formação Ponta Verde.

No Pós-Rifle, ealagoas, cessa a subsidência na fossa Recôncavo-Tucano, na outra borda da microplaca, e o regime tectônico em Sergipe-Alagoas toma-se puramente extensional. A taxa de sedimentação aumenta substancialmente e os depocentros assumem orientação NE, localizados nos blocos baixos da linha de charneira proeminente, principal feição estrutural da bacia desde então. Nesta época ocorrem as primeiras ingressões marinhas,

atestadas pela presença dos evaporitos Paripueira, cessando o estiramento e o rifleamento. No Neo-Alagoas, a sedimentação avança sobre o bloco alto da linha de charneira, em condições tectônicas mais estáveis que, associadas à aridez climática, propiciam a deposição de sais solúveis do Membro Ibura. Neste estágio, a atividade das falhas do embasamento desaparece, ocorrendo apenas como reajustes isostáticos ao longo dos blocos falhados. Subsidência diferencial marítima térmica, posteriores falhas Sin-Rifle e falhas lístricas causadas por halocinese compõem o novo estilo tectônico.

A Fase Pós-Rifle é precedida por um evento erosional ao longo da bacia conhecido como a discordância Pré-Aptiana, reconhecida em outras bacias ao longo da costa leste brasileira (Asmus & Ponte, 1973). Taxas deposicionais mais elevadas ao longo do lado rebaixado das falhas rifle norte-sul e leste-oeste criaram dois compartimentos diferentes na bacia separados pela linha de charneira. Depocentros controlados por meio-grábens moveram-se para novos sítios ao longo do lado rebaixado da charneira aptiana, enquanto a região elevada adjacente foi sendo erodida. Espessuras estimadas da megassequência Pós-Rifle varia aproximadamente entre 4000 e 6000 m na porção rebaixada, e entre 1000 e 2000 m na porção elevada. A porção inferior da megassequência, formada por depósitos marinhos restritos, é considerada uma Fase Transicional entre os ambientes continentais da megassequência Pós-Rifle do Albiano para o presente. Sedimentos aptianos (Formação Muribeca) são distinguidos por camadas evaporíticas, relacionadas com o Oceano proto-Atlântico, intercalado com elásticos terrígenos e calcários. O lado rebaixado da linha de charneira aptiana permitiu que a região fosse periodicamente invadida pela água do mar do sul, com deposição de evaporitos durante os períodos de quiescência tectônica. A região elevada foi concorrentemente exposta a intensa erosão. Sedimentos foram remobilizados em novos depocentros localizados no lado rebaixado. Grandes camadas de arenitos, folhelho e sal caracterizam esta seção no Sergipe.

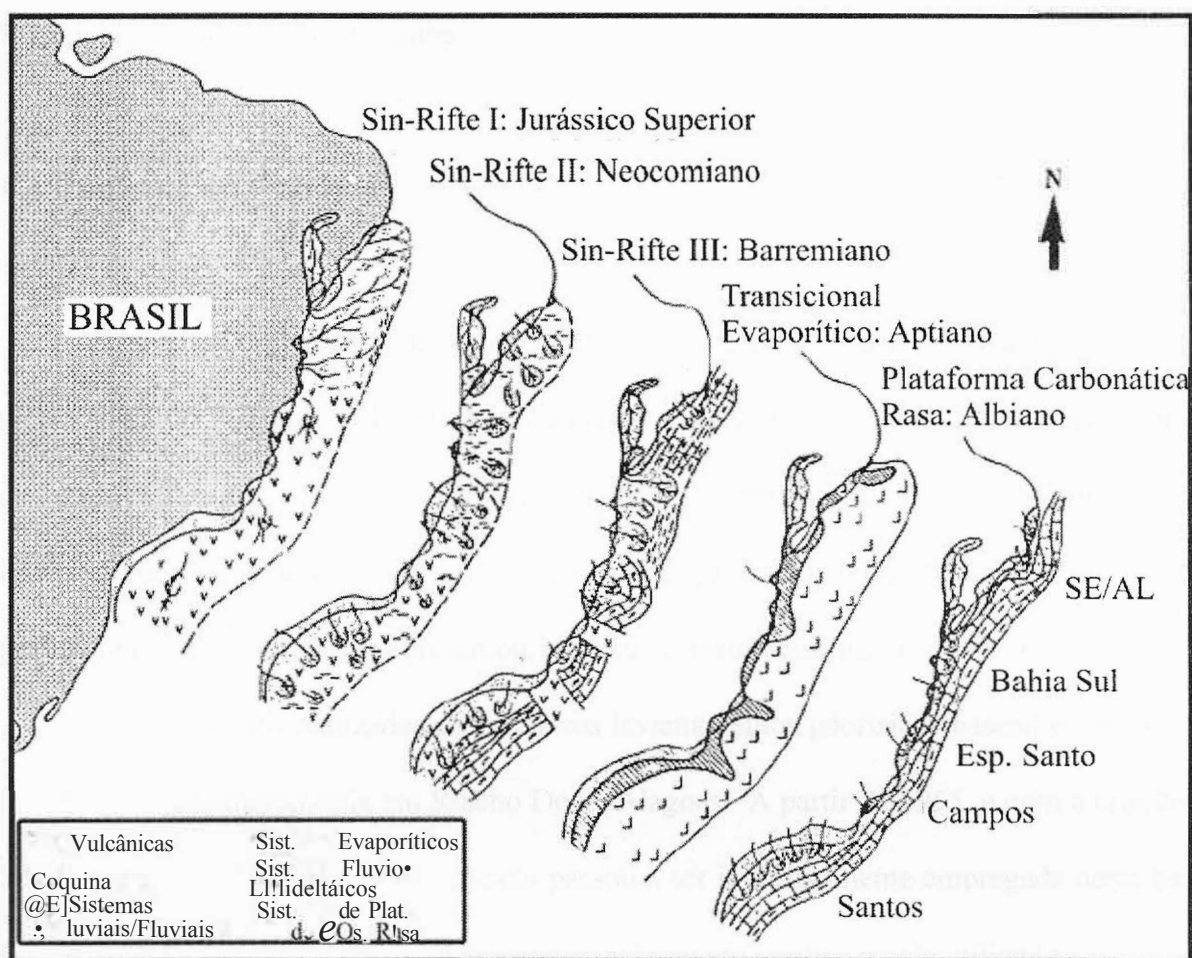


Figura 10 - História deposicional da costa leste brasileira na Fase Rifte (MOHRIAK, 2000).

Apenas no Aptiano a água do mar alcançou e se estendeu além do lado elevado da charneira, com deposição local de sais extremamente solúveis como a carnalita e a silvita. Os depósitos elevados são mais finos, compostos por conglomerados e arenito grosso que preenche vales escavados pela discordância pré-aptiana. Estes vales foram tampados por camadas delgadas extensas de sal e calcários. Diferentemente de Alagoas, um fluxo de sedimentos mais vigoroso gerou depósitos espessos de arenitos deltaico-fluviais e folhelhos com finas camadas de sal ocasionais. A subsidência permitiu a transgressão de águas marinhas além das barreiras da bacia evaporítica aptiana, o Elevado Rio Grande e o Cume Walvis durante o período Albiano. A circulação marinha aberta criou condições para o desenvolvimento das formações da plataforma carbonática albiana/santoniana e do talude das

Formações Riachuelo e Cotinguiba.

4.4 Geologia do Petróleo

A bacia de Sergipe-Alagoas, juntamente com a bacia do Recôncavo, deu início à história da Geologia do Petróleo no Brasil, sendo uma de suas mais tradicionais produtoras. O início de sua investigação data do ano de 1939, quando o Conselho Nacional de Petróleo - CNP iniciou a perfuração do poço estratigráfico AL-1 nas proximidades de Maceió. Esse poço, de profundidade de 2199 m, não apresentou, entretanto, resultados muito significativos.

Em 1935 foram realizados os primeiros levantamentos geofísicos baseados em sísmica de reflexão e magnetometria em Riacho Doce, Alagoas. A partir de 1955, e com a criação da Petrobrás em 1954, a sísmica de reflexão passou a ser intensivamente empregada nesta bacia, permanecendo até os dias atuais como o principal método geofísico nela utilizado.

Em 1957, através do poço TM-1-AL foi descoberta a acumulação de Jequiá, a primeira acumulação comercial de petróleo na bacia de Sergipe - Alagoas em Tabuleiro dos Martins, Alagoas. Em 1963 foi descoberto o Campo de Carmópolis, a maior acumulação terrestre brasileira, com um volume *in place* de 250 MM de m³ de óleo, localizado na sub-bacia de Sergipe. A descoberta deste campo gigante contrariou o "Relatório Link", divulgado dois anos antes (Link, 1960), que concluía pela inexistência de acumulações de grande porte nas bacias sedimentares terrestres brasileiras.

Em 1968, através da utilização de registro sísmico digital na plataforma continental, descobriu-se o Campo de Guaricema, primeiro campo marítimo brasileiro. Após três anos da descoberta deste campo, os maiores campos continentais da bacia já haviam sido identificados - Guaricema (1968), Dourado, Caiobá e Camarim (1970). Em 1987 iniciou-se a investigação de campos em águas profundas com a utilização do processamento de sísmica 3D. Na Figura

11 apresenta-se o mapa com as principais acumulações da bacia de Sergipe-Alagoas.

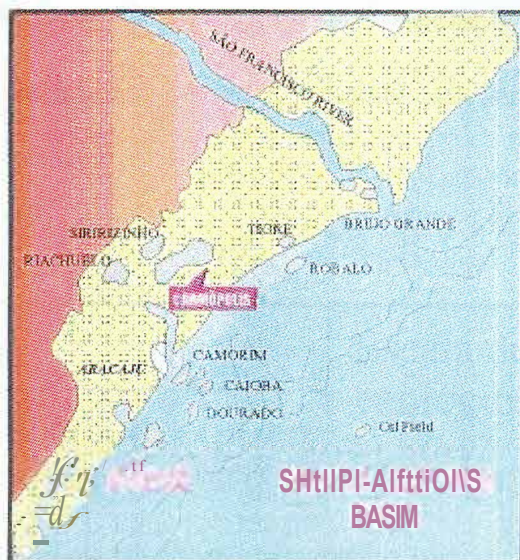


Figura 11 - Mapa de localização das acumulações de hidrocarbonetos na bacia de Sergipe-Alagoas (MOHRIAK, 2000)

A bacia de Sergipe-Alagoas apresenta três tipos de rochas geradoras de idade pré-albiana: duas, mais antigas, geradoras de hidrocarbonetos de origem continental, que compreendem às formações Barra de Itiúba (andar Rio da Serra e Buracica) e Coqueiro Seco (andar Jiquiá); e uma outra, geradora de hidrocarbonetos de origem marinha ou evaporítica, de idade Alagoas (Formação Muribeca). Especificamente, a sub-bacia de Alagoas possui a maioria de suas acumulações de hidrocarbonetos correspondentes à Fase Rife (Formação Barra de Itiúba). Essas rochas geradoras possuem um teor de carbono orgânico (TOC) de aproximadamente 12%, compostos principalmente por matéria orgânica de alta hidrogenação. Em geral essas rochas geram óleo parafínico e parafínico-naftênico com alto grau API e baixa porcentagem de enxofre ($<0.5\%$). Por outro lado, a sub-bacia de Sergipe possui a maioria de suas acumulações de hidrocarbonetos de idade Aptiana, referentes às formações Muribeca e Alagoas. Essas rochas geradoras possuem TOC de aproximadamente 6% e são compostas principalmente por matéria orgânica de alta hidrogenação. Em geral este tipo de rocha sedimentar gera óleo naftênico com alto grau API e média concentração de enxofre

(aproximadamente 0.5%). Como exemplo, na Figura 12 apresenta-se a carta de eventos para o sistema petrolífero Ibura-Muribeca. Entretanto, na sub-bacia de Sergipe, grande parte deste tipo de acumulação encontra-se imatura devido à reduzida espessura das formações acima daquela formação (Figura 13).

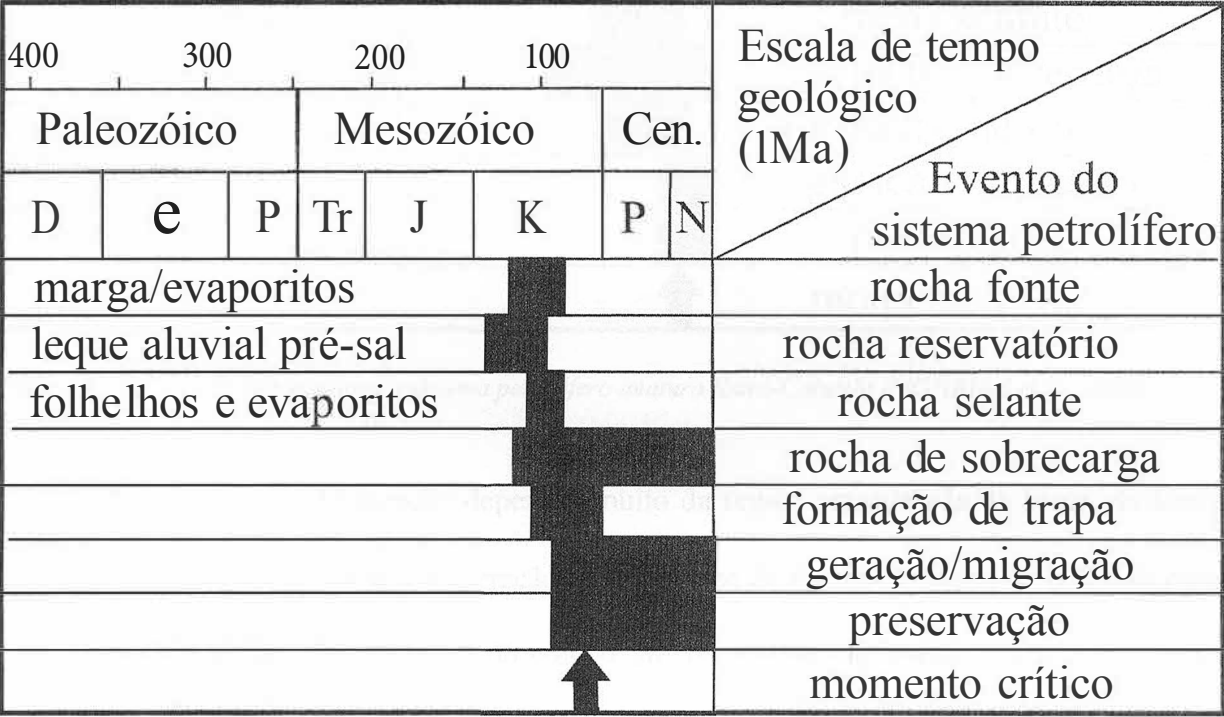


Figura 12 - Carta de eventos para o sistema petrolífero Ibura-Muribeca (MOHRIAK et al., 2000)

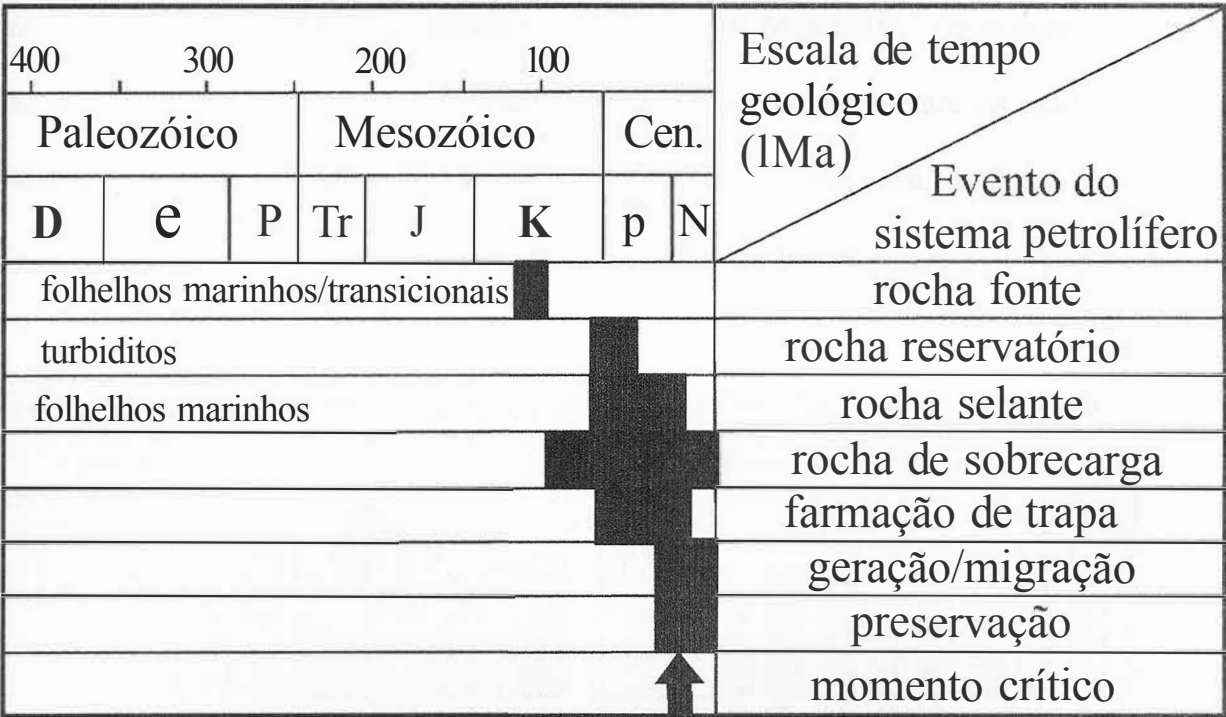


Figura 13 - Carta de eventos para o sistema petrolífero imaturo Jbura-Calumbi (MOHRIAK et al., 2000)

Apesar da janela de geração depender muito da região considerada da bacia, de forma geral pode-se dizer que a janela de geração nos folhelhos da Formação Barra de Itiúba iniciou-se no Jiquiá e em algumas áreas prossegue até hoje. Por outro lado, nos folhelhos da Formação Muribeca, o início de geração iniciou-se entre as idades Alagoas e Eoceno e também continuam gerando até os dias atuais.

A migração dos hidrocarbonetos entre as rochas geradoras e reservatório ocorre através de quatro formas distintas na bacia de Sergipe-Alagoas: por contato normal, por contato lateral através de falhas, pela formação de dutos através de falhas e pela migração em longas distâncias através de rochas porosas ou através de uma rede de falhas. Como exemplo do caso de migração por contato normal, pode-se citar acumulações mais importantes da sub-bacia de Alagoas, localizadas em São Miguel dos Campos e Pilar. O último tipo de migração é muito bem representado pelas maiores acumulações da bacia, localizados na sub-bacia de Sergipe, no alto de Aracaju: neste caso, os geradores maduros mais próximos são de idade Alagoas e

são armazenados a dezenas de quilômetros, no baixo de Mosqueiro. Os maiores campos da bacia ocorrem em estruturas arqueadas, tipo dômicas formadas entre as idades Jiquiá e Alagoas. As trapas são do tipo estruturais, mas frequentemente possuem algum componente estratigráfico que contribui para o fechamento da acumulação.

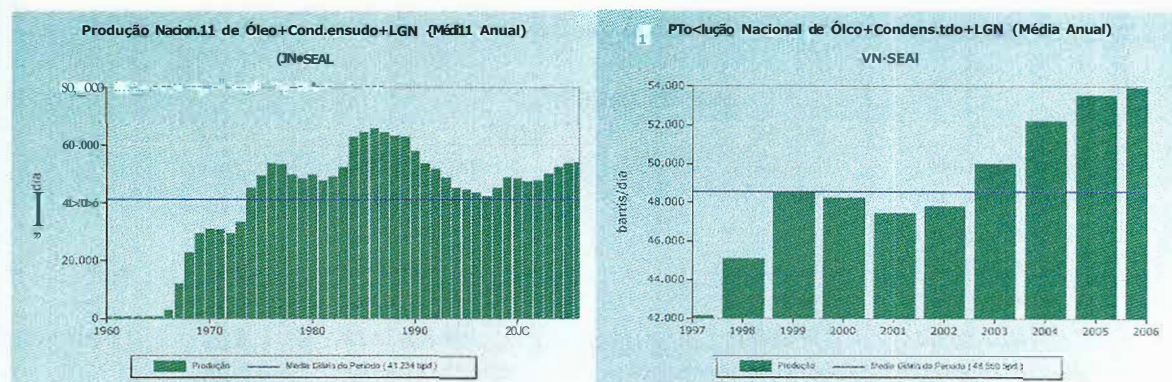


Figura 14 - Quadro de produção a partir da década de 60 (www.petrobras.com.br, 2006)

Ao analisar a história da exploração da bacia de Sergipe-Alagoas facilmente percebe-se um processo cíclico formado pela investigação de novas fronteiras exploratórias e pela aquisição e melhoria dos dados de análise geofísicos. Esse ciclo iniciou-se na década de 60, cujo objetivo era a parte rasa da bacia terrestre, continuou durante a década de 70, com as descobertas dos campos continentais (águas rasas) e seguiu com a investigação de campos de águas profundas. Nesta longa história de exploração, foi agrupado um enorme acervo de dados advindos de 1.000 poços exploratórios, 3.396 poços de desenvolvimento, 44.450km de linhas sísmicas em terra e 100.242km no mar, mapeamentos de superfície e levantamentos gravimétricos e magnetométricos.

Na Figura 14 pode-se visualizar a evolução do quadro de produção da bacia a partir da década de 60 e nos dias atuais. Como pode-se verificar, o fruto de todo esforço exploratório é uma produção acumulada de 720 MM de m³ de óleo e 15 BB de m³ de gás. Atualmente, 49 campos terrestres (21 na sub-bacia de Alagoas e 28 na sub-bacia de Sergipe) e 27 marítimos

(5 na sub-bacia de Alagoas e 22 na sub-bacia de Sergipe) produzem cerca de 55.000 barris diários de óleo e LGN (gás líquido de gás natural) e 4.200 mil m³ diários de gás natural (na Tabela 1 são apresentados os campos de produção). Entretanto, pelo fato do volume de hidrocarbonetos esperado em novas acumulações tender a ser pequeno, uma descoberta pode ou não ser explorada, dependendo dos custos de investimentos e produção.

Tabela 1 -Listagem dos campos de produção da bacia de Sergipe-Alagoas (www.petrobras.com.br)

| CAMPOS DA UN-SEAL | | | |
|-------------------|-----------------------------|------------|-----------------|
| SIGLA | NOME | BACIA | ATIVO |
| <u>AG</u> | AGUILHADAS | SERGIPE(I) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>ALG</u> | ALAGAMAR | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>AN</u> | ANGELIM | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>ANB</u> | ANAMBE | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>ARI</u> | ARUARI | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>ATS</u> | ATALAIA SUL | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>A025</u> | AREADO ALS-25 | ALAGOAS(M) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>A027</u> | AREADO ALS-27 | ALAGOAS(M) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>A032</u> | AREADO ALS-32 | ALAGOAS(M) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>BRG</u> | BREJO GRANDE | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>CAU</u> | CIDADE DE ARACAJU | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>CAV</u> | CAIPEVELHO | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>CB</u> | CAIOBA | SERGIPE(M) | UN-SEAL/ATP-SM |
| <u>CCE</u> | CIDADE DE CORURIBE | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>CG</u> | CARAPITANGA | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>CL</u> | CASTANHAL | SERGIPE(D) | UN-SEAL/A TP-ST |
| <u>CM</u> | CAMORIM | SERGIPE(M) | UN-SEAL/ATP-SM |
| <u>CP</u> | CARMOPOLIS | SERGIPE(T) | UN-SEAL/A TP-ST |
| <u>CPU</u> | CIDADE DE PIRAMBU | SERGIPE(T) | UN-SEAL/A TP-ST |
| <u>CR</u> | CRISTO REDENTOR | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>CS</u> | COQUEIRO SECO | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>CSF</u> | CIDADE SEBASTIAO FERREIRA | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>CSM</u> | CIDADE DE SAO MIGUEL CAMPOS | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>CV</u> | CAVALA | ALAGOAS(M) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>DO</u> | DOURADO | SERGIPE(M) | UN-SEAL/A TP-SM |
| <u>FBV</u> | FAZENDA BOAVISTA | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>FGT</u> | FAZENDA GUINDASTE | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>FPB</u> | FAZENDA PAU BRASIL | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>FRI</u> | FAZENDA RIACHUELO | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>FU</u> | FURADO AZENDATOMADA | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>FVB</u> | FOZ VAZA BARRIS | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>GA</u> | GUARICEMA | SERGIPE(M) | UN-SEAL/ATP-SM |
| <u>Ie..</u> | ILHA PEQUENA | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>JA</u> | JEQUIA | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>LPC</u> | LAGOAPACAS | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>MD</u> | MARECHAL DEODORO | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>ME</u> | MERO | ALAGOAS(M) | UN-SEAL/ATP-AL |
| <u>MG</u> | MATO GROSSO | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| <u>MO</u> | MOSQUEIRO | SERGIPE(T) | UN-SEAL/A TP-ST |
| <u>NAB</u> | NORTE DE AREIA BRANCA | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |

| | | | |
|----------------------|------------------------|------------|-----------------|
| PARU | PARU | ALAGOAS(M) | UN-SEAL/ATP-AL |
| PBA | PONTAL DA BARRA | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| PDM | PONTA DOS MANGUES | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| PIA | PIACABUCU | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| PIR | PILAR/RIO REMEDIO | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/ATP-AL |
| PRM | PIRANEMA | SERGIPE(M) | UN-SEAL/ATP-SM |
| PRP | PONTE RIO POXIM | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| RA | RIACHO AGUA BOA | SERGIPE(T) | UN-SEAL/A TP-ST |
| RB | ROBALO | SERGIPE(M) | UN-SEAL/ATP-SM |
| RFA | RIACHO FRANCISCO ALVES | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/A TP-AL |
| RO | RIACHUELO | SERGIPE(T) | UN-SEAL/A TP-ST |
| RPO | RIOPOMONGA | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| RSF | RIO SAO FRANCISCO | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/A TP-AL |
| SCE | SUL DE CORURIBE | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/A TP-AL |
| SF | SEBASTIAO FERREIRA | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/A TP-AL |
| SG | SALGO | SERGIPE(M) | UN-SEAL/A TP-SM |
| SMC | SAO MIGUEL DOS CAMPOS | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/A TP-AL |
| SSC | SUL DE SAO CRISTOVAO | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| SZ | SIRIRIZINHO | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| S002 | AREA DO SES-2 | SERGIPE(M) | UN-SEAL/A TP-SM |
| S019 | AREA DO SES-19D | SERGIPE(M) | UN-SEAL/A TP-SM |
| S029 | AREA DO SES-29 | SERGIPE(M) | UN-SEAL/A TP-SM |
| S030 | AREA DO SES-30 | SERGIPE(M) | UN-SEAL/A TP-SM |
| S052 | AREA DO SES-52 | SERGIPE(M) | UN-SEAL/A TP-SM |
| S054 | AREADO SES-54 | SERGIPE(M) | UN-SEAL/ATP-SM |
| S070 | AREA DO SES-70 | SERGIPE(M) | UN-SEAL/A TP-SM |
| S079 | AREA DO SES-79 | SERGIPE(M) | UN-SEAL/ATP-SM |
| S086 | AREA DO SES-86B | SERGIPE(M) | UN-SEAL/A TP-SM |
| S091 | AREA DO SES-91 | SERGIPE(M) | UN-SEAL/A TP-SM |
| S092 | AREADO SES-92 | SERGIPE(M) | UN-SEAL/A TP-SM |
| S100 | AREA DO SES-100 | SERGIPE(M) | UN-SEAL/ATP-SM |
| S106 | AREA DO SES-106 | SERGIPE(M) | UN-SEAL/ATP-SM |
| TA | TAINHÁ | SERGIPE(M) | UN-SEAL/ATP-SM |
| TG | TIGRE | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |
| TM | TABULEIRO DOS MARTINS | ALAGOAS(T) | UN-SEAL/A TP-AL |
| TTG | TARTARUGA | SERGIPE(M) | UN-SEAL/ATP-SM |
| VB | VAZA BARRIS | SERGIPE(T) | UN-SEAL/ATP-ST |

Tabela1 -Listagem dos campo de produção da bacia de Sergipe-Alagoas (www.petrobras.com.br)

O mapeamento regional e a interpretação dos sistemas petrolíferos da bacia de Sergipe-Alagoas indica que há ainda potencial para novas descobertas na plataforma continental e nas regiões de águas profundas da bacia. Entretanto, grande parte dos turbiditos que constituem essas potenciais acumulações são provavelmente situados na crosta oceânica, reduzindo seu potencial exploratório. Para otimizar o processo de exploração de petróleo, reduzindo-se os riscos envolvidos nos prospectas de ultra águas profundas, deve-se integrar os instrumentos

da geologia, geofísica e geoquímica afim de melhor analisar todas as alternativas de interpretação dos sistemas petrolíferos.

5 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

5.1 Introdução

Os levantamentos gravimétricos são baseados em medidas das variações do campo de gravidade terrestre que, por sua vez, refletem a diferença de densidade nas rochas presentes em subsuperfície. Através dessas variações é possível estimar a litologia presente em subsuperfície, baseando-se na densidade previamente conhecida das rochas.

Gravimetria tem sido amplamente utilizada para geofísica de exploração desde o início do último século. Suas aplicações, em geral, foram empregadas no mapeamento estrutural de grandes estruturas relacionadas a recursos minerais, tais como, falhas de borda da bacia, *gabrens* e *horsts*, domos de sal, profundidade de embasamento e até estimativa de fluxo de calor (Dias **M. S** & Braga L. F. S, 2000). Ultimamente aparelhos de alta resolução e alto desempenho tornaram possível a execução de micro-gravimetria para geofísica de poço, e também se desenvolveu a gravimetria marinha e aerogravimetria, permitindo com essas novas aplicações adquirir um grande volume de dados em um tempo relativamente curto, o que foi de grande benefício para exploração.

Além da descrição teórica do método mostra-se neste trabalho, através de um estudo de caso, algumas aplicações na bacia de Sergipe-Alagoas, e discute-se que apesar de o método não permitir uma solução única, ele é bem eficaz em alguns aspectos, e que foram de grande importância para interpretação do modelo estrutural da bacia em estudo.

5.2 Descrição teórica

A base da teoria da gravitação é expressa pela lei de Newton. Essa lei diz que a intensidade da força entre duas partículas de massas m_1 e m_2 é diretamente proporcional ao produto dessas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre elas:

$$F = \frac{Gm_1m_2}{r^2} \quad 5.1,$$

onde F é a força de atração entre as duas massas, m_1 e m_2 são as respectivas massas, r é a distância entre as massas e G é a constante da gravidade universal. Vale ressaltar que essa força é sempre atrativa.

Considerando-se a Terra como uma esfera de raio R_T e massa M que pode ser considerada como se estivesse toda concentrada no centro da esfera, pode-se com isso obter a aceleração da gravidade g exercida pela Terra em sua superfície. Para isso basta dividir a força F pela massa m de uma partícula.

$$\frac{F}{m} = \frac{GM}{R_T^2} = g \quad 5.2,$$

note que para obter a aceleração gravitacional a uma altitude h qualquer da superfície, basta somar-se h ao raio da Terra $(R_T + h)^2$.

Para esse modelo a gravidade da Terra seria constante ao longo de toda sua superfície, entretanto a forma da Terra é elipsoidal, além das irregularidades em seu relevo, rotação e distribuição não uniforme de massas em seu interior. Todos esses parâmetros produzem variações importantes da gravidade em sua superfície. Usando-se a teoria do potencial, o campo gravitacional pode ser definido de maneira mais simples.

5.2.1 Campos Potenciais

Antes de falar no potencial newtoniano propriamente dito, será feita uma revisão na teoria campos potenciais. Campos podem ser escalares ou vetoriais, sendo o campo escalar uma função simples de espaço e tempo. Uma mola distendida, a distribuição de massa num volume são exemplos de campos escalares. Um campo vetorial deve ser escrito por três funções que representam as três direções ortogonais do espaço. A atração gravitacional e a magnética são exemplos desse tipo de campo.

5.2.2 Energia, Trabalho e Potencial

Considere uma partícula sob influencia de um campo de força. A energia utilizada para deslocá-la de um ponto a outro é definida como trabalho realizado por esse campo de força. A segunda lei de Newton diz que o momento de uma partícula deve variar proporcionalmente a força aplicada na partícula, isto é:

$$\vec{F} = m \cdot \frac{d\vec{v}}{dt} \quad 5.3.$$

Multiplicando a Força por \vec{v} , obtemos:

$$\vec{F} \cdot \vec{v} = \frac{1}{2} m \frac{d}{dt} v^2 = \frac{d}{dt} E \quad 5.4,$$

onde E é a energia cinética da partícula, e para saber qual foi a variação de energia cinética para a partícula se mover de um ponto P_0 a outro P durante o intervalo t_0 e t , basta integrar a equação 5.4:

$$E - E_0 = \int_{t_0}^t \vec{F} \cdot \vec{v} dt = \int_{P_0}^P \vec{F} \cdot d\vec{s} = W(P_0, P) \quad 5.5,$$

onde $d\vec{s}$ é o deslocamento infinitesimal e $W(P_0, P)$ é o trabalho realizado para a partícula ir do

ponto P_0 ao ponto P , mostrando que o trabalho realizado é igual a variação da energia cinética da partícula.

Em geral o trabalho necessário para deslocar uma partícula depende do caminho, mas existem campos que são chamados de conservativos cujo trabalho não depende da trajetória e somente da posição inicial e final da partícula. Considere um campo conservativo que desloca uma partícula por uma distância pequena na direção x , como mostra a Figura 15 a seguir.

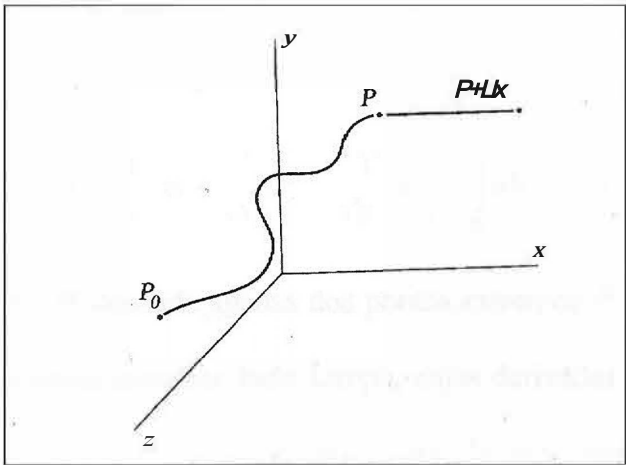


Figura 15- Ilustrando o trabalho realizado por um pequeno deslocamento (BLAKELY, 1996)

Portanto

$$W(P,P_0)+W(P+\Delta x,P)=W(P+\Delta x,P_0) \tag{5.6}$$

Rearranjando os termos tem-se.

$$W(P+\Delta x,P_0)-W(P,P_0)=W(P+\Delta x,P)=\int_P^{P+\Delta x} F_x(x,y,z)dx \tag{5.7}$$

A integral pode ser resolvida dividindo-se ambos os lados por Δx e aplicando-se as definições de média.

$$\frac{W(P+\Delta x,P_0)-W(P,P_0)}{\Delta x} = F_x(x+\Delta xU,y,z) \tag{5.8}$$

onde $0 < U < 1$. se Δx toma-se arbitrariamente pequeno, tem-se

$$F_x = \frac{\partial W}{\partial x} \tag{5.9}$$

Repetindo-se essa derivada para as direções Y e Z e somando-se com a equação 5.9 obtem-se

$$\vec{F}(x,y,z) = \left(\frac{\partial W}{\partial x}, \frac{\partial W}{\partial y}, \frac{\partial W}{\partial z} \right) = -\nabla W \quad 5.10$$

Portanto a derivada da função trabalho em qualquer direção, é a força aplicada naquela direção, mostrando que o campo de força é dado pelo gradiente da sua função trabalho. Através das equações (5.8) e (5.10) a relação inversa, isto é, se a função trabalho W tem derivadas contínuas, pode-se integrar a equação (5.10) como:

$$W(P, P_0) = \int_{P_0}^P \vec{F} \cdot d\vec{s} = \int_{P_0}^P \left(\frac{\partial W}{\partial x} dx + \frac{\partial W}{\partial y} dy + \frac{\partial W}{\partial z} dz \right) = \int_{P_0}^P dW = W(P) - W(P_0) \quad 5.11$$

Portanto, o trabalho W depende apenas dos pontos extremos P e P₀, e não depende do caminho percorrido. Consequentemente todo campo, cujas derivadas da equação 5.10 forem contínuas, serão conservativos, ou seja, se uma partícula percorrer um caminho fechado voltando para a origem, o trabalho realizado será zero.

O potencial φ do campo vetorial \vec{F} é definido como a função trabalho. Note que qualquer constante pode ser adicionada a função potencial sem mudar o resultado importante de que

$$\vec{F} = -\nabla \phi \quad 5.12,$$

Mas que a constante é escolhida em geral para que a função φ seja zero no infinito, ou seja,

$$\phi(P) = - \int_{\infty}^P \vec{F} \cdot d\vec{s} \quad 5.13.$$

O mais importante é a diferença entre os dois pontos no espaço e não o valor do potencial em si. Se essa diferença entre os dois pontos for nula e os pontos não forem coincidentes, pode-se dizer que os pontos fazem parte de uma superfície equipotencial. Superfície equipotencial é uma superfície onde o valor do potencial φ(x,y,z) é constante, ou

seja, se \hat{s} é um vetor unitário tangente a uma superfície equipotencial de F , então $\vec{F} = -\frac{\partial \phi}{\partial s} \hat{s}$

Oem qualquer ponto de acordo com a definição de superfície equipotencial. Segue-se que as linhas de campo em qualquer ponto são sempre perpendiculares às suas superfícies equipotenciais e, reciprocamente, qualquer superfície que é perpendicular a todas as linhas de campo deve ser uma superfície equipotencial. Portanto, nenhum trabalho é realizado deslocando-se uma partícula-teste ao longo de uma superfície equipotencial. Somente uma superfície equipotencial pode existir em qualquer ponto do espaço. A distância entre superfícies equipotenciais é uma medida da densidade das linhas de campo, isto é, o campo de força terá maior intensidade em regiões onde as superfícies equipotenciais estão separadas por distâncias menores.

5.2.3 Potencial Newtoniano

A atração gravitacional é um campo conservativo e pode ser representado por um potencial escalar.

$$\vec{g}(P) = -\nabla U(P) \quad 5.14,$$

onde U é o potencial gravitacional, a aceleração \vec{g} é um campo potencial e P é o ponto de medida.

No sistema internacional de unidades (S.I.) a unidade de aceleração é cm/s^2 , e no sistema CGS a unidade é Gal , em homenagem a Galileu, cujo $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ e devido a alta precisão das medidas geofísicas e das pequenas variações do campo usa-se o mGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal}$). A conversão do CGS para o S.I. é $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ cm/s}^2$. A constante gravitacional G nos sistema S.I é $6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$ e no CGS é $6,67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3\text{g}^{-1}\text{s}^{-2}$.

O potencial gravitacional obedece ao princípio da superposição de efeitos, ou seja, o

potencial gerado por uma coleção de massas é a soma das atrações de cada uma das massas individuais. Portanto, a força total sobre uma partícula é a soma vetorial das forças devido a todas as massas no espaço. O princípio da superposição pode ser aplicado a fim de determinar a atração gravitacional de um corpo com distribuição contínua de massa, somando um valor grande de massas infinitesimais $dm(x,y,z)$ de uma distribuição de densidade.

$$U(P) = G \int_V \frac{dm}{r} = G \int_V \frac{\rho(Q) dV}{r} \quad 5.15,$$

onde a integração é sobre V , o volume ocupado pela massa. Q o ponto de integração, e r a distancia entre P e Q e ρ função densidade.

Considere inicialmente os pontos de observação localizados fora da distribuição de massas (Figura 16). Se a função densidade é integrável, a equação 5.15 converge para todo ponto P no exterior das massas (KELLOGG, 1953).

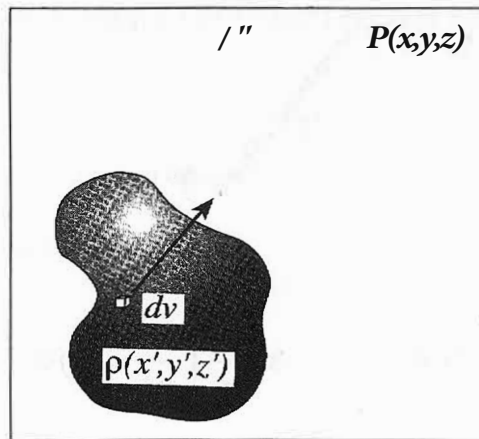


Figura 16 - Ilustrando uma distribuição de densidade em um corpo qualquer (KELLOGG, 1953).

A derivada com relação a x , y , e z do potencial pode ser deslocada para dentro da integral:

$$\frac{\partial U(P)}{\partial x} = -G \int_V \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{r} \right) \rho(Q) dV \quad 5.16$$

Ao fazer o mesmo para Y e Z e somar as três componente tem-se a força de atração fora das distribuição das massas, uma vez que já se sabe que a força de atração é o gradiente

do potencial. A derivada de segunda ordem pode ser obtida da mesma forma, por exemplo, para a componente x

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = G \left\{ -\frac{p}{r^3} + \frac{3p(x-x')^2}{r^5} \right\}_V \quad 5.17,$$

e repetindo para as componentes y e z, somando os três tem-se que o laplaciano do potencial $U(P)$ é nulo.

$$\nabla^2_{U(P)} = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \quad 5.18.$$

Com o laplaciano do potencial gravitacional nulo, pode-se afirmar que é harmônico em todos os pontos fora das massas. Agora não se pode dizer que o potencial é harmônico dentro das massas, pois existe um ponto onde a integral não está definida, e portanto, é uma integral imprópria. Porém (KELLOGG, 1953) mostra que a integral 5.15 converge para P dentro do volume e é contínua por partes. Portanto, $U(P)$ e $g(P)$ existem e são contínuas em todo espaço, seja interno ou externo às massas, desde que a densidade seja uma função bem comportada. Utilizando o resultado do Teorema de Helmholtz (pág. 30, BLAKELY, 1996) tem-se que se $g = \nabla_{U(P)}$ e se anula no infinito, então

$$U(P) = -4\pi \int_V \frac{g}{r} dv \quad 5.19$$

Comparando o integrando da equação acima com o integrando da equação 5.15 tem-se

$$\nabla^2_{U(P)} = -4\pi G \rho(P) \quad 5.20$$

A equação (5.20) é a equação de Poisson que descreve o potencial em todos os pontos dentro de uma distribuição de massas. A equação de Laplace é simplesmente um caso especial da equação de Poisson, válida para regiões livres de massas.

5.3 Campo terrestre

Se fosse possível ter um campo teórico que representasse perfeitamente o campo gravimétrico da Terra, a gravimetria não faria mais sentido, uma vez que o método usa a anomalia de gravidade, que é a diferença entre um valor medido e um valor teórico esperado. Porém trocar a Terra por uma esfera sem rotação seria muito grosseiro, pois fugiria dos patamares de precisão aceitáveis.

Para representar a Terra teórica e por consequência, seu campo gravimétrico teórico, temos a Terra Normal. Terra normal é um elipsóide de revolução com a mesma massa M (incluindo a massa atmosférica) e a mesma velocidade de rotação ω da Terra real, além da importante injunção de sua superfície ser uma equipotencial.

O Teorema de Stokes - Poincaré nos garante que o campo exterior da gravidade terrestre não é afetado por nenhuma redistribuição de densidade no interior da Terra, desde que a condição de a superfície da Terra normal ser uma equipotencial. Em outras palavras o campo exterior da gravidade terrestre fica definido diante de quatro grandezas físicas: os semi-eixos do elipsóide (a e b), a massa M , e a velocidade angular ω .

A formula usual para o cálculo da gravidade teórica sobre a Terra normal (LUIS, 2005), ou em outras palavras, da gravidade normal sobre o elipsóide de referencia é de segunda ordem, sendo

$$g_n = g_0(1 + k_1 \sin^2 \varphi - k_2 \sin^2 2\varphi) \quad 5.21,$$

onde $g_0 = 978031,846$ mGal; $k_1 = 0,0053024$; $k_2 = 0,0000059$

A anomalia de gravidade é a diferença entre a gravidade real em P (no geóide) e a gravidade normal em P' (no elipsóide), ou seja, a gravidade teórica é referenciada ao elipsóide (Terra normal), e a gravidade real medida num ponto é referenciada ao geóide, ou seja, a medida da altura ortométrica é feita com relação ao geóide, que por sua vez é uma superfície

equipotencial verdadeira da Terra, calculada com medidas gravimétricas, que coincide com o nível médio do mar. A separação entre as duas superfícies é chamada de ondulação geoidal, ou anomalia do geóide. A Figura 17 mostra a diferença entre o elipsóide, que é uma superfície matemática que melhor se ajusta a Terra, e o geóide, que acompanha a equipotencial que coincide com o nível médio dos mares. A altura ortométrica, que é utilizada em gravimetria é referente ao geóide, diferentemente das alturas Elipsoidal e Geoidal que tem referências diferentes, como visto na Figura 18

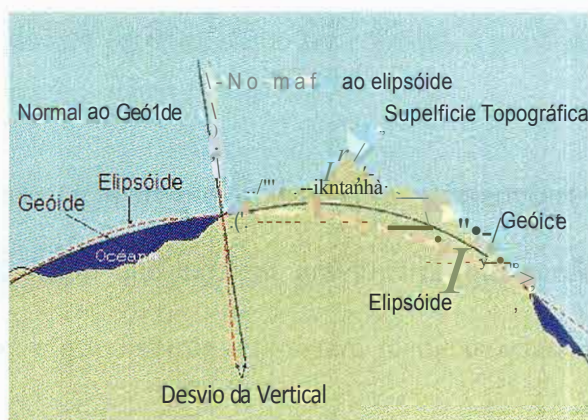


Figura 17 - Figura ilustrando a diferença entre o geóide e o elipsóide. Note que o geóide oscila muito mais que o elipsóide. (http://www.shom.fr/fr_page/fr_prod_lettre/16/img/geoide.gif)

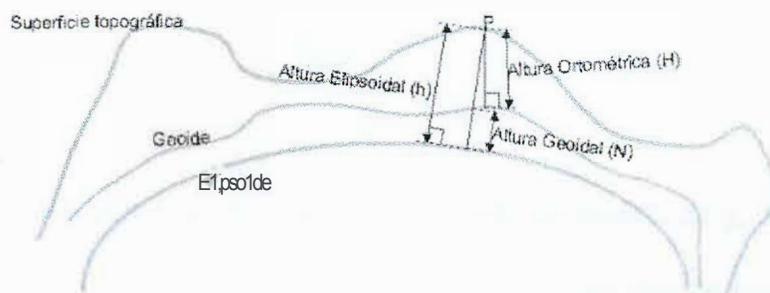


Figura 18 - Figura ilustrando a diferença entre as alturas ortométrica, elipsoidal e geoidal. A altitude dada em uma medida gravimétrica é a ortométrica, que coincide com o nível médio do mar. (http://www.ineter.gob.ni/Direcciones/Geodesia/Seccion_Temas_de_Cartografia/SitioSeccionTemasCartografia/AlturaOrtométrica.jpg)

5.4 Gravímetros

As primeiras medidas de valor da gravidade tiveram início há 400 anos atrás com Galileu. Para medir Galileu usou pranchas inclinadas.

Desde então os métodos para se medir a gravidade terrestre vêm evoluindo, sendo que hoje, através de gravímetros é facilmente possível medir g com precisão de 0,00001 Gal (cm/s^2). Essa precisão é muito importante para prospecção geofísica, uma vez que a Terra não é homogênea e nem uma esfera perfeita, o que faz com que a gravidade terrestre varie em cada ponto de sua superfície.

Os gravímetros são os aparelhos utilizados para determinar o valor de gravidade em um determinado ponto, sendo que existem gravímetros que medem a gravidade absoluta (pêndulo ou queda livre) e gravímetros que fazem medidas relativas, (estáveis, instáveis ou gravímetro de corda).

5.4.1 GRAVÍMETROS ABSOLUTOS

Queda Livre

O método da queda livre foi o primeiro método de medida de g , porém sua precisão era muito ruim devido à dificuldade de medir pequenos intervalos de tempo. Hoje em dias esses aparelhos (Figura 19) ficam dias em um laboratório adquirindo dados. Seu funcionamento consiste em um objeto em queda livre no vácuo e seus tempos e posições são medidos através de lasers e relógios atômicos. Para se ter uma precisão de 1mGal é necessário que o relógio tenha precisão de 10^{-8} s e as distâncias entre os pontos de medidas seja de 0,5 micrômetro.

Pêndulo

Esse método foi inicialmente desenvolvido por Kater em 1818. O valor de g é obtido pelo sincronismo de um grande número de oscilações, sendo a fórmula simplificada do modelo seguinte:

$$g = \frac{4\pi^2 I}{T^2 m h} \quad 5.22,$$

onde I é o momento de inércia, T o período, m a massa, h a distância do pino que prende o pêndulo até o centro de massa do pêndulo. No pêndulo reversível o fator $1/mh$ não pode ser determinado com alta precisão, sendo trocado por L , que é o comprimento equivalente a um pêndulo simples, como mostrado na Figura 19.

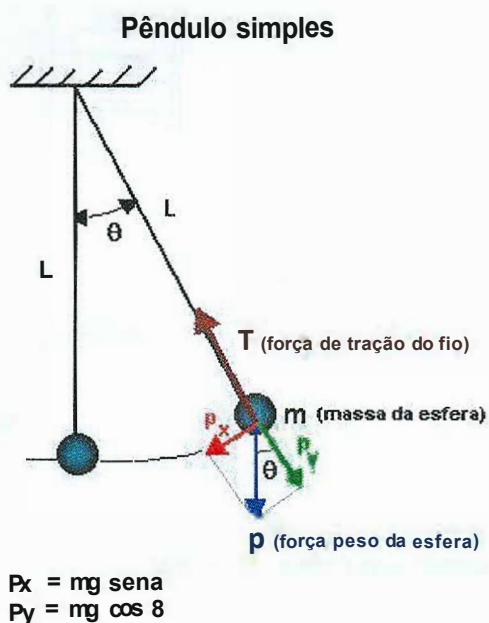
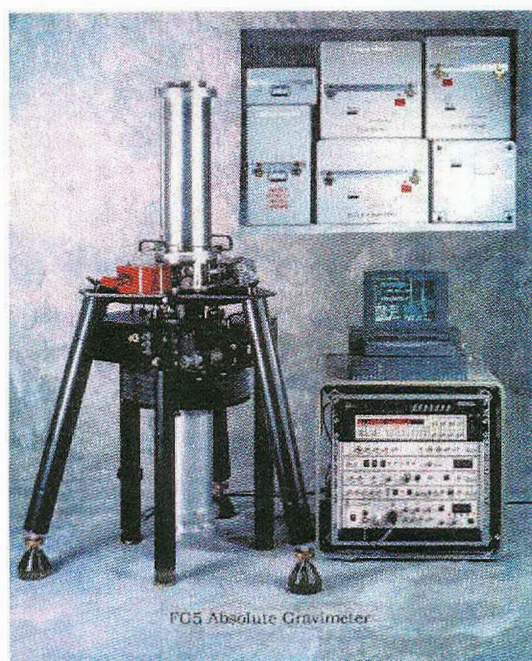


Figura 19 - Exemplo de gravímetros absoluto. Figura da esquerda é um exemplo de medida de gravidade pela queda livre (<http://www.ngs.noaa.gov/GRDIGRAVITYIABSG.html>). e a Figura da direita é um exemplo de pêndulo simples (<http://educar.sc.usp.br/samlpendulo.html>).

5.4.2 GRAVÍMETROS RELATIVOS

O método de medida relativa de gravidade implica em medir a diferença de gravidade entre pontos de medida e não o valor absoluto da gravidade. Para se saber o valor absoluto de

g é necessário que g absoluto seja conhecido em pelo menos uns dos pontos medidos.

Gravímetros defio

O equipamento consiste em uma massa presa a um fio, que tem seu período de oscilação bem determinado, pois o peso da massa e os parâmetros do fio são conhecidos. Pequenas variações da força da gravidade são percebidas pela mudança do período de oscilação do fio.

Tem-se o fio colocado entre os pólos de um ímã permanente, formando um circuito oscilatório. Aos extremos do fio é aplicada uma tensão alternada, que fará com que a corda se aproxime cada momento de um dos pólos do ímã. Para determinar a força da gravidade com uma precisão de 1 mGal , a medida de frequência deve ter precisão de $0,5 \cdot 10^{-6}$. Pode-se ver na Figura 20 o esquema simplificado do gravímetro de corda.

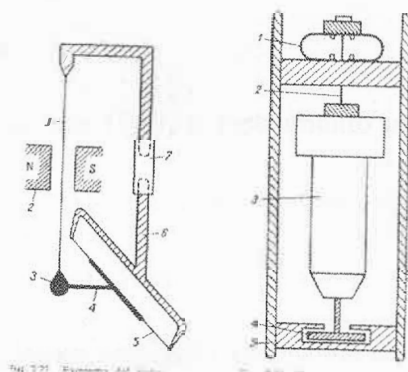


Figura 20 - Exemplo de um gravímetro defio do tipo Esso.

Gravímetros estáveis

São aqueles que contem uma barra suspensa por um pivô com uma massa fixa em uma das pontas e presa a uma mola na outra. Quando o sistema registra variação de g , faz com que o peso da massa seja afetado e a força restauradora da mola compensa esse efeito.

a) Gravímetro Gulf

O princípio básico desse aparelho é medir a rotação de uma mola vertical, uma vez que existe uma massa (disco) presa a essa mola. Dependendo do valor de g essa mola vai esticar mais ou menos, e devido a seu estiramento, a mola tende a girar para manter o equilíbrio. Uma luz emitida reflete no disco, e através de um jogo de espelho que amplifica

esse ângulo de rotação original, pode-se determina a variação da gravidade. Esse equipamento tinha precisão menor que 0.1 mGal e foi muito usado pelos americanos em prospecção, com seu esquema representado na Figura 21.

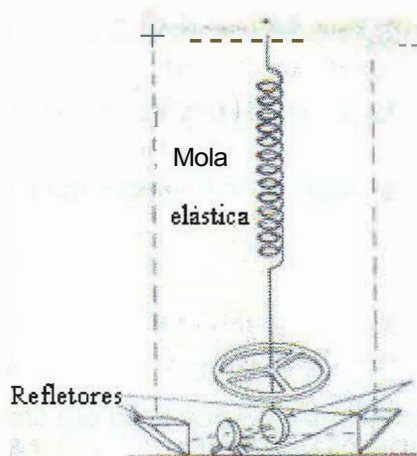


Figura 21 - Esquema representando o gravímetro Gulf.

b) Gravímetro Boliden

Desenvolvido na Suécia em 1938, o instrumento utiliza detectores eletrônicos e um avançado balanceamento elétrico. Sua massa é basicamente uma bobina presa por uma mola, sendo que esta bobina junta com duas outras placas forma dois capacitores em suas extremidades (Figura 22). Qualquer oscilação da bobina devido à mudança de gravidade faz com que a capacitância varie.

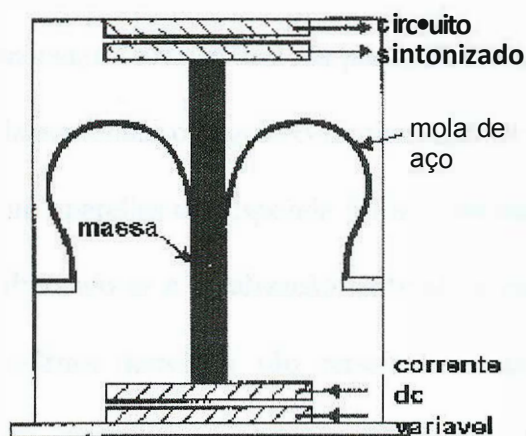


Figura 22 - Esquema representando o gravímetro Boliden
(<http://www.gravidade.hpgvip.ig.com.br/gravimet.htm>).

e) Gravímetro Norgaard

É um gravímetro que tem precisão de 1 mGal, e tem um intervalo de 20000 mGal, ou seja, ideal para regiões onde ha grande variação da gravidade. Ele contem basicamente uma barra de quartzo com um espelho acoplado, e essa barra está suspensa horizontalmente por um fio de quartzo. A torção desse fio é gerada através da variação de gravidade e faz com que o espelho *A* inicialmente paralelo a um espelho fixo *B* fique inclinado. Através dessa inclinação pode determinar a variação de g .

Gravímetro instáveis

Esses sistemas geralmente são mais sensíveis que os estáveis, e usa como princípio as instabilidades mecânicas para exagerar os pequenos movimentos devido a variações de g .

a) Gravímetro LaCoste Romberg

É o gravímetro mais utilizado em prospecção geofísica, e foi inicialmente produzido para ser um sismógrafo vertical de longo período de oscilação. Tem sido fabricado com vários nomes (Frost, Magnolia, North American).

Este equipamento consiste de uma barra pendurada (Figura 23), com uma massa na extremidade, apoiada por uma mola presa logo acima da mola. A magnitude do momento exercido pela mola sobre a barra depende da extensão da mola e do *seno* do ângulo θ . Se a aceleração de gravidade aumenta, a barra se desloca para baixo e a mola distende-se. Apesar da força restauradora da mola aumentar, o ângulo θ diminui para θ' .

A leitura que é feita no aparelho corresponde à força necessária para restituir a barra para a posição horizontal, alterando-se a localização vertical da conexão da mola através de um cursor micrométrico. Efeitos térmicos são removidos mantendo-se o equipamento termoestaticamente controlado através de uma bateria. O intervalo de variação do instrumento é de 5000 mGal. A sensibilidade do equipamento é de 0,01 mGal.

O comprimento zero da mola é medido na mola, sem ação de nenhuma força. Para uma

uma massa na outra extremidade, o que faz com que os braços fiquem mais ou menos aberto de acordo com g do local. Sua precisão também é de 0,01mGal.

Seu alcance é de 60 mGal, ou seja, em uma linha gravimétrica o g não pode variar mais que 60 mGal. As componentes do gravímetro são feita de materiais com coeficiente de expansão diferentes para balancear os efeitos da temperatura.

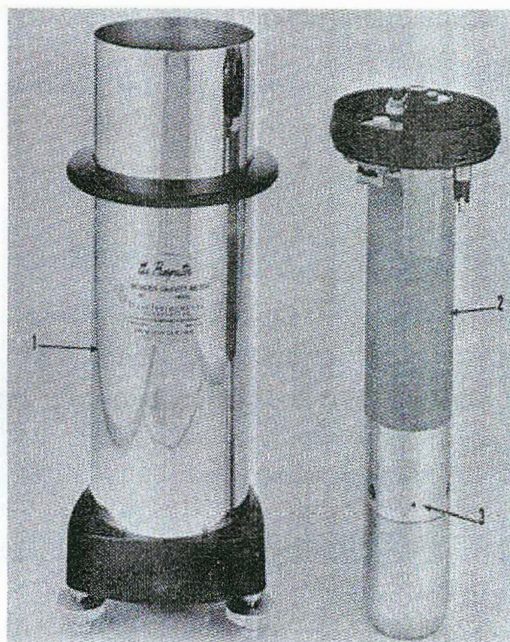
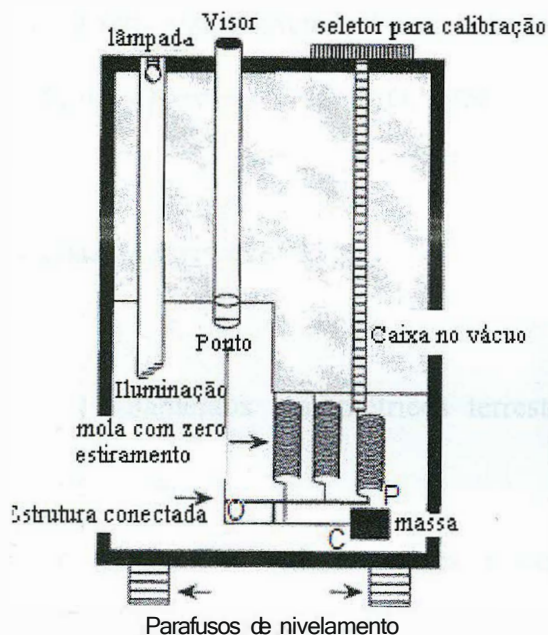


Figura 24 - Mostra o interior de um gravímetro Worden. Foto do gravímetro worden. Nota-se um escalímetro para mostrar seu pequeno tamanho (http://geophysics.ou.edu/principles/grav_ex/relative.htm).

5.5 Aquisição de dados gravimétricos

Nessa seção serão apresentados os princípios de determinação de medidas de aceleração de gravidade, de forma conceitual, com a finalidade de discutir aplicabilidade, precisão e limitação dos diferentes métodos observacionais.

A medida de um valor absoluto de g é custosa e complexa e para cada medida absoluta demanda-se um tempo enorme. No Brasil, foram implantadas estações absolutas nas capitais dos estados por pesquisadores alemães em conjunto com grupos brasileiros utilizando um sistema de queda livre. Desta forma, com a rede gravimétrica absoluta foi possível a

implantação de uma rede gravimétrica fundamental (RN), a partir da qual são realizadas medidas de gravidade utilizando gravímetros diferenciais de baixo custo operacional e rapidez na obtenção da medição. Na Figura 24 tem-se a distribuição dos dados gravimétrico terrestre e marinho no Brasil (MOLINA, 2001). No Brasil o órgão responsável pela implantação, manutenção e ampliação da rede gravimétrica fundamental é o Observatório Nacional (ON, 1987). Essa rede está conectada à uma rede internacional, atualmente a International Gravity Standardization Network 1971 (IAG, 1974).

5.5.1 Aquisição terrestre

Os levantamentos gravimétricos terrestres são realizados em três escalas, visando objetivos distintos.

Levantamentos regionais, para a caracterização das propriedades da crosta ou delimitação de grandes estruturas geológicas (KIANG, C., H. & KOWSMANN, R., O., 1986), sendo realizados com densidade de um ponto a de 3 a 5 km, em média. Levantamentos locais, com finalidade de exploração ou delimitação de pequenas estruturas, com densidade de pontos maior do que 1 ponto a cada 500 m, dependendo do objetivo. A terceira finalidade é levantamentos microgravimétricos que podem chegar a 1 ponto a cada 50 ou 100 m, e normalmente são realizados em áreas reduzidas e com finalidade claramente definida, de exploração ou geotecnia. Vale ressaltar que já houve levantamento com 1 estação/m² para prospecção de sub-solo.

Mas independente da escala, o procedimento padrão é sempre o mesmo e deve ser respeitado, uma vez que as medidas necessitam de alta precisão e qualquer procedimento errado pode resultar em uma medida totalmente errada.

O primeiro ponto a ser medido em um levantamento gravimétrico é chamado de ponto

de abertura da linha, e normalmente é feito em um RN ou algum ponto, cujo g é bem determinado. A medida feita com o gravímetro diferencial em um local onde o g é conhecido, é usada para determinar o g em todos os outros pontos da área. É importante também que a última medida, ou seja, o fechamento da linha no final do dia seja feita no primeiro ponto do dia do levantamento. Isso possibilita a correção da deriva do equipamento (MOLINA, 1996) que será detalhada na seção 5.6.

Alem do valor medido propriamente dito e da posição do ponto, é necessário registrar o horário de medição, assim como a altitude ortométrica. Estes dados são importantes na redução dos dados descrita na seção 5.6. Para o cálculo das anomalias gravimétricas, produto de interesse em um levantamento gravimétrico, é necessário o conhecimento da altitude ortométrica com boa precisão. Precisão de centímetros caso seja necessária uma elevada acurácia, e para levantamentos regionais, onde a amplitude da anomalia gravimétrica normalmente é da ordem de dezenas ou centenas de mGal, permitem uma precisão menor na altitude, cerca de 1 a 3 m.

É recomendado em gravimetria terrestre que se tomem três medidas por pontos, para evitar erros, ou mesmo obter uma boa média. A medida é feita através da variação do comprimento da mola. Como a mesma é muito pequena, a medida deve ser feita com muita precisão, inclusive com o gravímetro muito bem nivelado (Figura 23).



Figura 25 - Foto mostrando uma tomada de dado com um gravímetro LaCost Romberg (IAG-USP). Note que o aparelho é conectado a uma bateria que o mantém a uma temperatura de $\sim 40^{\circ}\text{C}$.

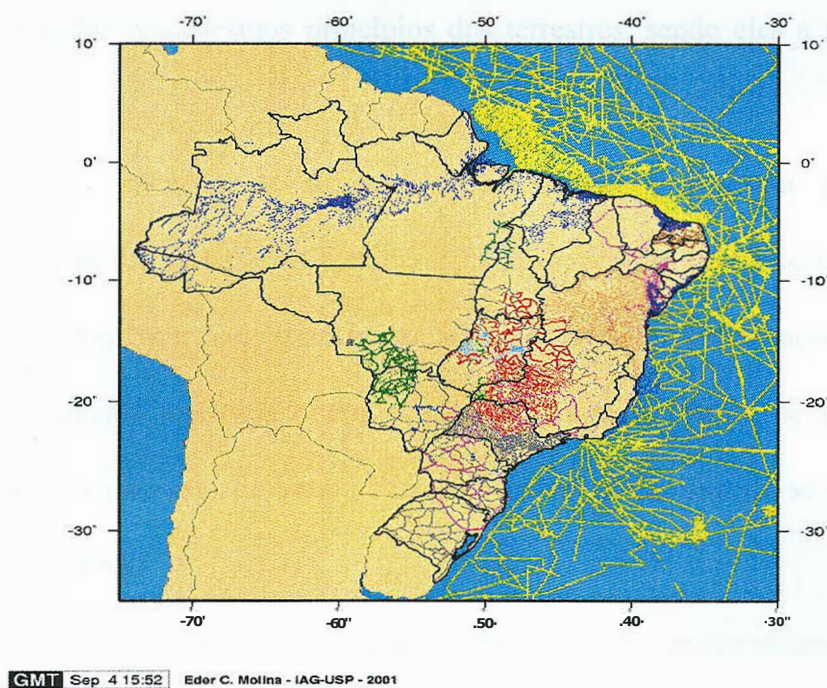


Figura 26 - Figura mostrando a distribuição de dados de gravimetria terrestre e marinha no Brasil. Note que não tem-se uma distribuição homogênea de medidas, principalmente devido a dificuldade de acesso (MOLINA, 2001).

5.5.2 Aquisição marinha

Medidas de gravidade no mar são feitas através de navios em movimento, utilizando-se gravímetros especialmente projetados para esta finalidade. A precisão das medidas em navios é bem inferior às estáticas devido a acelerações vertical e horizontal sobre o equipamento, devido a ondas e variações na aceleração do navio. Estas acelerações podem causar variações na medida da aceleração de gravidade de até 105 mGal, que geralmente representam ruídos de alta amplitude que podem ser separadas das variações da gravidade de amplitude muito menores. O efeito das ondas (vertical) pode ser eliminado através de um sistema no interior do navio, que é baseado em uma mesa estabilizadora que permite contrabalancear os efeitos das ondas. Os gravímetros apesar de adaptado para gravimetria marítima, são baseados nos mesmos princípios dos terrestres, sendo eles a maioria do tipo LaCost & Romberg.

Ainda com a intenção de eliminar as acelerações provocadas pelas ondas, o gravímetro, junto com sua mesa estabilizadora é fixado no centro do navio e no ponto mais baixo possível, pois é o lugar onde o navio oscila menos devido a perturbação das ondas. Os gravímetros de aquisição marítima obtêm a medida automaticamente de uma média das leituras dentro de um intervalo de tempo fixo de 5 minutos, eliminando-se desta forma, as variações de curto período.

A gravimetria marítima permite uma quantidade de dados muito maior que a terrestre, em um intervalo de tempo pequeno, tomando a gravimetria marítima viável para geofísica de exploração, e principalmente permite uma malha bem melhor distribuída dos pontos, como mostrado na Figura 27 e comparado com levantamentos terrestre (Figura 26). Porém, para se ter um levantamento de qualidade é necessário fazer uma abertura de linha adequada, além de um bom processamento, através das diferenças de cruzamento das trilhas de dados,

permitindo com isso retirar alguns erros sistemáticos contido nas trilhas e também obter com essas diferenças a precisão do levantamento (CARBONARI, 2006).

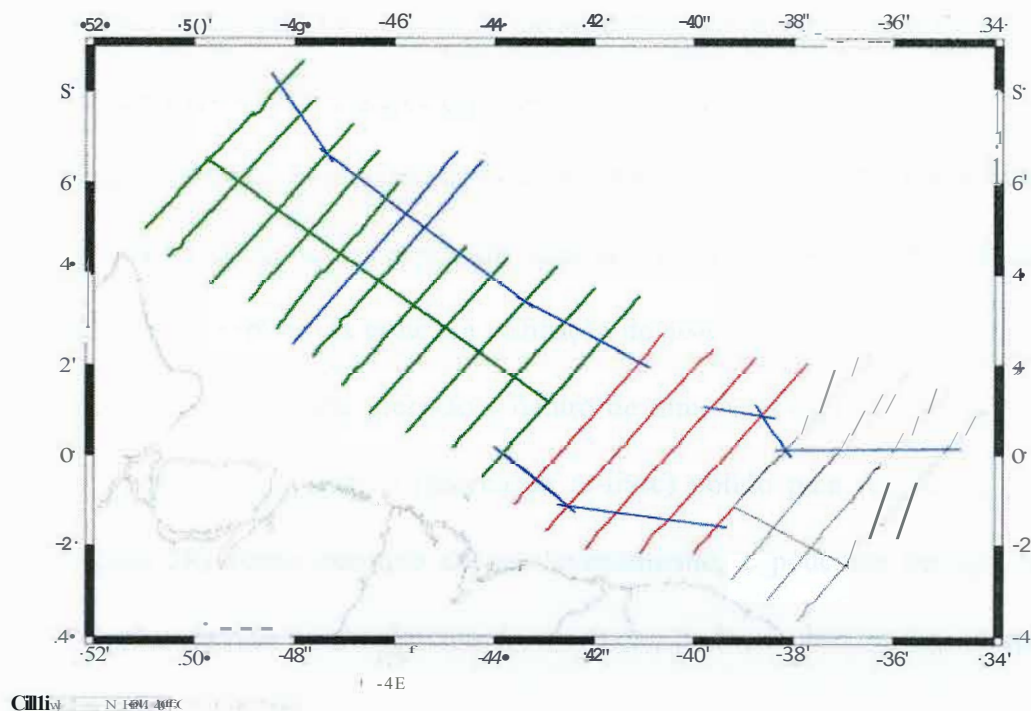


Figura 27 - Figura mostrando as linhas de levantamentos marinho (LEPLAC). Note que a distribuição é mais homogênea e pode facilmente seguir uma malha regular (CARBONARI, 2006).

5.5.3 Aerogravimetria

O interesse em utilizar os aerolevantamentos gravimétricos ressurgiu, especialmente na última década graças aos avanços no sistema de navegação GPS bem como devido ao aprimoramento dos gravímetros utilizados em sistema de aquisição móvel (LACOSTE, 1983; HALPENNY & DARBHA, 1995). A grande vantagem do sistema aerotransportado em geofísica é a rapidez na aquisição de dados, e em muitas situações é a única alternativa para se adquirir dados geofísicos em lugares remotos e de difícil acesso como em densas florestas, grandes lagos continentais, regiões cobertas com gelo e montanhas (BELL *et al.*, 1991; HALPENNY & DARBHA, 1995; BELL *et al.*, 1999). Se forem obtidas outras informações geofísicas como magnetometria, altimetria, radar, gamaespectometria, em conjunto com a

aerogravimetria, o custo/benefício operacional do levantamento cai consideravelmente. Os resultados publicados na literatura e os mencionados acima indicam que uma estimativa de precisão em torno de 2-3 mGal e a resolução espacial depende do filtro utilizado para remover as altas frequências associadas à aceleração vertical do veículo.

A grande limitação na precisão dos dados refere-se à correção do movimento vertical da aeronave, que poderia ser minimizado através da navegação em dias de condições climáticas calmas, no período da noite e a utilização do sistema de posicionamento GPS com receptores que operem com alta precisão e dentro de uma estratégia de aquisição de dados diferencial. Um mapa gravimétrico (anomalias ar-livre) obtido para região na Antártida é mostrado (Figura 28) como exemplo de aerolevantamento, e podemos ver que apesar de algumas limitações devido ao movimento da aeronave, pode-se obter muita interpretação a partir do mesmo.

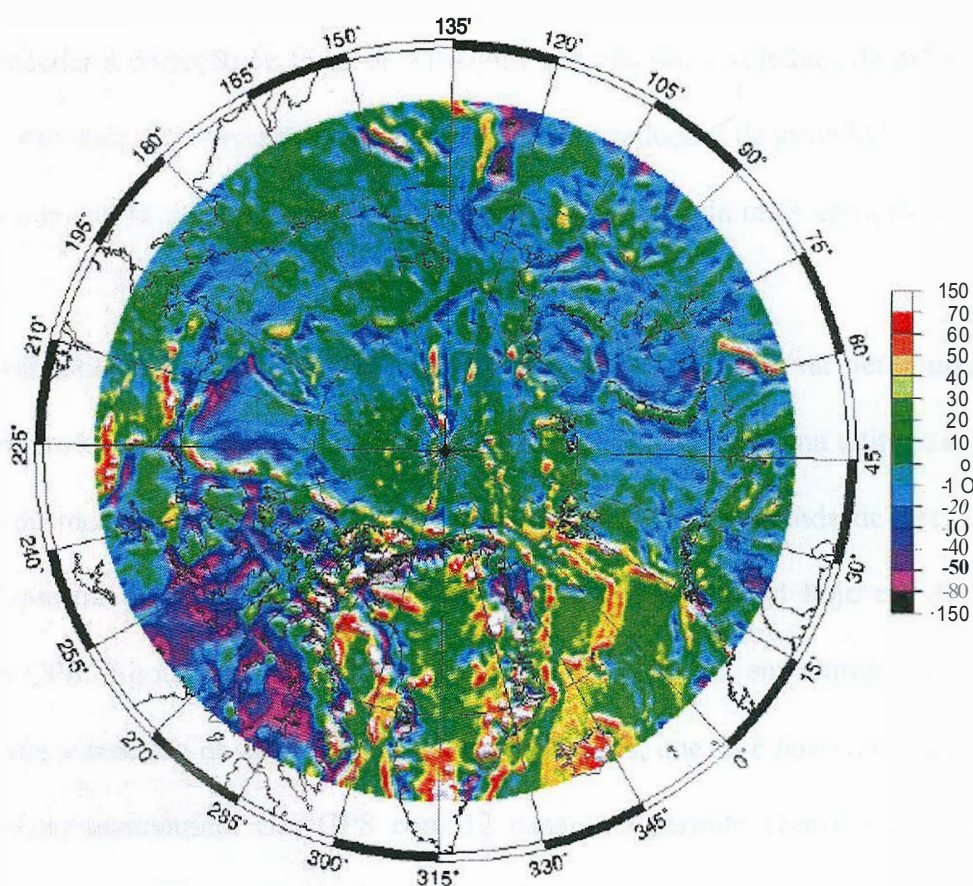


Figura 28 - Mapa de anomalia Ar-livre da região da Antártida obtido por aerogravimetria (MOLINA, 2004).

O efeito da aceleração horizontal da gravidade, é o grande "vilão" da aerogravimetria convencional, mas pode ser eliminado medindo-se diretamente o gradiente da aceleração da gravidade. A gradiometria é uma nova técnica que permite medir o gradiente da gravidade terrestre, sendo que um único levantamento foi realizado até o momento, conduzido e desenvolvido pela Bell Aerospace em colaboração com a marinha norte Americana, mas que poderá vir a ser utilizado em geofísica de exploração. Esse método permite obter 6 componentes independentes, uma vez que a medida da gravidade permite apenas a componente Z

5.6 Reduções

Antes de os resultados de um levantamento gravimétrico poderem ser interpretados é necessário proceder à correção de todas as variações que não são resultantes de diferenças de densidade no sub-solo. Este procedimento é conhecido por reduções da gravidade ou reduções ao geóide, já que o nível médio dos oceanos é o nível de referencia mais apropriado (SÁ, N. E., 1994).

Em levantamentos terrestres as duas principais fontes de erros na determinação de anomalias gravimétricas, além dos erros instrumentais, são as incertezas na altitude e posição das estações de medida. Para se obter uma precisão de 1 mGal, a latitude de um ponto de medida tem que ter precisão de 150 m, o que é perfeitamente trivial hoje em dia com a utilização do GPS. Agora, para se obter uma precisão de 1 mGal em altitude ortométrica, necessita-se que a precisão da altitude seja de 20 centímetros, que só é possível obter fazendo um levantamento geométrico. Um GPS com 12 canais só permite precisão de ± 10 m em altitude, ou seja, muito distante da precisão requerida. Essa grande incerteza é devido ao fato

do GPS ser referenciado ao elipsóide, e não calcular a altitude ortométrica.

A aplicação do método gravimétrico em exploração e geodinâmica requer que sejam eliminadas das medidas gravimétricas, as variações do campo gravitacional terrestre que não sejam causadas por diferenças de densidade no interior da Terra. São as chamadas "*correções*" gravimétricas, sendo que os valores resultantes são denominados "*anomalias*" gravimétricas uma vez que estas resultam, dentre diversas causas, da diferença do campo de gravidade causado por diferentes corpos geológicos do campo gravitacional devido a um modelo de Terra com distribuição de densidade homogênea. Apesar da consagração do termo "correção" na literatura geofísica, rigorosamente o termo a ser utilizado seria "separação do efeito devido a diversos efeitos". A medida gravimétrica na superfície terrestre é a soma das várias componentes mostradas abaixo, sendo que as correções a elas associadas levam o nome entre parênteses.

Gravidade observada é composta por:

- ▶ *Atração do elipsóide de referencia (!,atitude)*
- ▶ *variações temporais (maré)*
- ▶ *efeito cinemático de medidas moveis(Eotvos)*
- ▶ *efeito da elevação acima do mar (ar-livre)*
- ▶ *efeito da massa acima do nível do mar (Bouguer e terreno)*
- ▶ *variação de densidade na crosta e manto superior (geologia).*

De todos esses efeitos provocados pela Terra, o único de interesse da prospecção gravimétrica é o efeito subscrito que refere-se à geologia da Terra, e os demais são estudados para poderem ser retirados do g medido pelo gravímetros.

A deriva é mais uma correção a ser feita, e é devido ao fato de o gravímetro ser um aparelho mecânico e sua mola sofrer deformações ao longo do tempo.

5.6.1 Deriva instrumental

A correção da deriva instrumental é baseada em leituras repetidas numa estação base (ao longo do tempo do levantamento). As medições são em função do tempo e admite-se que a deriva é linear no tempo. A correção da deriva num tempo t é d , que a seguir é retirada do valor observado, como mostrada na Figura 29.

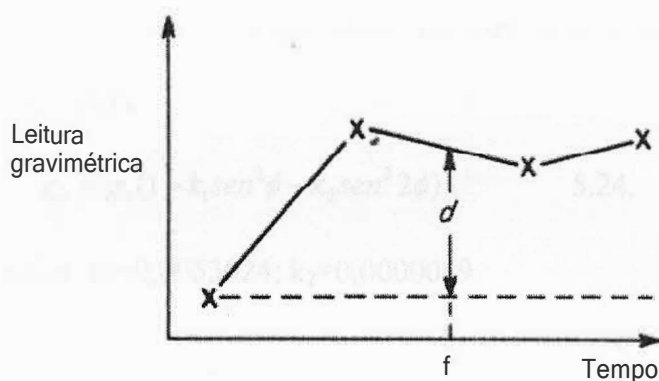


Figura 29 - Curva de deriva do gravímetro calculada a partir de leituras sucessivas numa posição fixa. (LUIS, 2005)

5.6.2 Correção de Latitude

Esta correção retira o efeito da aceleração centrífuga que varia com a latitude num modelo da Terra elipsoidal. O elipsóide é calculado com parâmetros reais da Terra como achatamento dos pólos, raio equatorial, elipsidade, constante gravitacional multiplicada pela massa ($G.m$) e aceleração no equador. A correção de latitude é também chamada de gravidade teórica ($g_{\text{teórica}}$), e além de corrigir o efeito da aceleração centrífuga, leva em consideração o achatamento terrestre, uma vez que Terra não é esférica (Figura 30). Note na Figura abaixo que a aceleração centrífuga é máxima no equador e zero nos pólos.

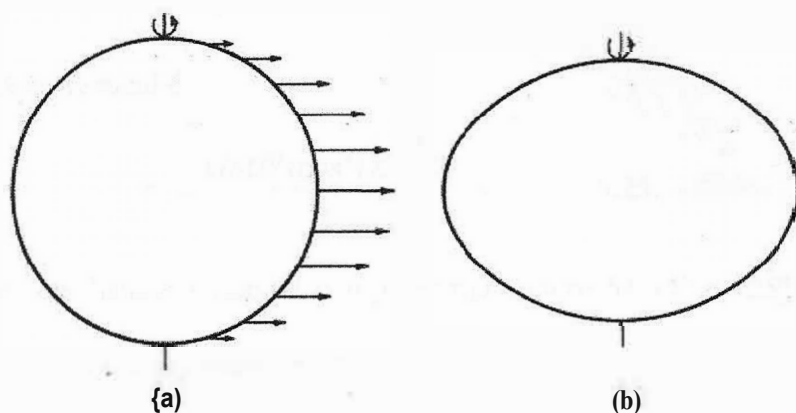


Figura 30 (a) Variação da velocidade angular com a latitude. (b) representação exagerada da forma da Terra (LUIS, 2005).

A fórmula de Clairaut relaciona a gravidade terrestre com a latitude no esferóide de referência teórico (LUIS, 2005).

$$g_{\phi} = g_0(1 + k_1 \sin^2 \phi - k_2 \sin^2 2\phi) \quad 5.24,$$

onde $g_0 = 978031,846 \text{ mGal}$; $k_1 = 0,0053024$; $k_2 = 0,0000059$

5.6.3 Correção de maré

Chama-se força de maré, em um ponto P, a diferença da atração exercida pela Lua e pelo Sol sobre a unidade de massa colocada no ponto e no centro da Terra (Sá, N. C., 1994).

Seja M a massa de um corpo celeste perturbador como mostrado na Figura 31.

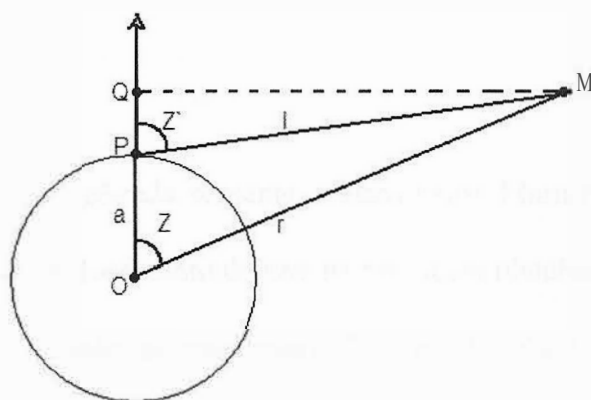


Figura 31 - Figura ilustrando um corpo perturbador (efeito de maré).

A força perturbadora vertical é

$$F_v = \frac{GMP^3(\cos^2(Z) - 1)}{a^2}$$

5.25.

Para valores de distancia Zenital compreendidos entre 54° 44' e 125° 16' a correção é negativa, o valor mínimo se encontra em 90° .

| Z | 3cos ² z-1 |
|----------|-----------------------|
| 0° | 2.00 |
| 40 | 0.76 |
| 54 ° 44' | 0.00 |
| 60 ° | -0.25 |
| 90 ° | -1.00 |
| 120 ° | -0.25 |
| 125 ° 16 | 0.00 |
| 140 ° | 0.76 |
| 180 ° | 2.00 |

Tabela 2 - variação da componente perturbador vertical com o Zemutal (MOLINA, 2004).

Considerando as massas, as distancias e a posição Zemutal da Lua e do Sol, pode-se aplicar na equação 5.25 e obter que a perturbação máxima causada por eles será

| | |
|---------------|------------|
| Max Corr gLua | 0,170 mGal |
| MaxCorr gSol | 0,064 mGal |
| Max Corr g | 0,234 mGal |

Tabela 3 - máximas perturbações de maré(MOLINA,2004).

5.6.4 Correção Eötvös

A correção Eötvös é aplicada somente à gravimetria Marinha e aerogravimetria, pois esta correção se refere ao deslocamento do gravímetro numa plataforma em movimento (barco ou avião) e depende da direção do movimento. Dependendo da direção desse movimento, o efeito da aceleração centrífuga é adicionada ou subtraída da gravidade observada. A formula

da correção Eotvos (LUIS, 2005) é

$$\text{Correção}_{\text{Eotvos}} = 7,503v.sen.a.cos + 0,004154v^2 \quad 5.26,$$

onde v é a velocidade do veículo em nós, a é rumo azimutal e p é a latitude.

Note que se o veículo está se movimentando em direção a uns dos pólos a correção Eotvos é nula, pois o movimento é perpendicular à rotação da Terra. Assim como a força centrífuga diminui em direção ao pólo, a Eotvos também é menor quanto mais perto dos pólos. A equação 5.26 é para correção marítima, pois quando se faz aerogravimetria, tem que se acrescentar mais um termo referente à altitude do avião.

5.6.5 Correção Ar-livre

O valor da gravidade terrestre cai com o quadrado da distancia, portanto com pontos medidos à altitude diferentes não é possível distinguir se as diferenças nos valores de gravidade refletem uma diferença de densidade das rochas em sub-superfície, ou simplesmente diferenças de altitudes. A correção de ar livre só leva em consideração o efeito da variação da distância do ponto de observação em relação ao centro da Terra, não considerando, contudo o efeito gravitacional das rochas presentes entre o ponto de observação e o nível de referência.

A correção ar-livre tem como objetivo trazer o ponto medido em uma altitude qualquer para o nível de referencia, que é o nível médio dos mares, retirando assim o efeito da altitude no valor da gravidade medido. Como a Terra é achatada nos pólos, a gravidade decai com diferentes taxas ao longo da latitude. O valor médio utilizado para correção ar-livre é 0,3086 mGal/m.

A Figura 32 mostra um exemplo de anomalia de gravidade, sem as correções ar-livre e Bouguer. Pode-se ver também que para se ter a anomalia é necessário apenas o contraste de

densidade entre as rochas.

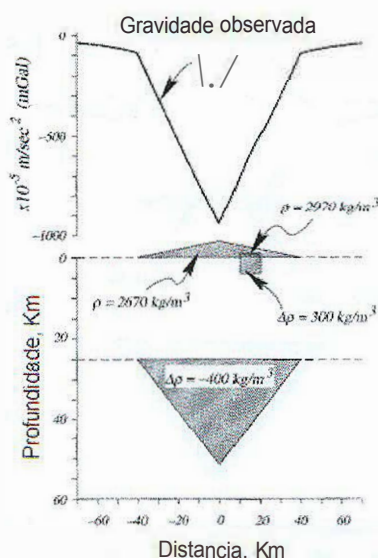


Figura 32 - Figura ilustrando a gravidade observada sem correção ar-livre. Note que basta saber o contraste de densidade entre as rochas (BLAKELY, 1996).

Portanto pode-se fazer a correção ar-livre da seguinte forma.

$$g_{\text{ar-livre}} = g_{\text{observado}} - g_{\text{teórico}} - C_{\text{ar-livre}} \quad 5.27,$$

onde $C_{\text{ar-livre}} = 0,3086 \times \text{altitude}$

Apesar de se ter um grande corpo com contraste negativo (-400 kg/m^3), a anomalia se torna positiva depois da correção ar-livre (Figura 33). Isso é devido a influencia da massa que está acima do nível de referencia, ou seja, há uma influencia do relevo na anomalia ar-livre. O corpo de menor tamanho e mais raso gera uma anomalia de menor comprimento de onda e amplitude, mas que pode ser notada, pois deforma a anomalia mais regional (BLAKELY, 1996).

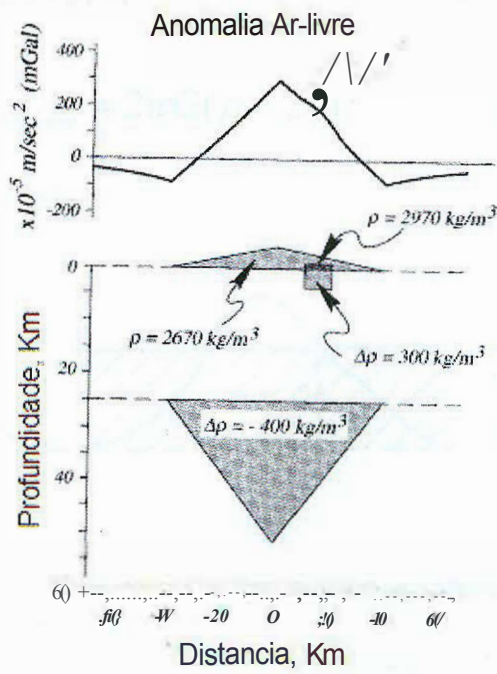


Figura 33 - Figura ilustrando a gravidade observada com correção ar-livre). A anomalia se torna positiva (BLAKELY, 1996).

5.6.6 Correção Bouguer

A correção Bouguer é quem retira a influencia das massas acima do geóide nas anomalias gravimétricas, removendo este efeito fazendo, no entanto, a aproximação de que o corpo abaixo do ponto de observação é uma placa horizontal infinita (letra b da Figura. 34) com uma espessura h igual à altitude do ponto. Se p representar a densidade dessas rochas então a correção Bouguer é dada por (MOLINA, 2004):

$$c_{bouguer} = Gp \int_0^{2\pi} dA \int_0^h dz \int_0^{\infty} r(r^2 + z^2)^{-3/2} dr = 2\pi Gph \tag{5.28}$$

Em terra a correção de Bouguer é subtraída do valor medido da gravidade para compensar a atração exercida pelo material entre o ponto de observação e o nível de referência. No mar, é adicionada fazendo com que a lamina d'água seja substituída por uma quantia de material de densidade de crosta. O seu valor é obtido da aplicação da seguinte

relação (MOLINA, 2004).

$$C_{bouguer} = 2\pi G(p - P_a)z \quad 5.29,$$

onde z representa a profundidade.

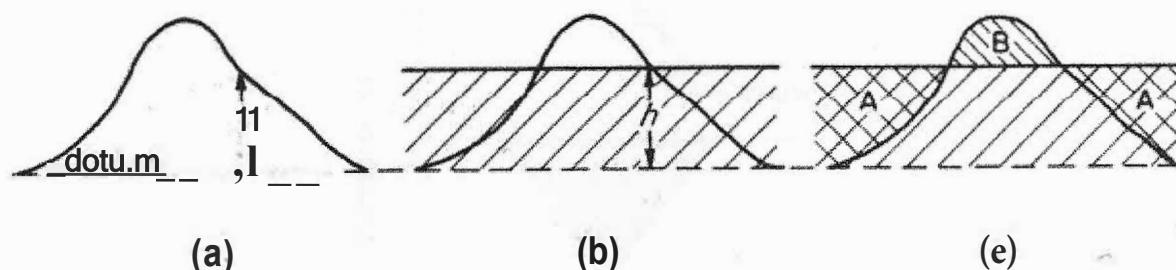


Figura 34 - (a) Correção de ar livre de uma observação situada a uma altura h acima do datum. (b) Correção de Bouguer. (c) Correção de Terreno (LUJS, 2005)

A correção Bouguer é a última a ser aplicada, podendo ser feita juntamente com a de ar-livre. Após todas as correções, finalmente tem-se a anomalia gravimétrica que representa as variações de densidade das rochas em sub-superfície, retirando todas as outras componentes de aceleração gravitacional (Figura 35). Vale lembrar que a correção Bouguer é uma aproximação, e pode-se fazer a correção Bouguer completa, cuja mesma leva em consideração a topografia em torno do ponto, e não somente a altitude do ponto medido (Figura 34). Atualmente a correção Bouguer completa tomou-se possível devido aos modelos digitais de terreno, tais como o SRTM fornecido pela NASA, com resolução de 90 m.

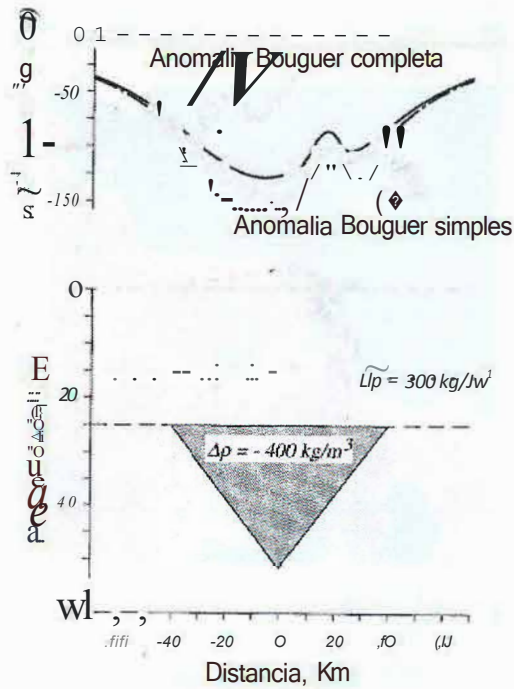


Figura 35 - Figura ilustrando a gravidade observada com correção Bouguer. A anomalia volta a ser negativa, pois a influência da massa acima do nível do mar foi retirada, e a anomalia do corpo mais superficial torna-se bem expressiva (BLAKELY, 1996).

A Figura 36 é apenas um exemplo de um mapa de anomalia Bouguer, obtido de um levantamento terrestre efetuado na bacia do Paraná. Note que a distribuição dos pontos de medida é heterogênea, podendo confiar mais nas anomalias que estão melhor amostradas.

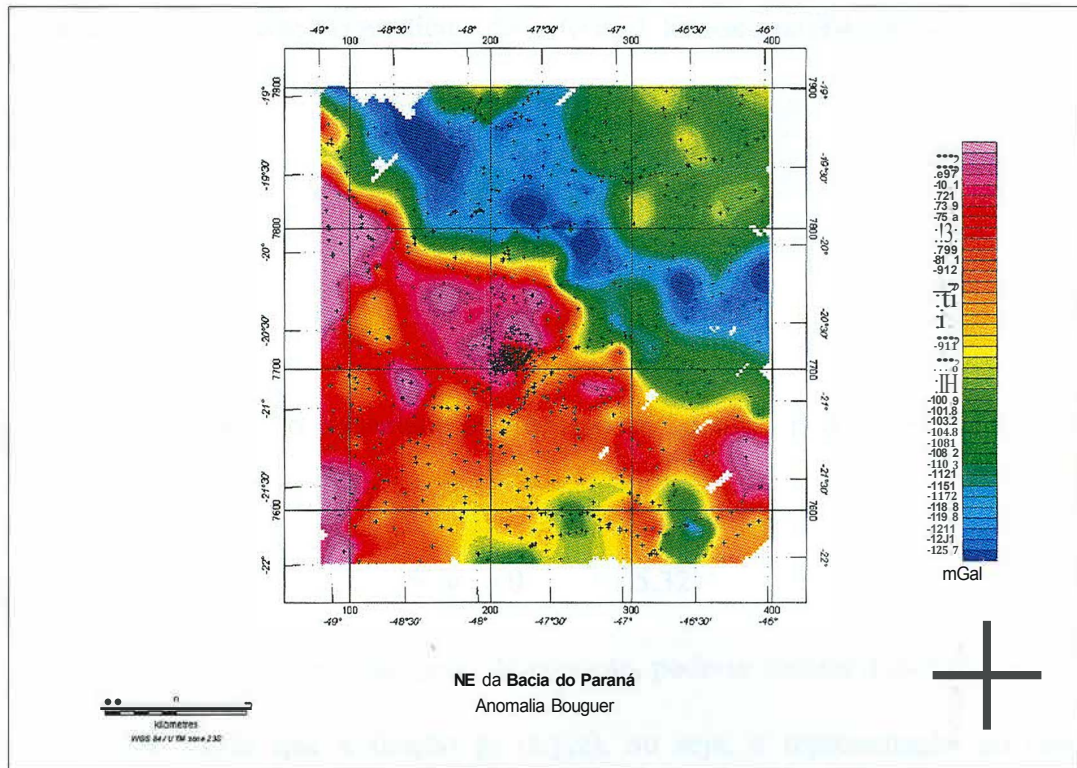


Figura 36 - Exemplo de mapa de anomalia Bouguer (USAMJ, 2004).

5.7 Processamento de dados gravimétricos

Nesta seção será apresentado um resumo das técnicas de processamento que facilitam a interpretação de anomalias gravimétricas. A teoria diz que campo gravitacional é um campo conservativo e satisfaz a equação de Laplace em regiões externas às massas que produzem o campo. As transformações do campo potencial não fornecem informações geométricas sobre as fontes das anomalias, mas podem auxiliar no processo inicial de interpretação, por exemplo, na separação das fontes de diferentes profundidades de origem, delimitando os limites dos corpos anômalos, entre outras aplicações. Inicialmente será repassada a teoria que fundamenta estas transformações, e em primeira aproximação é apresentado o método de solução que faz uso da transformada rápida de Fourier para efetuar computacionalmente as transformações do campo.

Como já vimos na equação 5.18, que o Laplaciano do campo potencial no exterior das

massas é nulo, e a gravidade é o gradiente do potencial, tem-se que (BLAKELY, 1996)

$$g_z = -\frac{\partial U}{\partial z} \quad 5.30,$$

então

$$g_z = -\frac{\partial U}{\partial z} (\nabla^2 U) = 0 \quad 5.31.$$

Como a derivada e o laplaciano são operações lineares, pode-se trocar a ordem das operações e obter que

$$\nabla^2 g_z = 0 \quad 5.32$$

Para se determinar a solução geral da equação, pode-se utilizar o método de separação de variáveis que supõe que a função $g_z(x,y,z)$, ou seja, a representação do campo de aceleração vertical de gravidade é escrita como um produto de três funções independentes, uma dependente de x , outra de y e por último uma outra função apenas dependente de z . A solução geral da equação de Laplace é (USAMI, 2004):

$$g_z(x,y,z) = \sum_{n=0}^{N_x} \sum_{n=0}^{N_y} g_z(k_x, k_y) \exp[-i(k_x x + k_y y)] \exp(k_z z)$$

onde

$$k_x = \frac{2nn}{L_x} \Rightarrow n = 0, 1, 2, \dots, \frac{(N_x - 1)}{2}; L_x = (N_x - 1) \cdot \Delta x \text{ e } K_z^2 = K_x^2 + K_y^2 \quad 5.33.$$

$\overline{g}(x,y,z)$ são os coeficientes de Fourier de $g(x,y,z)$ calculados pela transformada rápida de Fourier (FFT).

Note que o sistema de referência cartesiano tem a direção z positiva para baixo. Adota-se $z=0$ como o plano onde se encontram as observações e as massas anômalas situam-se abaixo deste plano.

Com a FFT é possível calcular diretamente as transformações denominadas continuação para cima e para baixo. A continuação para cima tende a atenuar as anomalias de

curto comprimento de onda (ou alta frequência), e manter aquelas de maior comprimento de onda. Portanto, é possível utilizar esta transformação para estimar a componente regional no processo de separação das anomalias com diferentes profundidades de origem. Este processo é estável, ao contrário da continuação para baixo que tende a amplificar as anomalias de curto comprimento de onda. Se os dados observados apresentam ruídos ou erros, estes tendem a ser amplificados neste processo, e cuidados devem ser tomados para escolher a altitude de continuação para baixo, sem que o mapa se transforme em um mapa de ruídos.

A Figura 37 mostra o mapa de anomalia Bouguer (Figura 36) continuado para cima. Pode-se ver que a continuação deixou somente a anomalia de longo comprimento de onda, dando uma idéia regional da área.

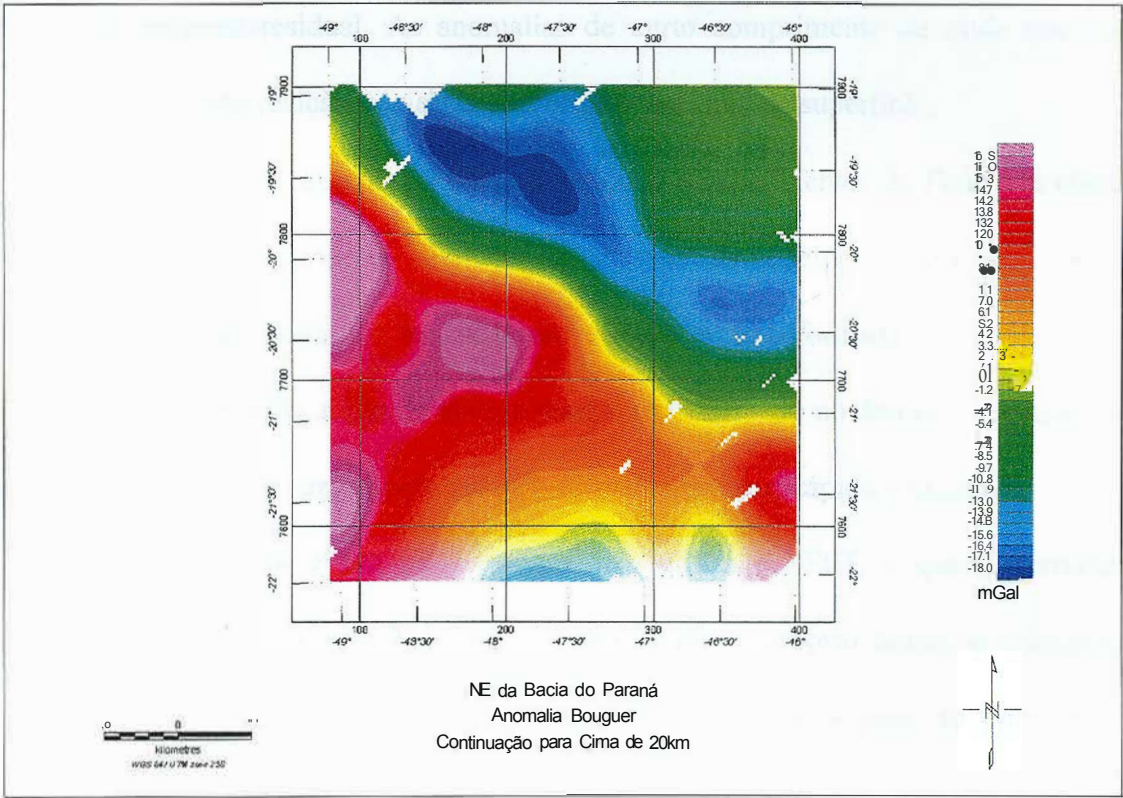


Figura 37 - Exemplo de mapa de anomalia Bouguer (36) continuado para cima em 20. Note que as altas frequências foram todas atenuadas, restando apenas as baixas frequências, e podendo ser usado como mapa regional, ou seja, representando as fontes mais profundas km (USAMI, 2004).

Outro processo que é possível fazer com a transformada de Fourier, são as derivadas

de primeira e segunda ordem, direcionais ou verticais. Na representação da solução da equação de Laplace em termos dos coeficientes da transformada de Fourier, ou seja, no domínio de frequência, basta derivar o termo que depende da variável em que a derivada será calculada, e multiplicar cada termo dos coeficientes de Fourier pela frequência ik_x , iky ou k_z , no caso das derivadas primeira, ou pelo quadrado das frequências no caso de derivadas segunda (USAMI, 2004).

$$\frac{d}{dz}g(x, y, z) = \sum_{n=0}^{N_x} \sum_{n=0}^{N_y} k_z g(k_x, k_y) \exp[-i(k_x x + k_y y)] \exp(k_z z) \quad 5.34$$

Exemplo para derivada vertical utilizando a transformada de Fourier

As derivadas dos mapas gravimétricos são úteis para delimitar os limites de corpos e estruturas causadoras das principais anomalias, além de também funcionar como um método de separação regional-residual. As anomalias de curto comprimento de onda que contêm maiores gradientes são realçadas, e estas têm origem próxima da superfície.

A vantagem de se utilizar a FFT para calcular os coeficientes de Fourier é efetuar as transformações no domínio de frequências através de operações simples (em geral multiplicações ou divisões), e em seguida, efetuar a transformada inversa dos novos coeficientes transformados, a fim de obter o campo transformado no domínio espacial. A FFT torna o processamento de um número elevado de dados bastante rápido e eficiente.

Ajuste polinomial é um processo que não utiliza da FFT, e que é normalmente utilizado para separação regional-residual. Como já diz o próprio nome, é calculado um polinômio que melhor se ajusta ao campo medido, sendo que o grau do polinômio será escolhido de modo que melhor retire o regional. Vale lembrar que o ajuste polinomial é apenas uma superfície matemática, e que não tem nenhum fundamento físico definindo sua superfície, e pode-se ver na Figura 38 como ficou o ajuste polinomial de grau 3 da anomalia Bouguer mostrada na Figura 36.

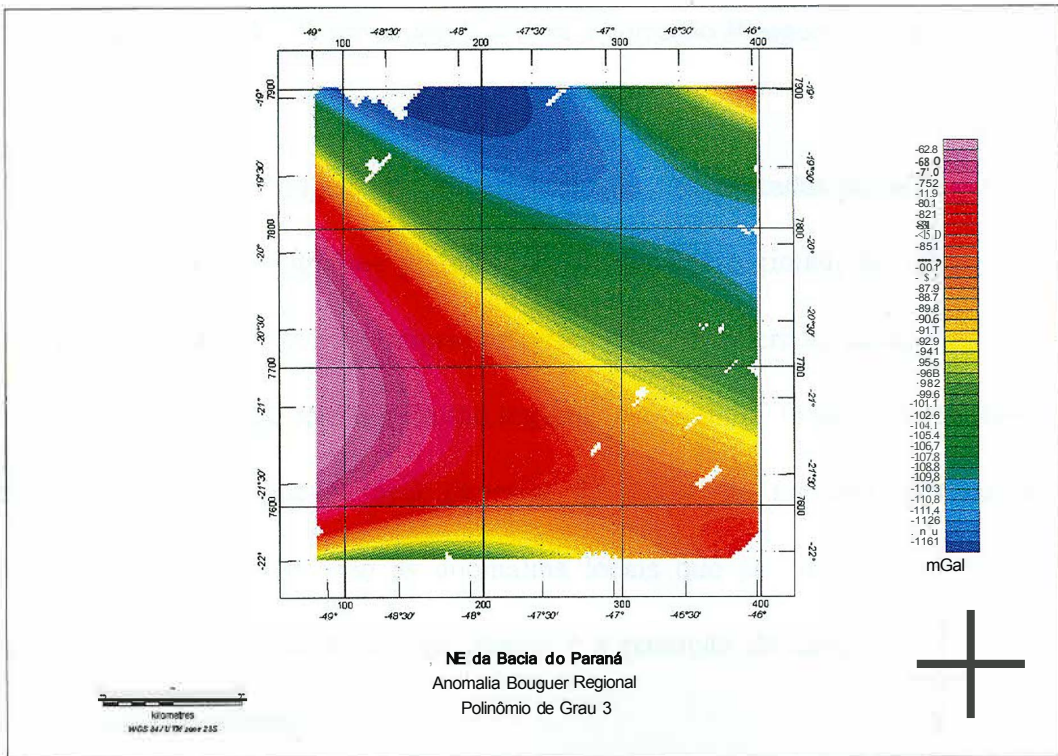


Figura 38 - Exemplo de um ajuste polinomial de grau 3 do mapa de anomalia Bouguer representado na Figura 36. Note que, assim como na continuação para cima, as altas frequências também foram todas atenuadas km (USAMJ, 2004).

5.8 Interpretação

As anomalias gravimétricas resultam do contraste de densidade entre uma rocha e sua vizinhança.

$$\Delta p = p_1 - p_2 \quad 5.35.$$

O sinal de Δp determina o sinal da anomalia. A maioria das rochas tem a sua densidade variando de 1,6 a 3,2 km/m³, sendo que a densidade depende da composição e porosidade do material geológico. A porosidade é a principal causa da variação de densidade em rochas sedimentares, uma vez que as rochas sedimentares tendem a aumentar de densidade com a profundidade, devido a compactação, que diminui a porosidade. As rocha metamórfica e ígnea tem porosidade bem baixa, sendo que suas composições são mais importantes na determinação da densidade. Conhecer, ou ter uma idéia aproximada da densidade do terreno

em estudo, vem do fato de ela ser necessária para a correção Bouguer e para interpretação dos resultados.

As anomalias de Bouguer são frequentemente caracterizadas por anomalias de vários comprimentos de onda. Algumas poderão ser de caráter regional, às quais podem estar sobrepostas anomalias de menor comprimento de onda, consideradas anomalias locais, como mostrado na Figura 39, que tem um campo regional estimado de longo comprimento de onda. O que é regional e o que é local depende da escala do trabalho. Normalmente, nos levantamentos gravimétricos, são as anomalias locais que são importantes e, por isso, o primeiro passo na interpretação dos resultados é a remoção do campo regional de modo a isolar as anomalias residuais.

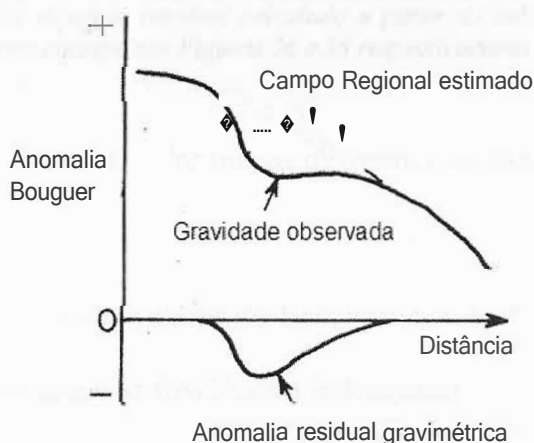


Figura 39 - Separação das anomalias regionais e locais a partir de uma anomalia Bouguer (LUIS, 2005).

O modo como se procede à separação entre as anomalias regionais e locais é variável. Podem ser aproximações simples - Remover superfícies de formas simples, tais como uma superfície gerada por um polinômio de grau qualquer.

Para se obter o mapa residual, basta subtrair o mapa de anomalia Bouguer do mapa de anomalia regional. Perceba que fazendo essa subtração, tem-se somente as anomalias de pequeno comprimento de onda, como mostrado no perfil da Figura 39 e também no mapa de anomalia Bouguer residual (Figura 40), cujo residual foi calculado fazendo a subtração da

anomalia Bouguer (Figura 36) pelo campo regional (Figura 38).

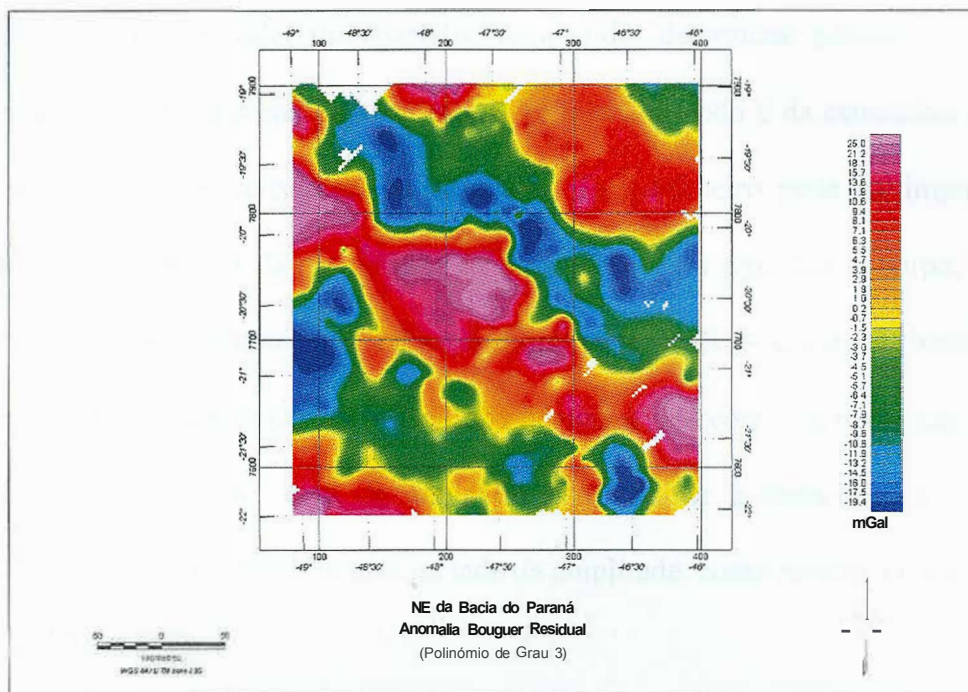


Figura 40 - Mapa de anomalia Bouguer residual calculado a partir da subtração dos mapas de anomalia Bouguer e Bouguer regional, apresentados nas Figuras 36 e 38 respectivamente (USAM!, 2004).

Da mesma forma pode-se calcular mapas de anomalias Bouguer regionais e residuais, utilizando filtragens no domínio da frequência, ou seja, através da continuação para cima. A continuação para cima é calculada a partir da transformada de Fourier, que se baseiam nos campos potenciais, retirando assim as frequências indesejadas.

A continuação para cima transforma o mapa de anomalia, em anomalias medidas em uma outra altitude, de maneira que se for utilizado grandes altitudes, pode-se retirar a influencia das fontes rasas, deixando somente o campo regional. Não existe uma altitude única pela qual possa se obter, através da subtração da Bouguer pela regional, um bom mapa de anomalia residual, portanto uma decisão do interprete em definir a melhor altitude para a continuação para cima, assim como escolher o melhor grau para um ajuste polinomial. Para uma boa interpretação é sempre necessário que se saiba que tipo de estrutura ou feição que seja de interesse, assim como o tamanho desses corpos, para poder inferir o que é regional e o que é residual, e por consequência aplicar a continuação ou o ajuste polinomial corretamente.

Existem alguns métodos de interpretação direta das anomalias, que é desconsiderado a forma real do corpo causador da anomalia, para poder determinar parâmetros tais como, profundidade e largura máxima desse corpo. O primeiro método é da estimativa da máxima profundidade dos corpos causadores da anomalia. Tal parâmetro pode ser importante para tomada de decisões acerca da viabilidade de perfuração para amostrar o corpo, ou mesmo explorá-lo no caso deste possuir mineralização importante. Utiliza-se, para derivação da regra, a aproximação de esfera para corpos 3-D e linha de massa para corpos aproximadamente 2-D.

Utiliza-se a própria curva da anomalia para estimar a meia-largura da anomalia fazendo a razão amplitude máxima pela metade da amplitude, como mostra a equação 5.36 e a Figura 41 (LUIS, 2005).

$$Z < \frac{X_{1/2}}{(4^{1/3} - 1)_{112}} \quad 5.36,$$

onde Z é a profundidade máxima do topo $X_{1/2}$ é a largura da anomalia em sua meia altura.

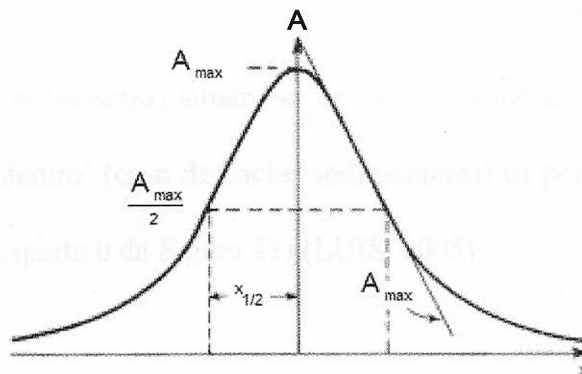


Figura 41 - Exemplo de cálculo de máxima profundidade pelo método da meia largura (LUIS, 2005).

Uma alternativa ao método anterior é a de estimar a razão amplitude máxima sobre gradiente máximo, como descrito abaixo, juntamente com uma visualização geométrica mostrada na Figura 42.

Se A'_{\max} for o gradiente horizontal máximo, tem-se para o caso 3D (LUIS, 2005).

$$z < 0,86 A_{\max} / A'_{\max} \quad \text{e para o caso 2D} \quad z < 0,65 A_{\max} / A'_{\max}$$

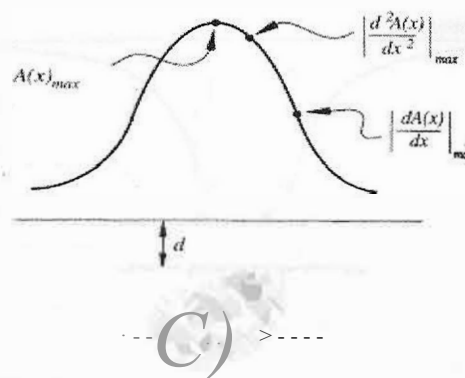


Figura 42 - Exemplo de cálculo de máxima profundidade pelo método da razão Gradiente - Amplitude (BLAKELY, 1996).

Para se obter uma estimativa da extensão lateral do corpo, utiliza-se o gradiente horizontal, sendo que é possível ainda dizer se as laterais do corpo divergem ou convergem com a profundidade, como é mostrado na Figura 43.

A localização dos pontos de inflexão (pontos da curva onde a segunda derivada é igual a zero) dos perfis gravimétricos pode fornecer uma informação útil sobre a natureza das fronteiras do corpo anômalo.

Sobre estruturas com 'contatos inclinados para fora' (parte a da Figura 43), 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 nas bordas da anomalia (parte b da Figura 43) (LUIS, 2005).

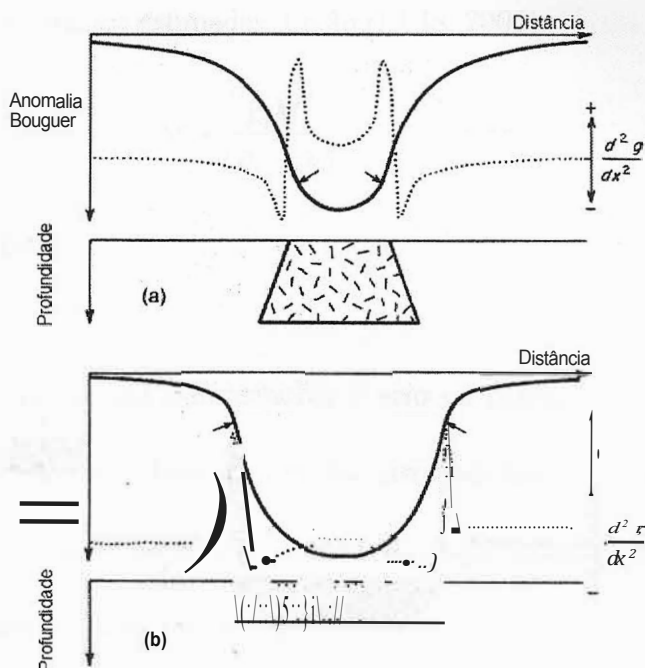


Figura 43 - Exemplo de anomalia Bouguer e suas derivadas segunda, mostrando os limites dos corpos e também se divergem ou convergem (LUIS, 2005).

Outra estimativa importante é a massa do corpo causador da anomalia, uma vez que a mineralização deve corresponder a uma percentagem da massa total. O excesso de massa de um corpo só pode ser determinado a partir do valor da anomalia, sem impor nenhuma condição sobre a forma do corpo. O excesso de massa refere-se à diferença de densidade entre a 'rocha regional' e a densidade do corpo.

A base deste método de cálculo é uma fórmula derivada do teorema de Gauss ($\oint \vec{F} \cdot d\vec{s} = 4\pi G \rho V$) e envolve uma integração em superfície da anomalia residual.

A área do levantamento é dividida em n células de uma grelha de área A_i e anomalia média L_i . O excesso de massa M_e é dado por (LUIS, 2005).

$$M_e = \sum_{i=1}^n \frac{L_i \cdot A_i}{2\pi G} \quad 5.37.$$

É muito 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 estimadas. Então (LUIS, 2005).

$$M = \frac{\rho_1 M_e}{(\rho_1 - \rho_2)} \qquad 5.38.$$

5.8.1 Modelagem

A modelagem direta usa por tentativa e erro os parâmetros do corpo anômalo tais como, densidade, profundidade, largura, volume, etc. Para isso, as relações integrais entre os campos potenciais e os corpos causadores devem ser conhecidas, ou seja, pode-se utilizar um algoritmo cuja função é gerar um campo teórico a partir de um corpo desenhado pelo interprete (Figura 44). As formas com que os softwares de modelagem direta calculam os campos de corpos de forma qualquer são diversas, podendo ser pela divisão dos corpos em cubos infinitesimais, e somar a atração de cada um.

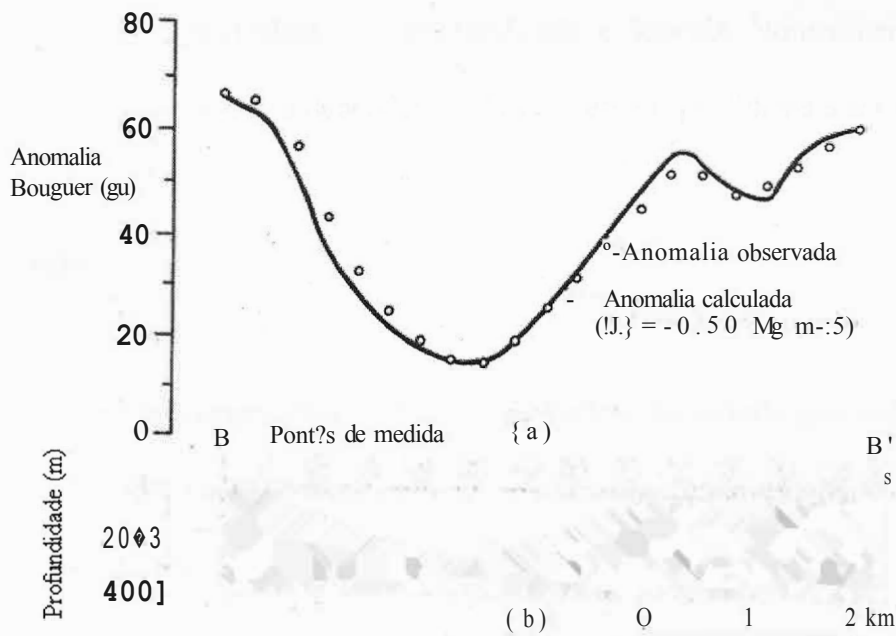


Figura 44 - Exemplo de modelagem direta. Note que a anomalia ajustada é mais concordante em alguns pontos (LUIS, 2005).

Portanto, com a geometria desenhada e com a densidade de cada corpo inferida, pode-se comparar com o campo medido. É claro que existem varias situações que corresponderão a uma anomalia media, mas cabe ao interprete decidir qual é a mais provável, baseado no

conhecimento prévio da área, e nos parâmetros mais possíveis em geologia.

O método de modelagem inversa usa softwares que tentam criar um modelo a partir de uma curva, ou mapa medido. A primeira dificuldade fundamental é o problema da não unicidade. Mesmo que a curva medida precisamente fosse de conhecimento total, não é possível determinar um único modelo que se ajuste às medidas. Uma saída é reduzir a demanda de informação ou introduzir vínculos independentes fornecidos pela geologia ou geofísica.

O método inverso linear determina um parâmetro através de uma simples regressão linear, sendo que os demais já são conhecidos. Um exemplo é a estimativa da distribuição de densidade de uma dada massa, quando a geometria do corpo é conhecida.

O método inverso não linear é mais complexo, pois se assume que nenhum parâmetro está definido, ou que o parâmetro não é representado por uma função linear, ou seja, se, por exemplo, se dobrarmos a profundidade, a amplitude não é dobrada. Normalmente inversões não-lineares são relacionadas com a dependência da geometria do problema a ser resolvido.

5.9 Estudo de caso

O estudo de caso tem como objetivo discutir a aplicação do método gravimétrico usando como cenário geológico a bacia de Sergipe-Alagoas. Para isso foram escolhidos dois artigos que utilizam o método gravimétrico para obter informações sobre a geologia mostrando a importância deste método em estudos regionais, a um custo baixíssimo, mas com grande contribuição para o entendimento do contexto geológico/estrutural da mesma.

O primeiro artigo escolhido representa o estudo crustal da margem leste brasileira, na qual a bacia Sergipe-Alagoas se encontra, e que pertencem a um modelo estrutural do tipo Rifle, decorrente da separação dos continentes América e África. O segundo artigo fala sobre

a espessura crustal da própria bacia de Sergipe-Alagoas, reforçando a importância do método em estudos de crosta, uma vez que a sísmica tem dificuldades em definir estruturas em grandes profundidades.

Os textos dos artigos estão em anexo no apêndice.

5.9.1 (DE PAULA, O., B. & VIDOTTI, R., M.) ESTIMATIVA DA DESCONTINUIDADE DE MOHOROVICIC A PARTIR DE DADOS GRAVIMÉTRICOS - COSTA LESTE BRASILEIRA. IN: 7° CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 2001, SALVADOR. ANAIS DO 7° CISBGF, P.756-758.

Para determinar a interface crosta-manto, ou seja, a descontinuidade de Mohorovicic foi utilizada no presente trabalho inversão estrutural com o modulo 3Dmod (Trademark Fugro-LCT).

O estudo gravimétrico utiliza um mapa de anomalia Bouguer para a porção *onshore* e um mapa de anomalia de ar-livre construídos de dados de satélite na parte *offshore*, cujas principais descontinuidades foram bem representadas por espectros radiais de frequências (Figura 45). O uso dos mapas de anomalia Bouguer e Ar-livre concordam com o que foi descrito na seção 5.6, que diz que a anomalia Bouguer representa somente as variações de densidade no interior da Terra e que em mar não há necessidade de fazer correção Bouguer, pois não há massas acima do nível do mar que é o próprio nível de referencia da gravimetria. Note no mapa gravimétrico da Figura 45 que a passagem de crosta continental para crosta oceânica é bem marcada por um alto gravimétrico (vermelho).

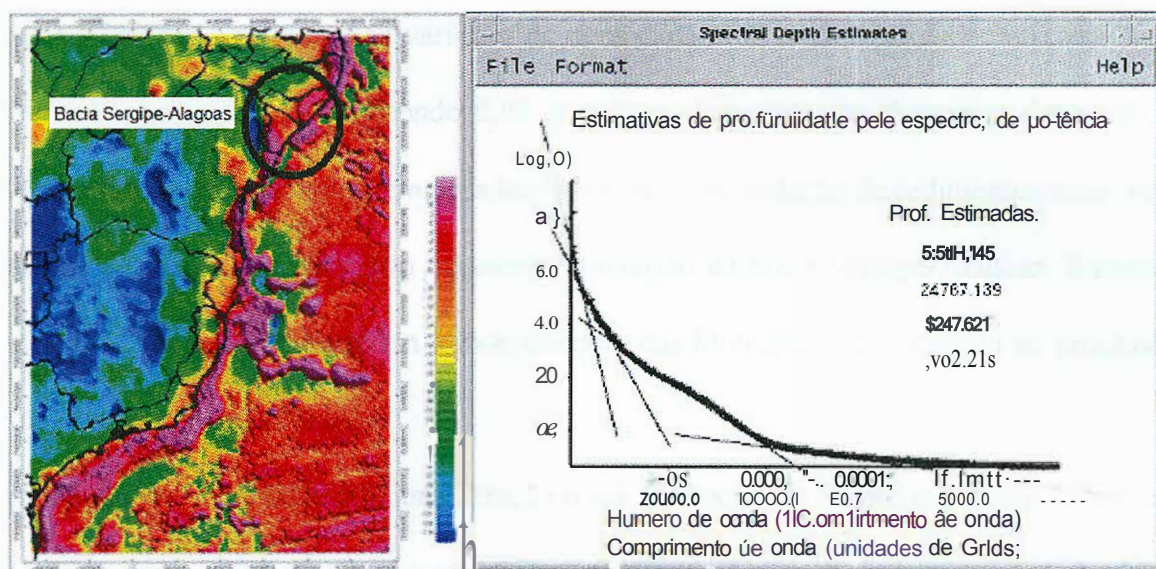


Figura 45 - Mapa gravimétrico e um espectro de frequência a partir de uma janela dos dados gravimétricos (DE PAULA, O., B. & VJDOTTI, R., M, 2001).

O contorno das profundidades da Moho foi estimado utilizando os espectros de frequências gerados de 40 janelas que utilizarão os dados gravimétricos da área de estudo, e é mostrada através de um mapa de estimativa espectral da Moho (Figura 46).

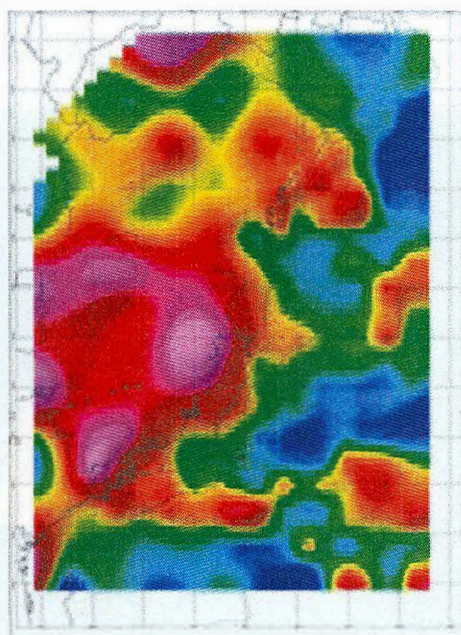


Figura 46 - Estimativa espectral da Moho (DE PAULA, O., B. & VJDOTTI, R., M, 2001).

Na construção do modelo isostático (QUINTAS, M. C. L., 2002) foram levadas em consideração as interfaces água/bacia sedimentar, bacia sedimentar/crosta e crosta /manto. Na

parte sedimentar considerou-se variação de densidade com a profundidade, variando de $2,1 \text{ g/cm}^3$ no topo superior e crescendo $0,05 \text{ g/cm}^3/\text{km}$. Sabemos que durante a deposição dos diferentes tipos de sedimentos em uma bacia, existe a intercalação de sedimentos mais densos e menos densos, como mostrado no estudo geológico da bacia Sergipe-Alagoas. Entretanto, esse acréscimo de $0,05 \text{ g/cm}^3/\text{km}$ é independente das litologias e diz respeito ao processo de compactação em profundidade.

Também foi levando em consideração o sal nas bacias de Santos e Campos ($2,2 \text{ g/cm}^3$), que são bastante relevantes para o cálculo gravimétrico. Abaixo do sal na porção rifle de toda margem leste foi utilizado $2,55 \text{ g/cm}^3$, $2,8 \text{ g/cm}^3$ para crosta continental e $2,9 \text{ g/cm}^3$ para a porção de transição para crosta oceânica. Esses valores utilizados estão em concordância com outros estudos realizados e também modelos de densidade crustal.

O resultado da inversão (Figura 47) foi obtido fixando todos os parâmetros do modelo exceto profundidade da Moho. Esse procedimento de modelagem foi descrito na seção 5.8.1, discutido suas vantagens e limitações.

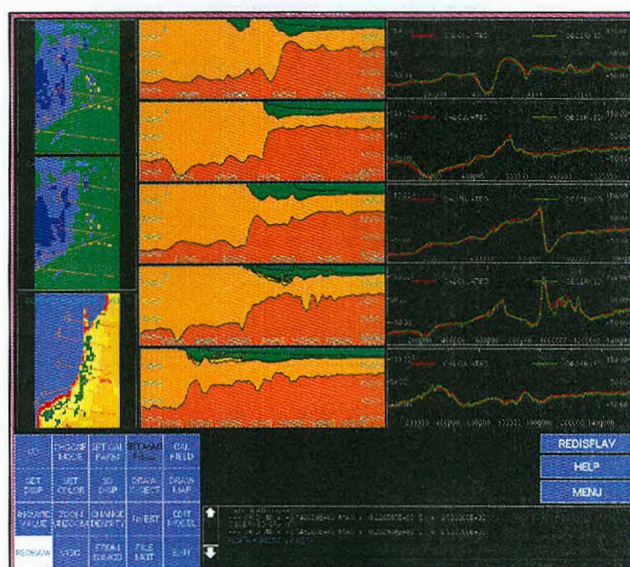


Figura 47 - inversão 3D da Moho (DE PAULA, O., B. & VJDOTTI, R., M. 200!).

Os resultados finais mostram que as espessuras da crosta estão dentro do esperado, ou seja, 38-40 km na parte continental (ASSUMÇÃO *et al.*, 1997) e de 6 km para a porção

oceânica, seguindo a média global (MOONEY *et al.*, 1999). Pode se observar um afinamento crustal em direção NE (Figura 48).

O modelo de inversão utilizado é mais elaborado e mais confiável que os resultantes da inversão polinomial, inversão da batimetria e análise espectral. Ao se gerar a interpolação por uma superfície de tendência, assumiu-se a suavidade da Moho e através de um mapa residual eles mostram que o modelo não era adequado para a parte mais rasa, sendo a distribuição de densidade do modelo isostático inconsistente com os dados gravimétricos.

A atualização do modelo é um processo dinâmico, que a partir de uma nova análise do pacote sedimentar, principalmente a porção mais rasa, leva a um modelo mais preciso e mais confiável.

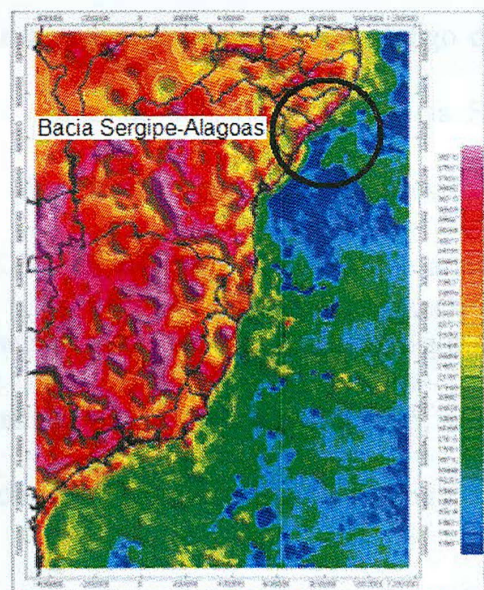


Figura 48-Mapa da estimativa 3D da Moho (DE PAULA, O., B & VIDOTTI, R., M, 2001).

5.9.2 KIANG, C., H. & KOWSMANN, R., O. ESPESSURA CRUSTAL DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS. IN: 34° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1986, GOIÂNIA. ANAIS DO 34° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. VOL. 1, P.110-120.

A determinação da espessura crustal nas margens continentais e seu padrão de afinamento em direção ao oceano passou recentemente de um interesse puramente acadêmico para o campo prático-econômico. O conhecimento de um bom modelo para uma bacia e de sua evolução é de vital importância para o sucesso exploratório de hidrocarboneto e depósitos minerais estratiformes (KIANG, C., H. & KOWSMANN, R., O., 1986).

Neste artigo é feita uma breve síntese sobre modelo extensional, retratando a relativa simplicidade do modelo e sua provável invariância ao longo dos limites de uma bacia. Os autores também revisam as etapas de subsidência da bacia Sergipe-Alagoas que já estão descritas no contexto geológico deste trabalho. Os autores usam neste trabalho o modelo extensional uniforme (MCKENZIE, 1978)(Figura 49), que assume o afinamento da litosfera como sendo ocorrido de maneira uniforme, isto é, a crosta e o manto são afinados por igual, ou seja, para uma crosta com espessura original de 35 km, a bacia resultante se caracteriza pela relação de espessura sedimentar Rifte/Pós-Rifte próxima a 1.

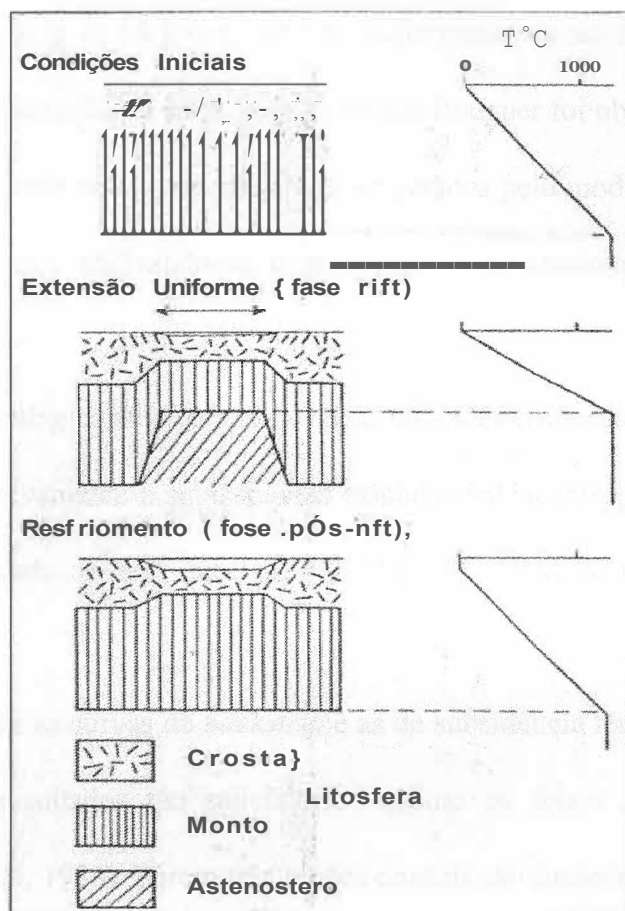


Figura 4 9 - Modelo de Mckenzie (1978) e suas consequências (KIANG, C. H. & KOWSMANN, R. O., 1986).

Duas técnicas foram utilizadas para estimar o afinamento crustal da bacia Sergipe-Alagoas, sendo por *backstripping* e por modelagem gravimétrica, que é o foco de estudo desta monografia. Assim como no artigo anterior (DE PAULA, O. B. & VIDOTTI, R. M. 2001), o uso da gravimetria neste 2º estudo mostra a importância do método no entendimento da bacia sedimentar, que é essencial para o sucesso na exploração de hidrocarboneto.

Na modelagem gravimétrica foram modeladas seções gravimétricas, confrontando-se o perfil Bouguer gerado pelo modelo crustal idealizado com o perfil Bouguer digitalizado do mapa Bouguer da bacia de Sergipe-Alagoas, na escala 1:1000000 (RPNE/DIREX, 1967). A configuração geométrica do modelo foi obtida a partir de linhas sísmicas de reflexão, variando-se a espessura crustal. Atribuíram-se as densidades de 2,2 g/cm³ para a lamina d'água; 2,75 g/cm³ e 2,8 g/cm³ para embasamento de Sergipe-Alagoas, respectivamente; 3,3

g/cm³ para o manto e 2,35 a 2,66 g/cm³ para os sedimentos, de acordo com as diversas litologias e o grau de compactação. O cálculo da anomalia Bouguer foi obtido pelo método de Talwani *et al.* (1959). O ajuste entre os perfis Bouguer gerados pelo modelo e observados foi obtido por tentativa e erro, utilizando-se o programa computacional implantado pelo DEPEX/SEMEPO.

A técnica *backstripping* consiste em remover as unidades cronoestratigráficas ao longo do tempo, trazendo gradativamente à superfície as camadas subjacentes, descompactando-as segundo curva de porosidade de cada litologia (KIANG, C., H. & KOWSMANN, R., O., 1986).

Alguns ajustes entre as curvas de *backstrip* e as de subsidência térmica teóricas foram feitos e não obtiveram resultados tão satisfatórios quanto os feitos na bacia de Santos (CHANG & KOWSMANN, 1984). Porém três seções crustais *dip* foram construídas em áreas geológicas representativas da bacia: Riachuelo/baixo de Mosqueiro, plataforma São Miguel dos campos/baixo de Coruripe e Paripueira/alto de Maceió. Essas interpretações foram feitas utilizando seções sísmicas com controle de poços e curvas de *backstripping*, para obter o afinamento crustal. Esse afinamento foi convertido em espessura crustal, considerando uma crosta inicial, não afinada, de 35 km de espessura. Essas seções tiveram importante ajuda da gravimetria, pois foram refinadas por meio de modelagem gravimétrica, ou seja, a espessura de 35 km de crosta não afinada foi obtida com ajuda do método gravimétrico.

Através dessas seções pode-se interpretar diversos ambientes, tais como, o razoável afinamento na seção Paripueira/ alto de Maceió a partir da falha de Tabuleiro dos Martins (Figura 50). O maior afinamento foi detectado a partir da linha de charneira na direção mar afora, resultando em maior subsidência da bacia e conseqüentemente maior espessura sedimentar.

É provável ainda que a fase distensiva inicial, provocada por esforços cisalhantes e

responsável pela estruturação desta porção da bacia, tenha afetado principalmente a crosta. A litosfera, pouco atenuada, não contribui com calor significativo, reduzindo, assim a magnitude da subsidência térmica Pós-Rifte.

O mapa de espessura crustal gerado pelos autores indicam que as espessuras variam de 32 km ou mais, junto a borda da bacia, a 14 km, próximo ao talude continental. A zona com alto gradiente de afinamento crustal acompanha a linha de charneira e coincide com a isolinha de 20 km. A linha de charneira é um limite importante na espessura crustal da bacia de Sergipe-Alagoas e devido a isso as rochas reservatórios sofreram influencia deste contraste de subsidência e paleofluxo térmico entre os blocos alto e baixo da charneira. Esse fator juntamente com outros ajudam a explicar a melhor prospectividade para hidrocarbonetos da porção terrestre da bacia Sergipe-Alagoas.

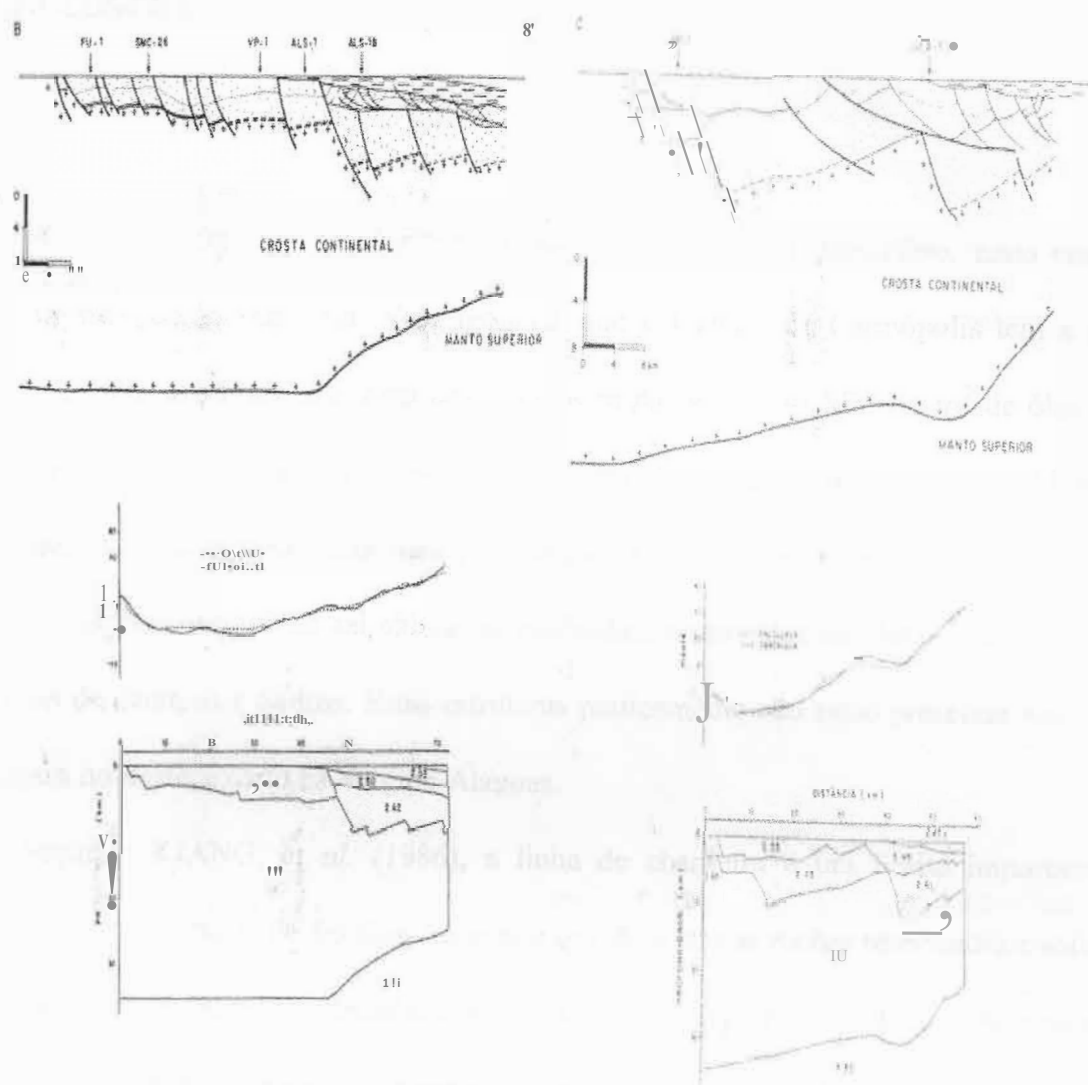


Figura 50 - A esquerda tem-se a seção crustal/ da Plataforma de S. Miguel dos Campos - baixo de Coruripe e modelo gravimétrico correspondente. A direita tem-se a seção crustal/ da Paripueira - alto de Maceió e modelo gravimétrico correspondente.

6 CONCLUSÕES

A bacia de Sergipe-Alagoas é uma bacia com potencial petrolífero, tanto em terra como em sua porção marítima. Vale ressaltar que o Campo de Carmópolis tem a maior acumulação terrestre brasileira, com um volume *in place* de 250 MM de m³ de óleo. Tem como seus principais geradores as formações Barra de Itiúba, Coqueiro Seco e Muribeca. Possui entre outras, uma característica interessante, as estruturas halocinéticas clássicas e a típica província de domos de sal em águas profundas, observadas na plataforma continental das bacias de Campos e Santos. Estas estruturas praticamente não estão presentes nas bacias da margem nordeste, exceto na Sergipe-Alagoas.

Segundo KIANG, *et al.* (1986), a linha de charneira é um limite importante na espessura crustal da bacia de Sergipe-Alagoas e devido a isso as rochas reservatórios sofreram influencia deste contraste de subsidência e paleofluxo térmico entre os blocos alto e baixo da charneira. Esse fator juntamente com outros ajudam a explicar a melhor prospectividade para hidrocarbonetos da porção terrestre da bacia Sergipe-Alagoas.

O modelo geológico apontado neste trabalho é um modelo que descreve a bacia em seu aspecto geral, ou seja, descrevendo as principais formações e feições estruturais, tentando explicar sua evolução e seus principais sistemas petrolíferos, mas sem entrar em peculiaridades locais. É feita uma rápida análise das principais diferenças entre as sub-bacias de Sergipe e Alagoas, porem, para se ter sucesso na exploração de hidrocarbonetos é necessário um maior detalhamento da geologia em cada porção que se queira explorar.

Quanto à caracterização geológica da bacia de Sergipe-Alagoas, pode-se ressaltar que por não estar entre as bacias brasileiras mais prolíferas, as informações relacionadas a ela não são atualizadas e são relativamente limitadas, ou seja, o conteúdo das inúmeras referências

desta bacia são muito semelhantes, e algumas vezes até iguais. Na caracterização do método gravimétrico as fontes eram mais numerosas permitindo uma boa descrição e detalhamento do mesmo. Entretanto, os artigos referentes à aplicação do método gravimétrico na bacia Sergipe-Alagoas são raras com pouquíssimo material disponível.

Embora a bacia de Sergipe-Alagoas seja uma das mais antigas em exploração e tenha a seção estratigráfica mais completa das bacias brasileiras, não significa que todo o conhecimento necessário sobre ela já foi adquirido. Com isso, para continuar tendo sucesso exploratório é necessário que as investigações geofísicas e geológicas continuem para oferecer mais subsídios para a interpretação de um modelo melhor e mais detalhado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AQUINO, G. S. de; LANA, M. da C. Exploração na bacia de Sergipe - Alagoas: O "Estado da arte". Sergipe - Alagoas basin: current exploration status. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 04, n.01, p. 75-84, jan/mar 1990.

ARJENTI, L. M., AZAMBUJA FILHO, N. C., BACKHEUSER Y. High-resolution stratigraphy and geometry of lacustrine turbiditic deposits in a Rifle succession - Alagoas Basin, Brazil. **SPE 38952**.

ASSUMPÇÃO, M., JAMES, D. and SNOKE, A. Crustal Thickness in SE Brazilian Shield with Receiver Function: Isostatic Compensation by Density Variations in the Lithospheric Mantle. In: 5° Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1997, Rio de Janeiro. **Anais do 5° CISBGF**, Vol. 2, p.895-897.

BELL, R.E. *et al*. **Airborne gravity and precise positioning for geologic applications**. J. Geophys. Res., v.104, p15281-15292,1999.

BELL, R.E. *et al*. **Airborne gravity from a small twin engine aircraft over Long Island Sound**. Geophysics, v.56, p1486-1493, 1991.

BLAKELY, R.J. **Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications**. Cambridge University Press, 1996, 441 p.

BISOL, D. L. **Atlas de seções sísmicas das bacias sedimentares brasileiras: bacias marítimas da costa leste**. v. 01, 1992. Relatório Interno Petrobras/DEPEX/CENPES. Não publicado.

BRITO, I. M. **bacias sedimentares e formações pós-paleozóicas do Brasil**. Rio de Janeiro: Ed. Interciência, 1979, 127p.

CAINELLI, C. **Sequence Stratigraphic, Canyons, and Gravity Mass-Flow Deposits in the Piaçabucu Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil**. 1992. 233p. Tese de doutorado na University of Texas, Austin.

CARBONARI, CLEBER ANTONIO. **Processamento e análise dos dados do levantamento LEPLAC Equatorial**. 2006. 46p. Trabalho de conclusão de curso, Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, São Paulo.

CASTRO, A. H. A de. **Geologia e sistemas petrolíferos das bacias sedimentares brasileiras**. Sobre material prévio de E. J. Milani e J. L. Dias, 2000. UN- EXP/ATEX-C-ES/PC, Rio de Janeiro, 2004.

CHANG, H. K. & KOWSMANN R. O. Subsidência e espessura crustal na Bacia de Santos. In **Congresso brasileiro de geologia**. Rio de Janeiro, 1984. **Anais** 4:1602-14. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, v 4, p. 1602-1614.

CRUZ, F.E.G. d_a, AZAMBUJA FILHO, N. C. de., ARIENTI, L.M., e HOOK, S.C. **Sergipe-Alagoas Basin Field Trip**. Rio de Janeiro: AAPG International Conference & Exhibition, 1998, CD-ROM

DE PAULA, O., B. & VIDOTTI, R., M. Estimativa da Descontinuidade de Mohorovicic a partir de dados gravimétricos - Costa Leste Brasileira. In: 7º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2001, Salvador. **Anais do 7º CISBGf**, p.756-758.

DIAS M. S & BRAGA L. F. S. Uso do campo potencial na exploração dos recursos minerais marinhos. **Revista Brasileira de Geofísica**. v.18, n.3, 2000.

FEIJÓ, F. J. **Boletim de geociências Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 08, n. 01, p. 149 - 161, jan/mar 1994.

FERNANDES, G. J. F.; MATOS, Z. V.; FIGUEIREDO, A. M. F.; FISHER, W. L.; BROWN Jr, L. F. Basin Analysis of the Rifle Phase and Oil and Gas Play Analysis, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. **Petrobrás Internai Report**, 1981.

FIGUEIREDO, A. M. F. **Depositional Systems in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco Formations, and their Relationships to Petroleum Accumulations, Middle Rift Sequence, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil**. 1981. 275p. Tese de doutorado na University of Texas, Austin.

FIGUEIREDO, A. M. F.; MOHRIAK W. U. A tectônica salífera e as acumulações de petróleo na bacia de Campos. In: Sociedade Brasileira de Geologia. 33ª Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, v. 03, p. 1380-1384, 1984.

GEMAEL, CAMIL. **Introdução à Geodésia Física**. Editora da UFPR, 1999, 304p.

HALPENNY, J.F., DARBHA, D.M. **Airborne gravity tests over Lake Ontario**. *Geophysics*, v.60, p61-65, 1995.

KENN, C. E., POTTER, D. P. The transition from volcanic to a non-volcanic rifted margin of eastern Canada. **Tectonics**, Washington, v. 14, n. 02, p. 359-371, 1995.

KELLOGG, O.D. **Foundations of Potential Theory**. Courier Dover Publications, 1954, 384p.

KIANG, C., H. & KOWSMANN, R., O. Espessura crustal da bacia de Sergipe-Alagoas. In: 34º Congresso Brasileiro de Geologia, 1986, Goiânia. **Anais do 34º Congresso Brasileiro de Geologia**. Vol. 1, p.110-120.

KOUTSOUKOS, E. A. M.; MELLO, M. R.; AZAMBUJA FILHO, N. C.; HART, M. B.; MAXWELL, J. R. The upper Aptian-Albian succession of the Sergipe Basin, Brazil: an integrated paleoenvironmental assessment. **AAPG Bulletin**, v. 75, n. 03, p. 479-498, 1991.

LANA, M. C. **Rifteamento na bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil**. 1985. 124 p. Tese de Mestrado na Universidade Federal de Ouro Preto, UFOP, Ouro Preto.

LUIS, J. Levantamentos Gravimétricos, Algarve, 2005. Disponível em: http://w3.ualg.pt/~jluis/files/folbas_cap1.pdf

MIRÓNOV, V.S., Curso de Prospeccion Gravimétrica.

MOHRIAK, W. U. Elusive salt tectonics in the deep water region of the Sergipe-Alagoas basin: evidence from deep seismic reflection profiles. In: International congress of the Brazilian geophysical society, 04., 1995a, Rio de Janeiro. **Expanded abstracts...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1995a, v. 1, p. 51-54.

MOHRIAK, W. U. Salt tectonics structural styles: contrasts and similarities between the South Atlantic and Gulf of México. In: Society of economic paleontologists and mineralogists foundation. Gulf coast section, 16., 1995, Houston. **Salt, sediment and hydrocarbons.** Austin: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation. Gulf Coast Section, 1995b, 308 p. 77-191.

MOHRIAK, W. U., BARROS, M. C., RABELO, J. H. L., MATOS, R. D. Deep seismic survey of brazilian passive basin: the northern and northeastern regions. In: Sociedade Brasileira de Geologia. Congresso internacional, 03., 1993, Rio de Janeiro. **Resumos expandidos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1993, v. 02, p. 1134-1139.

MOHRIAK, W. U., BASSETTO, M., VIEIRA, I. S. Observações sobre a carta estratigráfica e a evolução tectono-sedimentar das bacias de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 11, n. 1/2, p. 84-115, jan/dez 1997.

MOHRIAK, W. U., MELLO, M. R., BASSETTO M., VIEIRA, I. S. e KOUTSOUKOS, E. A. M., Crustal architecture, sedimentation, and petroleum systems in the Sergipe-Alagoas basin, northeastern Brazil. MELLO, M. R., KATZ, B. J. (Ed.), **Petroleum systems of South Atlantic margins: AAPG Memoir**, v. 73, 2000, p. 273-300.

MOHRIAK, W. U., RABELO, J. H. L. Sísmica profunda nas bacias marginais brasileiras: integração megaregional e resultados preliminares em Sergipe-Alagoas e Jacuípe. **Seminário de interpretação exploratória**, Rio de Janeiro, v. 02, p. 246-251, 1994.

MOLINA, EDER CASSOLA. **Ajustamento e Integração de Dados gravimétricos e de altimetria por satélite na representação do campo de gravidade no Atlântico Sul.** 1996. 198 p. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, São Paulo

MOLINA, EDER CASSOLA. **Notas de aula de Gravimetria e Geomagnetismo**, 2005, Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, São Paulo.

MOONEY, W. D., G. LASKE AND G. MASTERS. Crust 5.1: A global crustal model at 50 x 50. **Journal of Geophysical Research**, Vol.103, No. B1, p.727-747, 1998.

ASMUS, H. E.; PONTE, F. C. The Brazilian Marginal Basins. In: The Ocean Basin and Margins. NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F. G. (Ed.), v. 01, 1973, New York, p. 87-133.

PARASNIS, D.S. **Principles of Applied Geophysics.** Chapman & hall, 1997, 394p.

PETROBRÁS. Petronet: sites internos. Abastecimento - Unidades de Negócios. Disponível em: <http://petronet.petrobras.com.br>. Acesso em: out/2006.

POAG, C. W. Stratigraphic reference section for Georges Bank Basin: depositional model for New England passive margin. **American Association of Petroleum Geologists . Bulletin**, Tulsa, v. 66, n. 08, p. 1021-1041, 1982.

PONTE, F. C.; FONSECA, J. R.; CAROZZI, A. V. Petroleum habitats in the Mesozoic-Cenozoic of the continental margin of Brazil. MIAL, D. A. (Ed.) **Facts and principles of world petroleum occurrence**. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1980, p. 857-886.

PONTES, C. E. S., CASTRO, F. C. C., RODRIGUES, J. J. G., ALVES, R. R. P., CASTELLANI, R. T., SANTOS, S. F., MONIS, M. B. Reconhecimento tectônico e estratigráfico da bacia Sergipe-Alagoas em águas profundas. In: Congresso Brasileiro de geofísica, 2, 1991, Salvador. **Boletim de resumos expandidos**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geofísica, v. 02, p. 638-643, 1991.

QUINTAS M. C. L. Um estudo de compensação isostática para a bacia do Paraná. **Boi. Ciênc. Geod., sec. Artigos, Curitiba**, v. 8, n 02, p. 93-108, 2002.

SÁ, N. C., **Redução de observações gravimétricas: teoria e pratica**. Universidade de São Paulo, 1994, 90 p.

SOUZA-LIMA, W., PINHO, G. C., SILVA, P. M., PARAIZO, P. L. B. Classificação de rochas ígneas em perfis elétricos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 01, p. 185-191, nov. 2005/maio 2006.

TELFORD, W.M. **Aplied Geophysics**. 2ª edição. Cambridge university Press, 2004, 770p.

UESUGUI, N. Posição estratigráfica dos evaporitos da bacia de Sergipe-Alagoas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 02, p. 131-134, 1987.

USAMI, N. **Notas de aula de Métodos Potenciais**, 2005, Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Apêndices

Apêndice A - (DE PAULA, O., B. & VIDOTTI, R., M.) **ESTIMATIVA DA DESCONTINUIDADE DE MOHOROVICIC A PARTIR DE DADOS GRAVIMÉTRICOS** - COSTA LESTE BRASILEIRA. IN: 7° CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 2001, SALVADOR. ANAIS DO 7° CIBGF, P.756-758.

Apêndice B - (KIANG, C., H. & KOWSMANN, R., O.) **ESPESSURA CRUSTAL DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**. IN: 34° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1986, GOIÂNIA. ANAIS DO 34° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. VOL. 1, P.110-120.

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

XXXIV.

ANALIS

D-0

e^o N. G. 1e. SS. ...

Volume 1



GOIÂNIA, GO - OUTUBRO 1986

Apoio - CNPq

ESPESURA CRUSTAL DA SACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

Ch<Bw|K>wJ
k&ti oclr K&smi

PETROBRAS/PJ

ABSTRACT

Te cu;-l:11 t.hic a e\$:;f the Se:cgipi:-l:ilg:lilil; B,lrdn thó i tl ttt-0-m
< a i,ffa:l),r, th:trnúng ws :;b:l:iljil' tt*)lil b.dn:tr:ipr,fng :;f 78 :;ell;- 'md
qy,nd ty m&h llinq,

hle n-wuH:s fíom tx.)th m0.tn0ds wr :;mp<thú0' 'ld wee ilZéd in th0
eang ll'tiC t l)D of Uitlet :;at0 t l- ie:ectinnrx 009 ü'i b?iid.n;
Xl)Ch:ie :;o-B too ,l' P"'"'":n , :;c: t; :;S:l l' :;Ag :;s:l :;l :;A.A. :;e k&t :;l :;s
nd Pe:iplm ir:;ll to &e M3&w16

llig ccmfig.tH' tió, Of l&l - ,rti-et al tUi,-l:nm?i naf -ef'iet hi}d.' n
<xueni-? Its m&l i. l'lr.Utin,i f&ble i th nlpid c)l,ie iri wuit,l
-:;iicknsm s &es; th t-l f&uj t wifl Sep& him th Sh<llpw-:;seNSf t l't-m
the dp-b&s'm l&st piut "f th? t-S&H, -nwn is thi.hini'" li:;,-e.

ff&ed ns th unifer-m e>é f&ri CH mnl of leKen-ie > -lf is b\i to
bifer u; n h&ét fli)" r.hn'üig ttre ti-nly st09:s oi b&sin éi,l'-rt-ion, :;us
<t l&zet t,ice a nig-h in tl ies<m offst'to't<l cft th hing-t line thlt-
ü, tte ri, l'tm m&nz& c&f it. :;rbis :;sr<lllling tht'mnl btl;d-or h'lp i
,,xpl,dr) diff,r-m:<is ili tb m:gmric &J &rl, i 92nb, <lii'9nzis :;os'l'Jlid
ill the:m w& p<lt&s c&f th b,ü; :;i&h :;Uf<t hy,k-n&n'b li expl,>rat:ü:a,
tei,,wlts,

1 - INTRODUÇÃO.

detet:n&ci< dl espe:ss-Ja rlt> k,l ilQ matg* 'IS &OntlH&1&S l- d sel
pd&o d l&fini&l, lnt& m &lic<io H OCNHO p'S&S0- :;c,m3m:nto da wll
i i t>A&il- p,l'tf&ri:0-nté acad,m&G<3 <S/l&S o c&ü,pc pt d9 -SCC>rt&mi(to.

:;t8l<f&rt<? ,o-delo& t:tm<m&it&nicos pmit&m >lt&mm&rt 2lr13&s óo
afis:l,üiltnto c uetel, :; hixt&Sni; L&:ÜCj qi t\ú ubll(m):l l&ri tfo&is
& :;ns&yG&tt&f ftiü, il evoh->tl& lig&létil:::a -ig&rdi f ti.rn qioü&a d
-tm, sedin,xH&o, rl con&xi<f&rt&s é jllim&2l pl i rmeag, fl&rt-
t),r-io O& i:li<G b&nttOs e jepOZit. min:l:< tt ttf'l'nffz-

2 - MODELOS TERMOMECÂNICOS

O& m-&f& xtm,limlc:li, d-im ôi, t-t'an,j&li&sz a m&8 plic,:;ão > -iô
fo<m&i&nr; Ji&la simpl&ri:<hdJ &ond&vi tu,:;t e i tsm4d<z, rep&9&ia: r-
l! &i& nih&exo de pu&intr&c, os q&ia&s em&rt imjit, - in.cst:tez- \$,
ni& ovem v&:z&iar de rn0.ix i d ical. oem& dos 'im&A&f d& qM t&lis,
&â n. C3l i&li&ti&tt&nt&e, il rsv.l.t.s,dos <>bidiq j3 rH&:citt,l&te CO&ps-
x-âve:l" em&l&l l&li

S&md> ¹⁵ mod los, 1 ² idin: in de iH b>cia zedllétitai- s

pr:émi m als etapas.

- ubidência inkial {fa 'd.f.l.}, 6lucnt a ;.Hsten o, relSullmt
d, nlt<lt>ll<ão de m Uateiril mng, d>az> - cr>S - pQt cmro m8i
dnz - maite - (22>md; e fti t, aa expanã> têrie devido seu
nqus, iw.enr;c;

- i,ubsidência témi: (f terma l), ao5 a élisternii:, r, Hll t, lnti!
jo esft-iroé-r)ô e con: qdS. llll cotrar: i<i t-fimica l lito fr.

Né C!W ds CffilSiil mife mP. (McKet)ie. l'72).) fTNSmto do li
tosfets <>me de mme>ll lmi f'ime, ia t> é. s crotã n o Qmto s;o
atui-ados P<r igu, l (r'igur" l), Para iini t>ts e m tpsm, S od.ginal
de 35 km oocia resultante ee caracter:l i spel rnlç5c de eSpessura
dimer.tr. ...lft/pós-tift pr,hima ô l,

No modio -de enH5O fliOt: fliorml (Royden r ire-en, 1980), ali l>f
CÔS imperiot (ram l m mte coS l, S) ; in far ior (not: lóilt: mte o mmti}
lil litosfra S&afin-adolS <>a mmo p<r um tator oif tllte. i i a de
fminHnt, da r:rita m&oi do q do minto, a H: tço oa t: pef&lll de
sedim, entc, rlt/p: ll: l- r: ft e co& basúmt l, s a lllinas, nto d pr: l(c,
is) téiôr d U, t nfr for'maio, est tico fw invert: l p: tkinh l't
>ca! H: n< ? SOet'9tlmet)O do enO l&mmto au l mnt t t's l l, fl.

N, presentê tl'abalb, mpu-Mi BQl m&olú d extnsio \nifolt: e de
McKende (197E), corrdnc l: lO m&ol nk, imifQm d oyden & Keen
{H8Q} mlt mte t< C<lo de relit<e id d mltitG rj. (t/p fa: iit excessi-
v& mte altsi e que tto tllh uk. mltidi por eroa tQ.

3 ~ AFINAMENTO LITOSFÉRICO E FLUXO TÉRMICO

o u-u < < k' t' nso {E} introolizado Pôr l-l d(ende (1971) mdi clui-
t&md> SCfid: oela litoste a SCD reQim tm: stonl vltbl d: l Oi-
t: n: r lll's r: iudical a, , l) mlt lltl: lnto l" ; O eqnl v so l am3
extsc de 100. o modelo o&u-cifor me d' Roy<lin & tem (180),
mOn definida por f ô. ne: pri: < t> t' nso s or tst: l (poi-
< in f, rior da li< d<) e r e? t' l' nso cts: t), {JxnglO sup Sifoi: oi
lits flz J, Com: wit&mm&ente tm z E? t: s? a lit- osfr, i g afim, dti
mml propo&ã: i de l- l/ ô pmlit& <? ; fin, mntc (r) foi lsa<lo por
oyd, il. é. (1980) v: ds d O (lit. o, f tû no- ifinrl< kd a l (lit' z!
f< r: ti- t&clent' 2 fin: ld< l) lln i flnrm Snto Y" ü, 36, pot 8- (u p: liti: jhi-
fic qe a eape? s&ra ot'ig: n l d lit- osfr< l toi re< tti: l al lci ; lutant
diate aio.

No pr: ea> d di tensiã, s m< tliel mltl os d&llC ja i&st f lltub-
titl: lldo p& maia dem&e, d canto, & conqilente m<&e, p&rti mlt& d
diste "leão (m afim mntc), m&in ubsi<ência itlicial (f&e) Di
m&ma t> tua, a ma, nitude d snc: lili< lli: i) Ua. g& l'ada l' a l mlt< d
a2: enl> f&e é d i rtmnt ptpot: ciomfl lli gtlu d r&tmUo {M. ú -
lor i er li, p> b S& nltces: seriam l t mlti l mnt i r, lta) v-
ll) dt B, & q l i&ll tll mto d mlt, p: t' k< l: l d mlt: i&nci: 3 por
C&ut' i: So tiffmica (f&ie t' l: l' lal) • Em idot: ; quito e' l m S, l' l&ôr l&-
r& < l ubsidinci: a total (i: ic il l + t& mlt i m p (ofm:) térmic:
(i, m: a l),

1 ~ t&mm&iva DO t' H{MKWO CRUS&aj

() g' m ô l' fti l m&to mlt< H • p&ram&tr l m d< > en- tal fti an&B.
tim&mc, i& l : e presente cH& to i eartim&do por meio ds r: écnicas <e
b< (t d i: i n< < l de m&ô S&dem g&v @ u: i: a,

4.1 ~ Backstripping

N&ma p&im<: l' pto/ m&al&o e urvi l : ubidiriei < b&szvd é:
lHl i> JO &e uma b& l ; fun&iso < s, crtni&cio t' m&ia fi llt' 3 Sfr < b
ereit, > d > p& J á colunll i, d mti- ntut, l' r' l nll i: s&ln, o c&mt&mp-
t t, imi i mlt, p& l < f& mto? m? crti, tv, l, t' liroin- s < s f() io d S
t&ri: srgi ll d mtr (Figor. lJ, p&P, Hmetio d: i&ir k-
biklStin- m& (t: K l(r t W& S, T' B),

Tv l tii: nic : nistl e m& ilr os unid< lds z-Qn< 38 St> tigr- t&ts
io Jon< o do talp, t: } ndo Hldr i t mti: i t, up&r- ti: ci s c& t&is
ubj, l' C&te, s, i<? s& mlt&ct: i&ôas se- gm, oo cul< l; tll p: c& i& < f c& l

SCEAdêR, H Hh9 " Revisib eshati:gráfica cã riacia JIÚ:-gipe-"Mgoas,
 Tjê, l: t tmb:s e L2{1) 21-16,
 Bêr'KLE, fLSy 4't'te, NJ 197f - s:l-l-drin; of tk att: 'i:4. ttpx:
 conHr-(ll:tJ mgz'; f NHk k-r:k f&tfh Nll&t' qeL frt: 41: }'''B:-
 1A'i't;;n, p:, MttMtl, r:, rãPA II, co:-:icnç:o, r. f Uito, 1:Jss
 Hm> :xuth AtLm:tic t:iftir-; l&ffctz Br:tilicl:n d:l r&fivES
 :Hl&dbl,i<Hl. on. c. r., :r<:::Jfm 101 44, j::1. 1.i.
 fAtWANI, M, WOPZEL ;J LND3LME (1, 1989 - p,tpid gr:tv:Hy
 comr::st tiob.s t'or t,o-tiirM,tisio.n::l'l bodle:s witti <lppli-cattor, t6 f'i
 Mn:io sLldmaris)frat:lr''' :tone, J. Go:by . R s., 6.HI): 4:9 59.
 VAt, I? MITGnli. k. & HOFSON TIT.s. 1977 ; Glóbal cycle si
 Cl tiz C2Sile of ; li-l:, rrr VA'rc'd. cã\\ s. j. s:itrl
 Str:le&Spv 8::niU <f>ar< ts hyd:toczben. xi:s&fllin TU- ')<kl>is,
 JAFc. P. Bli? (AHEG k,m,Ur 26).

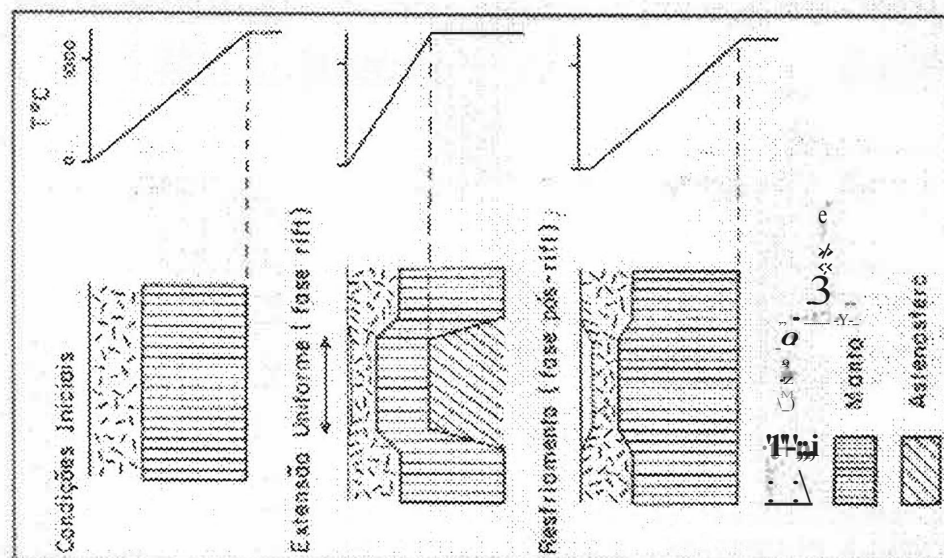
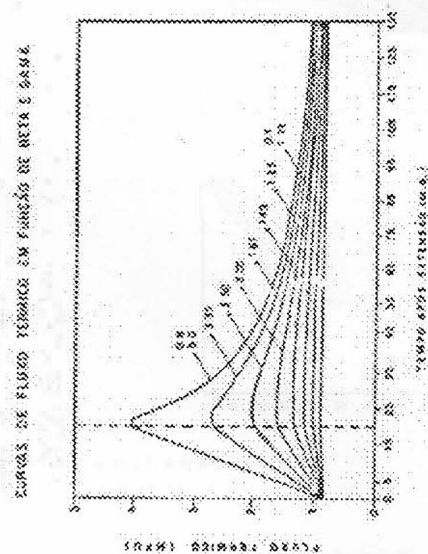
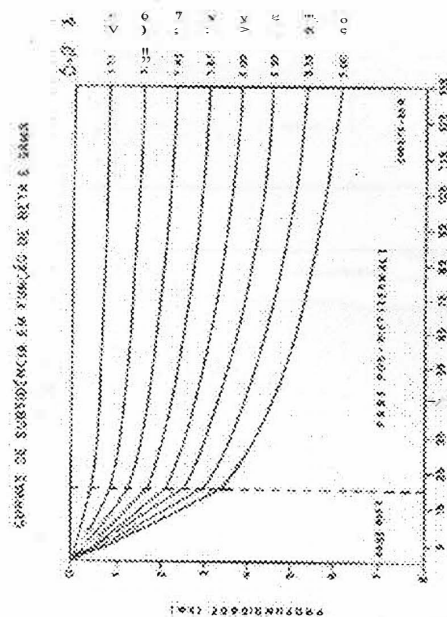


Figura 1 - O modelo de McKenzie (1978) e suas consequências.



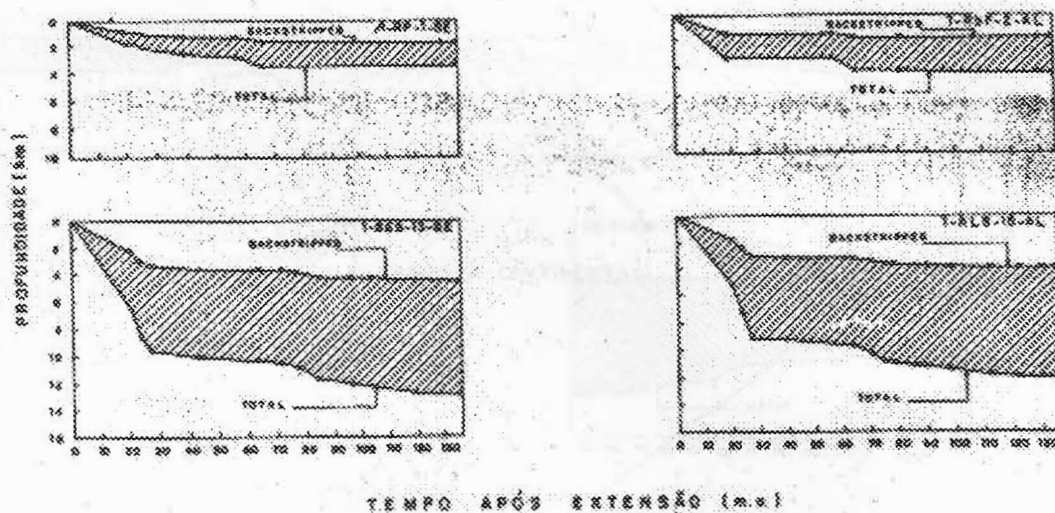


Figura 1 - Evolução de tensão total e residual em função do tempo após extensão para diferentes materiais.

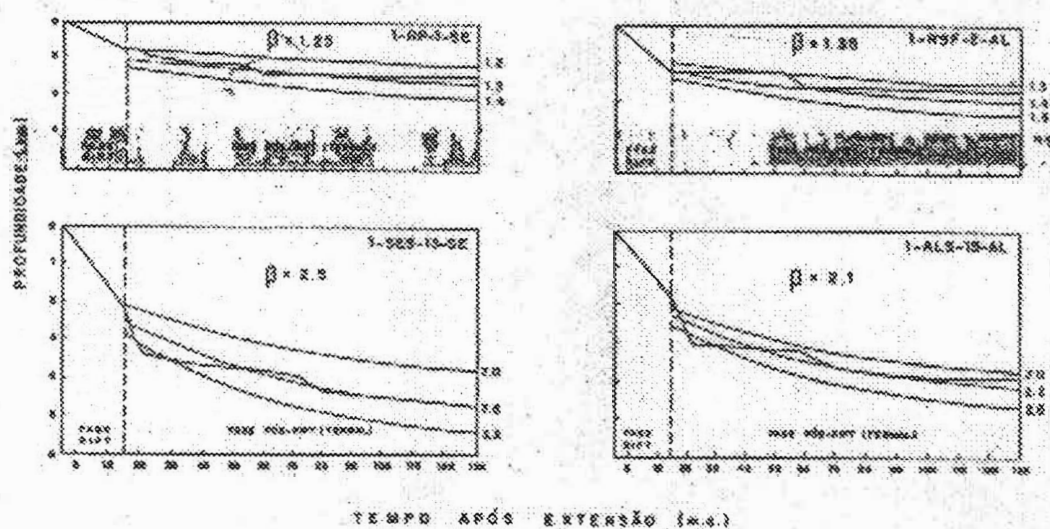


Figura 3 - Evolução de tensão total e residual em função do tempo após extensão para diferentes materiais.

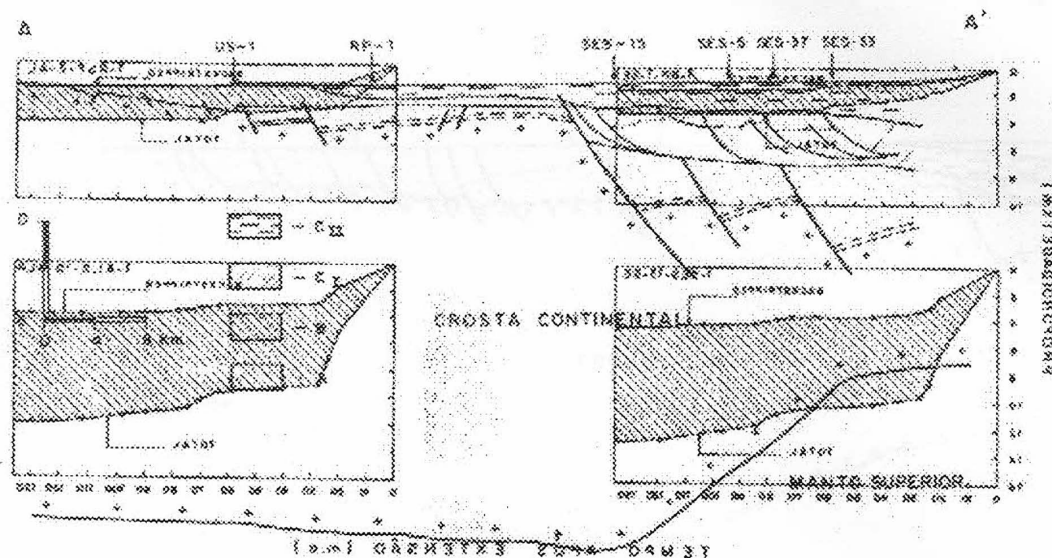


Figura 3 - Curvas de subdensidade total e backstripping. Mostra o efeito da subsidência sedimentar.

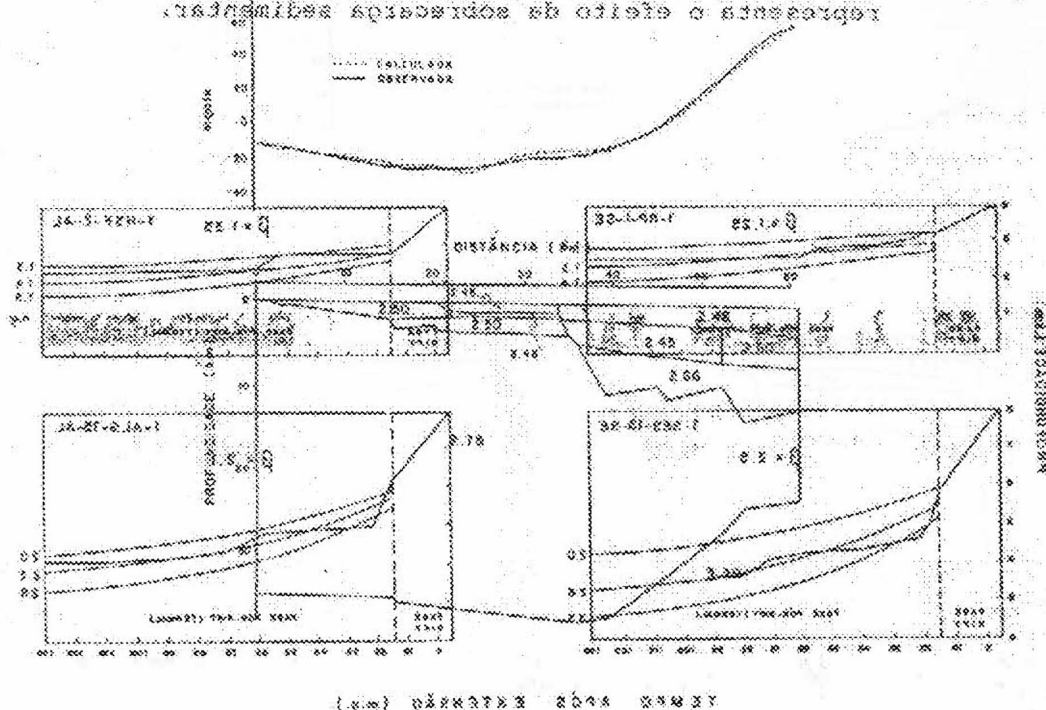


Figura 4 - Seção crustal Riachuelo-Baixo de Mosqueiro e no delo gravimétrico correspondente. A pré-cita seção é a "Seção de densidade" e a "Seção de backstripping". A seção de backstripping é a "Seção de densidade" e a "Seção de backstripping".

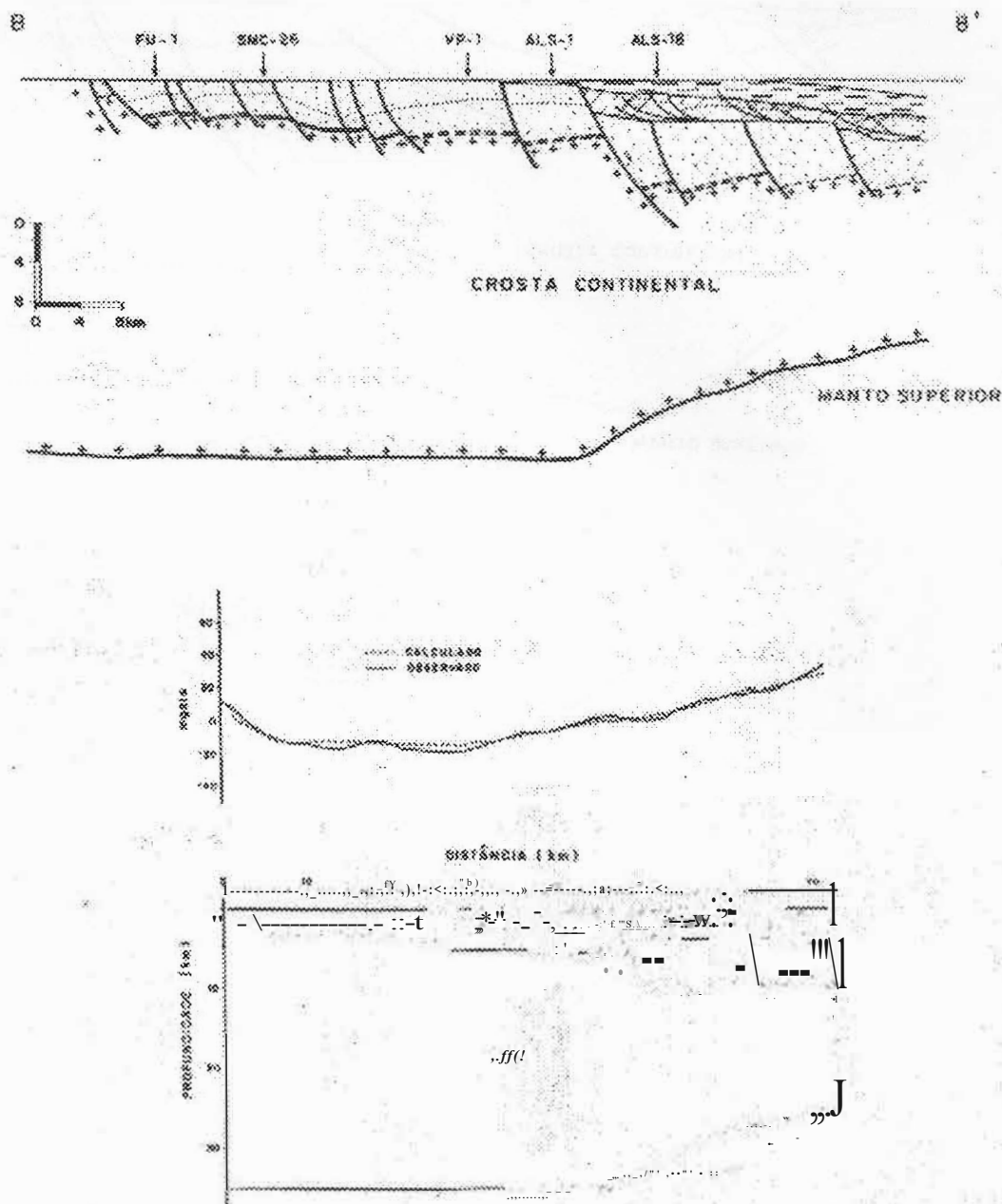


Figura 5 - Seção crustal Plataforma de S. Miguel dos Campos-Baixo de Coruripe e modelo gravimétrico correspondente. Legenda idêntica à da Figura 4.

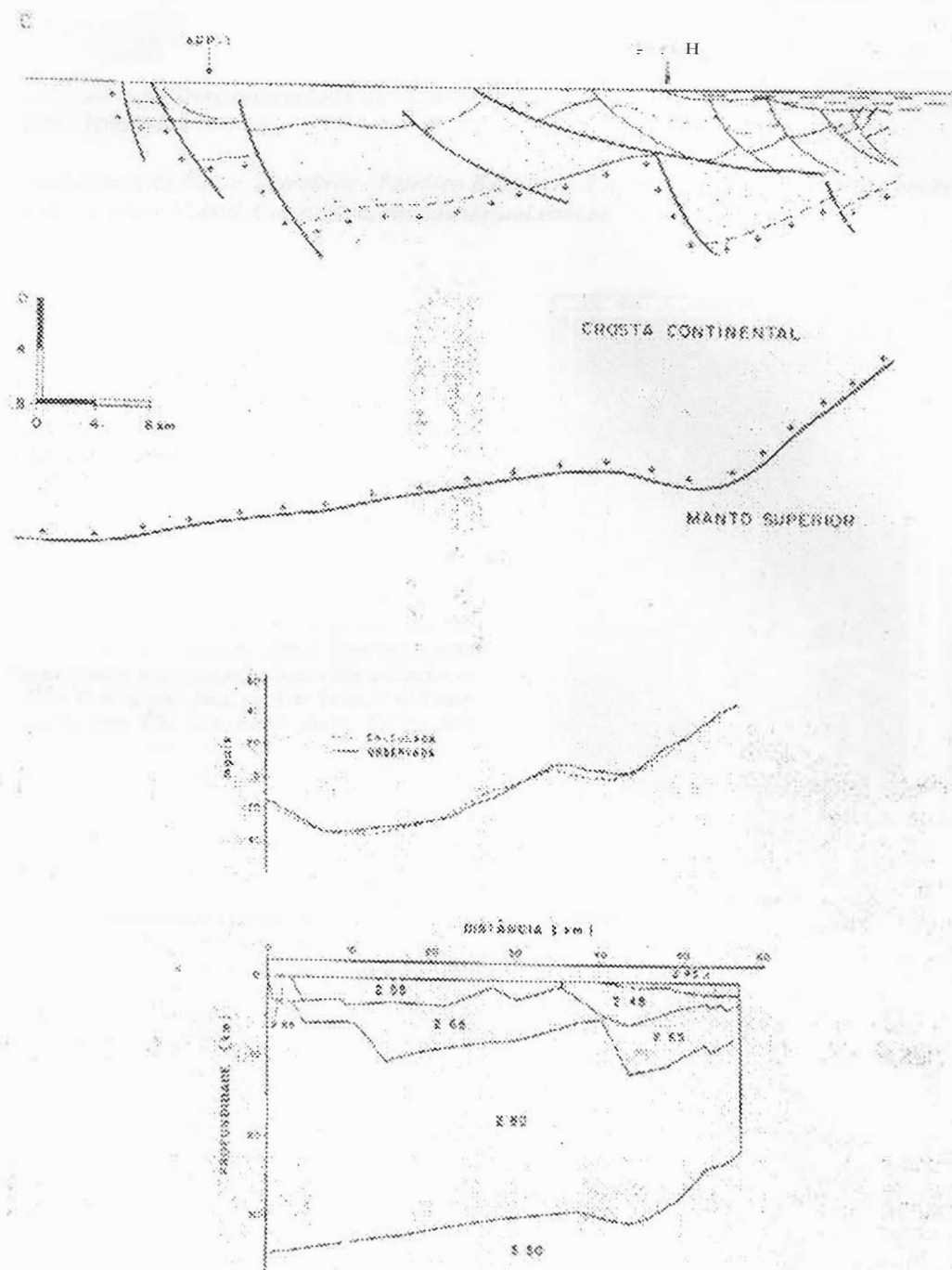


Figura 6 - Seção transversal da crosta continental e do manto superior, mostrando a profundidade (km) e a distância (km) em função da profundidade (km) e da distância (km). A linha sólida representa o perfil calculado e a linha tracejada representa o perfil observado.

7CIS8Gf/TS 13

Estimativa da Descontinuidade de Mohorovicic a partir de dados gravimétricos - Costa Leste Brasileira

Osni Bastos de Paula, Petrobras - Petróleo Brasileiro S.A, osnidepaula@petrobras.com.br
Roherta Mary Vidotti, Consultora, rmvidotti@uol.com.br

Abstract

3D estimates for the Moho discontinuity, the crustal/mantle interface, is obtained using land gravity data integrated with satellite free-air anomaly offshore. An initial model was obtained using the Airy isostatic model, for local isostatic compensation. This model used structural topographic /bathymetric data available, isopach maps in the sedimentary basins, including isopach maps of evaporitic sequences (top and base) and depth to basement. This model was compared with other models of Moho depth generated from other methods, i.e., polynomial estimates of Moho from topographic/bathymetric surface, radial spectral analysis of gravity data, 2D forward models of regional seismic lines and leplac data. Result. were compared with other estimates of Moho from seismic data, receiver function and deep seismic data. The final model shows, for the first time, an estimate of Moho depth based on a consistent data base and is consistent with previous local estimates of Moho depth.

Introdução

Vários procedimentos podem ser utilizados para determinação da interface crosta-manto. Alguns pontuais, como sísmica de refração (Assunção et alii, 1997), bidimensionais, como a interpretação e modelagem de seções sísmicas de reflexão (Gomes et alii, 1995) e inversão gravimétrica 3d (Castro et alii, 1999). Para a inversão estrutural utilizou-se no presente trabalho do módulo 3Dmod* (•trademark Fugro-LCT).

O mapa gravimétrico (fig. 01), com a compilação da Anomalia Bouguer em terra e free-air derivada de satélite na porção offshore (Sandwell et alii, 1997), representa a resposta da atração gravitacional da distribuição heterogênea de massas, cujas principais descontinuidades estão representadas no respectivo espectro radial de frequências (fig. 02).

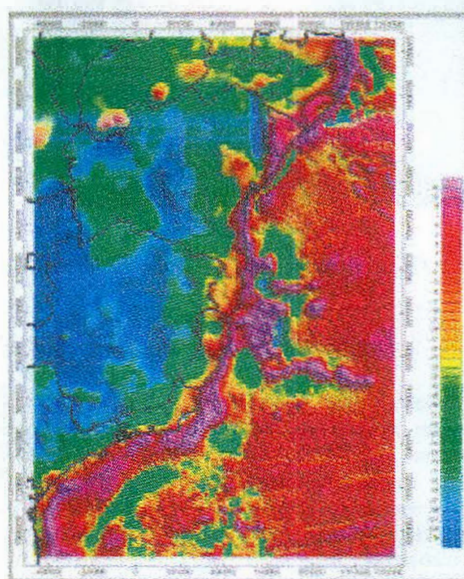


Figura 01 - Mapa gravimétrico

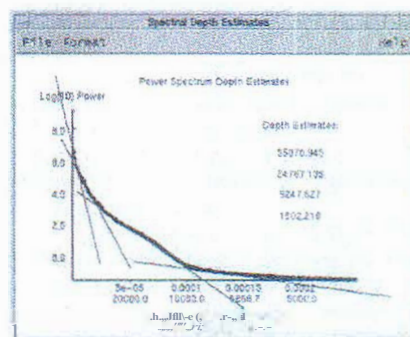


Figura 02 - Espectro radial dos dados gravimétricos

Metodologia

Na construção do modelo espectral da Moho foram geradas aproximadamente 40 janelas nos dados gravimétricos da área de estudo. Para cada janela obteve-se um espectro de frequência semelhante ao da figura 02, e selecionada uma profundidade de

fonte que representaria a Moho no centro da janela. O contorno de todas as profundidades estimadas pode ser observado no mapa de estimativa espectral da Moho (fig. 03).

Para a construção do modelo isostático, foram consideradas as interfaces entre água/bacia sedimentar, bacia sedimentar/crosta e crosta/manto. A área sedimentar restringiu-se à Bacia do Recôncavo e bacias offshore, considerando-se a variação de densidade com a profundidade, variando de 2.1 g/cm^3 no contato com a água e um gradiente de $0.05 \text{ g/cm}^3/\text{km}$. Na sequência evaporítica, cujo topo e base foram mapeados nas bacias do Tshipi Santos e Campos, a densidade adotada foi 2.2 g/cm^3 e abaixo dela, sedimentos da seção rift com densidade de 2.55 g/cm^3 . Para a crosta foi considerada uma densidade de 2.8 g/cm^3 na porção continental e 2.9 g/cm^3 na porção oceânica. Estes valores estão em concordância com valores dados em crosta oceânica (Johnson et alii, 2000) e também de acordo com o modelo de distribuição global de densidade de crosta (Mooney et alii, 1998). A área relativa à crosta de transição ou estirada, foi delimitada por interpretações prévias do contato com crosta oceânica do Leplac (Gomes et alii, 1997) e a falha de borda, com a densidade interpolada segundo um spline Akima.

Para o modelo dessa forma obtido a resposta gravimétrica foi calculada (fig. 04), e quando comparada com os valores observados mostra a necessidade de ajustes tanto nos longos como nos pequenos comprimentos de onda. O resultado da inversão (fig. 05) é obtido quando se fixam todos os parâmetros do modelo exceto a profundidade da Moho.

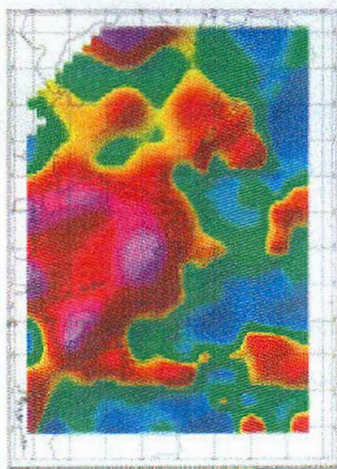


Figura 03 - Estimativa espectral da Moho

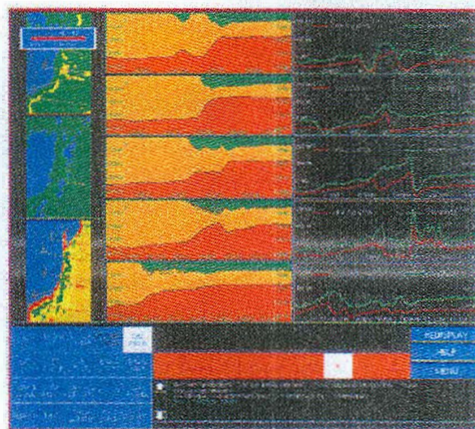


Figura 04 - Seções F-W com modelagem 3D.

Conclusões

Os resultados finais mostram que a espessura crustais estão dentro das faixas previstas, em média 38-40 km de espessura na porção continental, semelhantes às obtidas por sísmica de refração (Assunção et alii, 1997) e 6 km de espessura para a crosta oceânica, compatível com a média global (Mooney et alii, 1999). É um bom resultado mais elaborado e confiável que os gerados pelo método da inversão polinomial, inversão da batimetria e análise espectral, embora estes mostraram que podem ser usados como uma estimativa preliminar com relativa confiança.

Pode-se verificar também um afinamento da crosta, tanto continental quanto oceânica em direção ao E. indo de encontro às previsões para o Nordeste setentrional obtidas por David et alii, 1997 e também compatíveis com modelos de interpretação sísmica (Mohriak et alii, 2000).

Ao se gerar uma superfície de tendência para a Moho, admitindo-se a hipotese da idade da mesma, gera-se também um residual, o que indica a falta de conhecimento do modelo mais raso preconizado, com uma distribuição de densidade e interfaces não consistentes com os dados gravimétricos. A atualização do modelo é um processo dinâmico, pois um novo a avaliação do pacote sedimentar leva a uma nova composição ao modelo, que será novamente produzir um melhor ajuste gravimétrico com a gravidade observada.

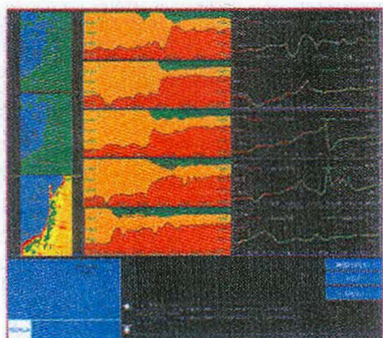


Figura 05 - Inversão 3D da Moho.

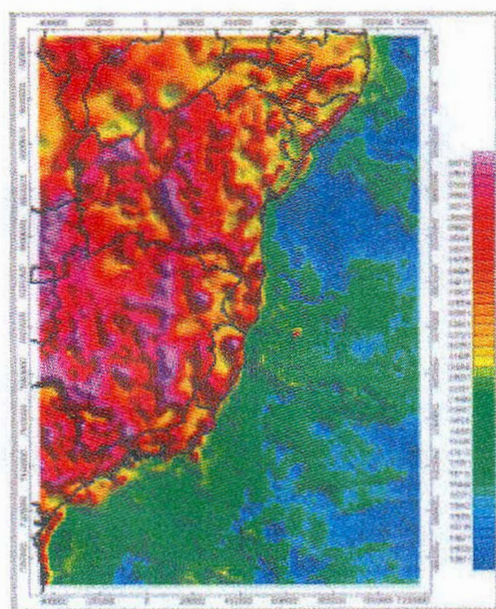


Figura 06 - Topografia de elevações 3D da Moho

Agradecimentos

Foram valiosas as contribuições e discussões com os colegas Peter Slattari, João Bach de Oliveira, Benedito Souza Gomes e Eunice Santos.

Bibliografia

- Assumpção, M., Farnsworth, D. and Snodgrass, A. 1991. Crustal Thickness in the Brazilian Shield with Receiver Function: Isostatic Compensation by Density Variations in the Lithospheric Mantle. *Anais do 5º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, Vol. 2, p.895-897.
- Castro, David L., Medeiros, Valéria C. F., Buatois, João B. C., Silva, Walter E. Medeiros, 1997. Relevo da Interface Crosta-Manto no Nordeste Setentrional do Brasil: Comparação entre os Vínculos da Isostasia e da Suavidade. *Anais do 5º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, Vol. 2, p.682-685.
- Gomes, P. O., Finno, K., Gomes, S. S., 1997. LITPLAC ORIENTAL: relatório integrado de tratamento e interpretação dos dados geofísicos dos LITPLACS II, VII, VIII e IX. PETROBRAS, E&P GEREX, GEO-1, Rio de Janeiro.
- Johnson, H.P., Mills, M.J. and Van Pelt, D. 2000. Density and Porosity of the Upper Crust from Seafloor. *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 7, p.1053-1056.
- Mooney, W. D., G. L., and G. Masters, 1998. Crustal global crustal model at 5° x 5°. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. 81, p.727-747.
- Mohr, W. B., Bassett, W., and Vieira, I.S., 2000. Tectonic evolution of the Rift Basins in Northeastern Brazilian Region. *Atlantic Rifts and Continental Margins*. *Geophysical Monograph* 115, AGU, p.293-315.
- Sandwell D.T. and Smith W.H.F., 1997. Map of Gravity from Geosat and FRS-1 Satellite Altimetry, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. 85, p.10039-10054.