

# MODELO INTERPRETATIVO PARA OS LEVANTAMENTOS GRAVIMÉTRICOS DE POÇO DA BACIA DE SE/AL

por

**FERNANDO SERGIO DE MORAES**

Geólogo (Universidade Federal do Rio de Janeiro - 1988)

Tese submetida como requisito parcial ao grau de

**MESTRE EM CIÊNCIAS**

em

**GEOFÍSICA**

ao

Colegiado do Curso de Pós-Graduação em

Geofísica

da

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**

Banca Examinadora :

Dr. Douglas Patrick O'Brien (Orientador)

*Douglas P. O'Brien*

Dr. Hilton Bernard Evans

*Hilton B. Evans*

Dr. Marco Polo Pereira da Boa Hora

*MPB Hora*

Data da Homologação : 27/09/1991

T 368 MORAIS, Fernando Sérgio de. **Modelo interpretativo para**  
M 827 **os levantamentos gravimétricos de poços da Bacia de**  
**SE/AL.** Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de  
Geociências. Deptº de Geofísica, 1991. 92 p.  
**Tese (Mestrado em Geofísica) - Curso de Pós-Graduação**  
**em Geofísica, Centro de Geociências, UFPa., 1991.**

**1. INTERPRETAÇÃO GRAVIMÉTRICA. 2. GRAVIME-**  
**TRIA DE POÇOS DA BACIA DE SE/AL. 3. GEOFÍSICA.**  
**I. UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ. Centro de Geo-**  
**ciências-Departamento de Geofísica. II. TÍTULO.**

0391/545

T 368 03.10.91

## SUMÁRIO

|                                                           |     |
|-----------------------------------------------------------|-----|
| SUMÁRIO .....                                             | i   |
| LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....                                 | iii |
| TABELAS.....                                              | vi  |
| RESUMO .....                                              | 1   |
| ABSTRACT .....                                            | 2   |
| CAPÍTULO 1. GRAVIMETRIA DE POÇO .....                     | 3   |
| 1.1 Introdução .....                                      | 3   |
| 1.2 Modelo interpretativo .....                           | 6   |
| 1.3 Gradientes verticais .....                            | 10  |
| 1.4 Raio de investigação.....                             | 16  |
| CAPÍTULO 2. AQUISIÇÃO DOS DADOS .....                     | 22  |
| 2.1 Introdução .....                                      | 22  |
| 2.2 Calibração dos gravímetros .....                      | 22  |
| 2.3 Seleção da área e dos poços.....                      | 24  |
| 2.4 Realização do levantamento .....                      | 27  |
| CAPÍTULO 3. TRATAMENTO DOS DADOS .....                    | 35  |
| 3.1 Introdução .....                                      | 35  |
| 3.2 Metodologia.....                                      | 35  |
| 3.2.1 Transformação de unidades e correções de maré ..... | 38  |
| 3.2.2 Correções de deriva instrumental.....               | 38  |

|                                                                                    |           |
|------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 3.2.3 Redução à anomalias Bouguer .....                                            | 40        |
| 3.2.4 Correções de terreno .....                                                   | 44        |
| 3.3 Integração dos levantamentos gravimétricos de superfície .....                 | 46        |
| 3.4 Mapa de gradiente vertical .....                                               | 46        |
| <b>CAPÍTULO 4. INTERPRETAÇÃO .....</b>                                             | <b>50</b> |
| 4.1 Construção do modelo .....                                                     | 50        |
| 4.1.1 Aspectos geológicos .....                                                    | 50        |
| 4.1.2 Aspectos geofísicos .....                                                    | 52        |
| 4.2 Algoritmo .....                                                                | 61        |
| 4.2.1 Cálculo do campo gravimétrico .....                                          | 61        |
| 4.2.2 Geração de malha .....                                                       | 63        |
| 4.2.3 Separação de massas posicionadas acima e abaixo do nível de observação ..... | 67        |
| 4.2.4 Calibração do programa .....                                                 | 68        |
| 4.3 Ajuste .....                                                                   | 72        |
| 4.4 Resíduos e cálculo das densidades .....                                        | 74        |
| 4.5 Resultados .....                                                               | 77        |
| <b>CAPÍTULO 5. CONCLUSÃO .....</b>                                                 | <b>84</b> |
| 5.1 A gravimetria de poço .....                                                    | 84        |
| <b>AGRADECIMENTOS .....</b>                                                        | <b>88</b> |
| <b>REFERÊNCIAS .....</b>                                                           | <b>89</b> |



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### FIGURAS

|                                                                                                                                                                      |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Fig. 1 Comparação entre o campo gravimétrico de uma esfera observado a partir de um perfil em superfície e poço .....                                                | 4  |
| Fig. 2 Esquema que mostra a realização de leituras gravimétricas em poço ( $L_1$ e $L_2$ ) em um intervalo $\Delta z$ .....                                          | 4  |
| Fig. 3 Curvas de ar livre, Bouguer e combinada produzida por um pacote de camadas horizontais infinitas com densidade constante .....                                | 11 |
| Fig. 4 Perfis de diferença de densidade e de “anomalia Bouguer de poço” associada .....                                                                              | 13 |
| Fig. 5 Modelo bidimensional de uma camada com densidade $\rho$ e variação lateral de densidade .....                                                                 | 15 |
| Fig. 6 Gradiente vertical do campo gravimétrico de vários tipos de corpos com forma cilíndrica. Adaptado de LaFehr (1983), modificado de Smith (1950) .....          | 16 |
| Fig. 7 Relação entre a espessura da camada investigada e distância até o poço de vários contrastes de densidade que determinada densidade aparente é observada ..... | 18 |
| Fig. 8 Modelo de corpos cilíndricos .....                                                                                                                            | 19 |
| Fig. 9 Relação entre a espessura da camada investigada e distância até o poço de vários contrastes de densidade que determinada densidade aparente é observada ..... | 20 |
| Fig. 10 Relação entre espessura da camada investigada e percentuais do efeito total observado, distribuídos radialmente .....                                        | 21 |
| Fig. 11 Mapa de anomalia Bouguer e a localização das estações gravimétricas na superfície ..                                                                         | 28 |
| Fig. 12 Precisão das leituras com o gravímetro de poço .....                                                                                                         | 29 |
| Fig. 13 Esquema de revestimento dos poços no Campo de Carmópolis .....                                                                                               | 31 |
| Fig. 14 Esquema mostrando uma sequência de leituras de seis estações .....                                                                                           | 33 |

|                                                                                                                       |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Fig. 15 Fluxograma de redução dos dados gravimétricos de superfície.....                                              | 36 |
| Fig. 16 Fluxograma de redução dos dados gravimétricos de poço .....                                                   | 37 |
| Fig. 17 Curva com os valores das leituras gravimétricas corrigidas dos efeitos de marés para o poço 508.....          | 39 |
| Fig. 18 Gráfico de gravidade reduzida para o poço 508 .....                                                           | 41 |
| Fig. 19 Gráfico de gravidade reduzida para o poço 658 .....                                                           | 41 |
| Fig. 20 Gráfico de gravidade reduzida para o poço 810 .....                                                           | 42 |
| Fig. 21 Curva Bouguer versus profundidade obtida para o poço 508 .....                                                | 43 |
| Fig. 22 Curva Bouguer versus profundidade obtida para o poço 658 .....                                                | 43 |
| Fig. 23 Curva Bouguer versus profundidade obtida para o poço 810 .....                                                | 44 |
| Fig. 24 Perfil de Nettleton utilizado para a determinação da densidade de redução à anomalia                          | 45 |
| Fig. 25 Perfil de Nettleton realizado na direção de maior variação do campo.....                                      | 45 |
| Fig. 26 Mapa de anomalia Bouguer após a integração dos dados da Petrobras e levantamento de superfície realizado..... | 47 |
| Fig. 27 Mapa do gradiente vertical da anomalia Bouguer com intervalo de contorno de<br>0,1 <i>mGals/m</i> .....       | 49 |
| Fig. 28 Coluna estratigráfica da bacia de SE/AL.....                                                                  | 51 |
| Fig. 29 Perfil de diferença de densidade e de “anomalia Bouguer de poço” para o poço 508...                           | 52 |
| Fig. 30 Perfis de densidade e de densidade média para o poço 508 .....                                                | 53 |
| Fig. 31 Pontos de “quebra” para os três poços perfilados .....                                                        | 55 |
| Fig. 32 Correlação estratigráfica dos poços perfilados.....                                                           | 56 |
| Fig. 33 Correlação estratigráfica dos poços perfilados.....                                                           | 56 |
| Fig. 34 Visão tridimensional das superfícies da sequência evaporítica e do embasamento .....                          | 57 |

|                                                                                                                             |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Fig. 35 Perfil esquemático do modelo interpretativo adotado .....                                                           | 58 |
| Fig. 36 Algoritmo de Watson para elaboração de malha automática de triângulos.....                                          | 64 |
| Fig. 37 Malha de triângulos elaborada manualmente.....                                                                      | 65 |
| Fig. 38 Malha de triângulos elaborada automaticamente.....                                                                  | 66 |
| Fig. 39 Perfil mostrando os dois níveis modelados e o posicionamento das massas acima e abaixo do ponto de observação ..... | 67 |
| Fig. 40 Representação dos corpos gerados pela subdivisão do poliedro inicial .....                                          | 70 |
| Fig. 41 Discretização do corpo poliédrico prismas verticais .....                                                           | 71 |
| Fig. 42 Comparação entre o campo obtido pela discretização em prismas e o obtido pelo algoritmo de Pohanka (1988).....      | 72 |
| Fig. 43 Ajuste da “anomalia Bouguer de poço” pelo método robusto para o poço 508.....                                       | 75 |
| Fig. 44 Ajuste da “anomalia Bouguer de poço” pelo método robusto para o poço 658 .....                                      | 76 |
| Fig. 45 Ajuste da “anomalia Bouguer de poço” pelo método robusto para o poço 810 .....                                      | 76 |
| Fig. 46 Resíduo obtido pela subtração dos campos gravimétricos ajustado e observado para o poço 508.....                    | 78 |
| Fig. 47 Resíduo obtido pela subtração dos campos gravimétricos ajustado e observado para o poço 658 .....                   | 78 |
| Fig. 48 Resíduo obtido pela subtração dos campos gravimétricos ajustado e observado para o poço 810.....                    | 79 |
| Fig. 49 Perfis de diferença de densidade, de densidade convencional e gravimétrico para o poço 508 .....                    | 80 |
| Fig. 50 Perfis de diferença de densidade, de densidade convencional e gravimétrico para o poço 658 .....                    | 81 |
| Fig. 51 Perfis de diferença de densidade, de densidade convencional e gravimétrico para o poço 810 .....                    | 82 |

## **TABELAS**

|                                                                                                                |           |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>Tabela 1. Características operacionais dos gravímetros de poço pertencentes ao USGS .....</b>               | <b>22</b> |
| <b>Tabela 2. Resultados da calibração do gravímetro de poço L &amp; R No. 6 .....</b>                          | <b>25</b> |
| <b>Tabela 3. Resultados da calibração do gravímetro de superfície L &amp; R G-628 .....</b>                    | <b>25</b> |
| <b>Tabela 4. Estimativas para as densidades médias obtidas dos perfis de densidade<br/>convencionais .....</b> | <b>42</b> |
| <b>Tabela 5. Subdivisões do caso 4 .....</b>                                                                   | <b>69</b> |
| <b>Tabela 6. Descrição dos parâmetros do modelo interpretativo adotado .....</b>                               | <b>74</b> |
| <b>Tabela 7. Estimativas dos parâmetros para cada um dos três poços perfilados .....</b>                       | <b>75</b> |
| <b>Tabela 8. Gradiente vertical e correção para a densidade de referência para cada poço .....</b>             | <b>77</b> |

**MODELO INTERPRETATIVO PARA OS LEVANTAMENTOS  
GRAVIMÉTRICOS DE POÇO DA BACIA SE/AL**  
(TESE DE MESTRADO : Set./91)

**FERNANDO SERGIO DE MORAES**  
Orientador : Dr. Douglas Patrick O'Brien

*Departamento de Geofísica – Centro de Geociências/UFPA*  
*Caixa Postal 309 – Belém, PA, Brasil*

**RESUMO**

O primeiro levantamento gravimétrico em poço no Brasil foi realizado na Bacia de Sergipe-Alagoas, num programa conjunto envolvendo a participação da Universidade Federal do Pará, o U.S.G.S. (United States Geological Survey) e Petrobrás (CENPES/DEPEX/DENEST), durante Outubro e Novembro de 1990. Um total de três poços terrestres foram perfilados, visando avaliar a resposta da gravimetria de poço, em comparação com os perfis convencionais de densidade, no estudo do embasamento pré-cambriano produtor, sobreposto por rochas sedimentares de idade cretácea. Na área, o embasamento é bastante raso com profundidades variando entre 500 e 800m.

A interpretação dos dados foi dificultada pelo fato da superfície rasa do embasamento ser bastante complexa. Na área estudada, esta superfície corresponde à chamada discordância pré-aptiana. Sobre esta superfície ondulada, depositou-se uma sequência evaporítica e o contraste de densidade, entre estas duas unidades e o resto do pacote sedimentar, foi responsável por uma parte significativa do efeito gravimétrico observado. Para retirar este efeito, a superfície de cada unidade foi reconstituída, a partir de informações de poços vizinhos, e o seu campo gravimétrico foi modelado através de malhas de triângulo, utilizando um algoritmo de corpos poliédricos.

O campo residual resultante foi então usado para estimar as densidades, que foram representadas em perfis. Estas estimativas foram comparadas com os perfis de densidade convencionais e, como resultado, foi possível indicar alguns intervalos de interesse dentro e acima do embasamento produtor.

**INTERPRETATION OF BOREHOLE GRAVITY DATA FROM THE  
SERGIPE/ALAGOAS BASIN, BRAZIL**  
(MASTER THESIS : Sept./91)

**FERNANDO SERGIO DE MORAES**  
Adviser : Dr. Douglas Patrick O'Brien

*Departamento de Geofísica – Centro de Geociências/UFPa*  
*Caixa Postal 309 – Belém, PA, Brasil*

**ABSTRACT**

The first borehole gravity survey to be carried out in Brazil was done as part of a joint program between the Federal University of Pará, USGS and Petrobras (CENPES/DEPEX/DENEST) in a portion of the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil, during October and November of 1990. A total of three producing wells were surveyed to investigate the formation density properties of a sequence of Cretaceous rocks overlying a producing fractured pre-Cambrian Basement. The Basement is shallow, ranging in depths from 500 to 800 meters.

The interpretation of the borehole data was complicated by the fact that the basement and an overlying evaporite sequence of Cretaceous age were both structurally complex. Since the borehole gravimeter actually penetrated both the evaporites and the basement, gravitational effects caused by the differential relief of the basement and the evaporite surfaces contributed a significant amount to the downhole gravity signal. To correct this effect, parts of the irregular surfaces were modelled using a tessellation of automatically generated triangular facets. Computation of the gravitational field from each facet was accomplished by means of a computer algorithm which employed a polyhedral body approximation for each facet.

The resultant borehole Bouguer anomaly data were used to compute the density estimates. These densities were then compared with conventional density profiles and several intervals of interest were identified within the producing Basement and in the sequences above it.

## CAPÍTULO 1

### GRAVIMETRIA DE POÇO

#### 1.1. Introdução

O desenvolvimento do gravímetro de poço moderno começou em 1964 com um contrato de cooperação entre o U.S.G.S. - United States Geological Survey e a empresa Lacoste & Romberg, que já detinha tecnologia na fabricação de gravímetros de superfície. Após o aperfeiçoamento conseguido em duas gerações, os gravímetros de poço vêm sendo utilizados comercialmente nos Estados Unidos e em várias outras partes do mundo, inclusive em plataformas marítimas no Mar do Norte.

No Brasil, a realização de testes com o gravímetro de poço surgiu da cooperação entre a PETROBRAS - Petróleo Brasileiro S.A., o U.S.G.S., e a U.F.Pa. - Universidade Federal do Pará. Nesta última, foram elaboradas duas propostas de utilização da gravimetria de poço: o presente trabalho e o de Gonçalves (1991). O local escolhido para os testes foi o Campo de Carmópolis na Bacia de Sergipe-Alagoas. Neste campo, nenhum método geofísico produziu resposta satisfatória, seja na avaliação dos parâmetros de formação, seja no suporte à estratégia exploratória para o embasamento (Lima et al. 1984).

Todos os aspectos descritivos e operacionais do equipamento podem ser encontrados em Beyer (1971, 1982), McCulloh et al. (1967a, 1967b), bem como no trabalho de Gonçalves (1991) acima citado. Outros autores como Rasmussen (1973, 1975), Bradley (1975, 1976) e Jageler (1976), dão também aplicações práticas do uso do gravímetro de poço.

As medidas gravimétricas em poço diferem das de superfície em alguns aspectos básicos, dentre os quais se destaca a forma das anomalias observadas (Fig. 1). Além disso, ao contrário do que se observa em superfície, elas são afetadas principalmente por variações verticais de densidade e secundariamente por variações laterais de densidade na vizinhança do poço. Baseado neste fato, toda interpretação convencional do método é realizada adotando-se o modelo de camadas horizontais infinitas com densidade constante (Hammer (1950) e Smith (1950)). Em algumas áreas, existem variações de densidade de pequena magnitude nas camadas, que podem ser desprezadas, tornando o modelo aceitável. Nesses casos, os dados gravimétricos podem ser convertidos com

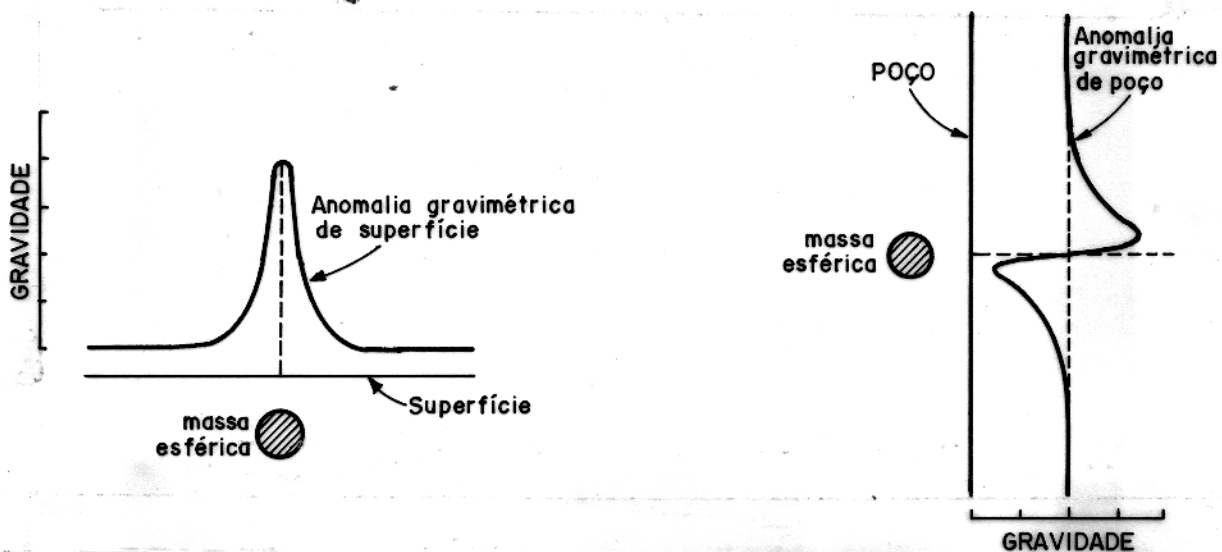


Figure 1: Comparação entre o campo gravimétrico de uma esfera observado a partir de um perfil em superfície (fig. direita) e em poço (fig. esquerda). Notar a forma diferente das duas anomalias. Adaptado de Beyer (1982).

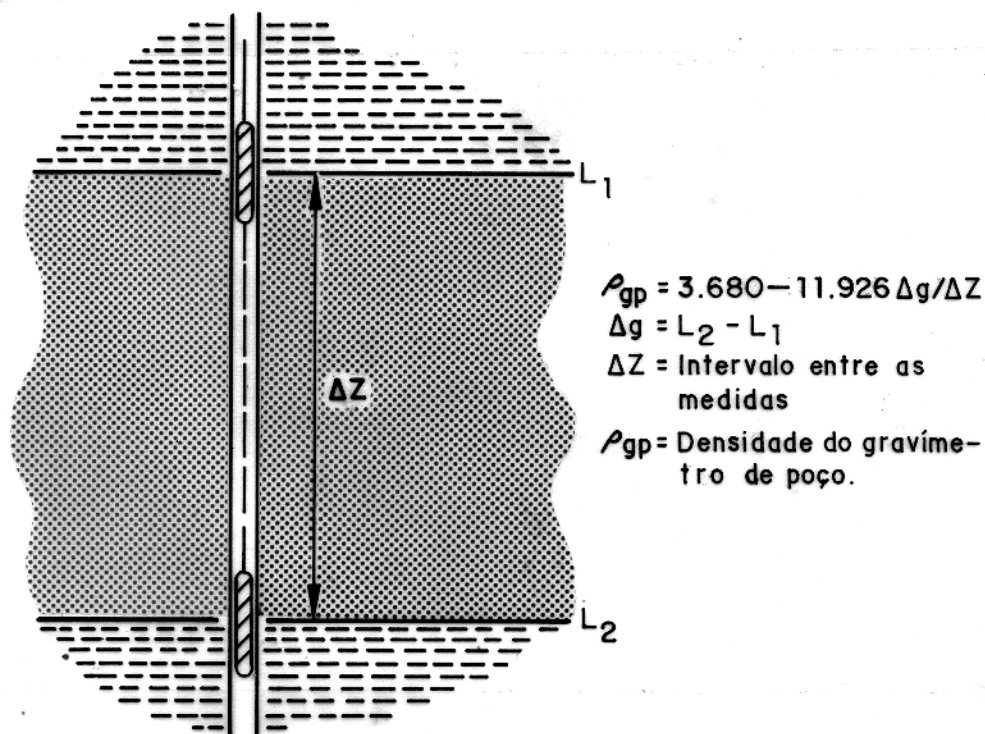


Figure 2: Esquema que mostra a realização de leituras gravimétricas em poço ( $L_1$  e  $L_2$ ) em um intervalo  $\Delta z$ . Adaptado de Rasmussem (1973).



elevada precisão e de forma única em perfis de densidade intervalar (Fig. 2). Já em outras áreas, este modelo é inconsistente devido a presença de estruturas na vizinhança do poço, responsáveis por efeitos significativos nas medidas gravimétricas, tais como estruturas dômicas, falhas e dobras. Assim sendo, a interpretação é bastante dificultada, tornando-se necessário um grande número de informações geológicas e geofísicas independentes para que as estruturas locais possam ser inferidas.

A perfilagem gravimétrica de poço é um método geofísico muito lento, pois o gravímetro é um instrumento de medidas estáticas. Além disso, a alta sensibilidade e a susceptibilidade à deriva instrumental do equipamento demandam repetições sistemáticas de leituras para o controle da qualidade dos dados. Entretanto, o maior volume de rocha investigado e a associação da gravimetria de poço com outros métodos geofísicos aferem ao método um grande número de aplicações, principalmente nas áreas de avaliação de formação, engenharia de reservatório e de estudos de engenharia e propriedades de rocha. Outras aplicações consistem na utilização da gravimetria de poço como ferramenta de apoio a outros métodos geofísicos, tais como sísmica e gravimetria de superfície. Essa grande variedade de aplicações faz com que o planejamento do levantamento, especialmente a escolha das profundidades a serem perfiladas e do espaçamento entre as estações, variem bastante, a depender do objetivo a ser atingido.

Coyle (1976) mostrou que múltiplos levantamentos gravimétricos de poço, podem ser usados para estimar tanto a profundidade quanto a localização em planta do corpo causador de uma anomalia. Entretanto, levantamentos isolados não fornecem informações direcionais sobre a fonte. Desse modo, sua maior utilização tem sido em combinação com outros métodos geofísicos. Isso inclui situações onde estes métodos geofísicos não apresentam resposta satisfatória como, por exemplo, na elaboração de perfis de densidade em poços revestidos ou ainda, em casos como a presença de níveis basálticos, que produzem atenuação das ondas sísmicas, causando grande perda de resolução da sísmica de superfície. Tais ocorrências são freqüentes nas bacias de Paraná, Amazonas e Campos.

Este trabalho tem como objetivo apresentar os conceitos básicos da gravimetria de poço, destacando os aspectos relevantes na obtenção dos dados e uma metodologia para a integração de informações geológicas e geofísicas, que possibilite a construção de um modelo que considera as variações laterais de densidade. Este modelo foi utilizado para a interpretação dos dados gravimétricos

de poço, em substituição ao tradicionalmente utilizado a partir dos trabalhos de Hammer (1950) e Smith (1950), para a avaliação da resposta produzida pelo método em perfis realizados no Campo de Carmópolis.

O desenvolvimento deste trabalho é apresentado em cinco capítulos. No Capítulo 1 são apresentados os fundamentos básicos da gravimetria de poço, com destaque para as limitações da metodologia normalmente adotada para a elaboração dos perfis de densidade, a partir dos dados gravimétricos de poço. No Capítulo 2 são abordados todos os aspectos sobre a obtenção dos dados na Bacia de Sergipe-Alagoas, bem como os critérios adotados para a escolha dos poços perfilados. Os capítulos 3 e 4 consistem no tratamento e interpretação dos dados, respectivamente. Na parte da interpretação, são descritos em detalhe os critérios utilizados na construção do modelo interpretativo específico e são apresentados os perfis de densidade, obtidos a partir da utilização desse modelo e dos dados gravimétricos de poço. Finalmente, no Capítulo 5 são apresentadas as conclusões do trabalho.

## 1.2. Modelo interpretativo

A metodologia de correção dos dados gravimétricos de poço é similar à utilizada nos dados de superfície, com exceção das correções relativas ao ambiente no poço. Estas últimas correções podem ser grupadas em correções indispensáveis, que são as de calibração, de marés e de deriva instrumental, e outras realizadas apenas em casos especiais como, por exemplo, as correções de efeito de poço, de terreno e para poços inclinados. A correção dos dados gravimétricos de poço tem sido amplamente discutida na literatura e pode ser encontrada em detalhes nos trabalhos de Beyer (1982) e McCulloh et al. (1968). Considerando que todas as correções apropriadas foram efetuadas, restam nas medidas gravimétricas em poço os efeitos de:

- a. Massa total da Terra. Constitui o efeito de ar livre ( $0,30859 \text{ mGal/m}$ ) responsável por um aumento no campo com a aproximação ao centro de massa da Terra.
- b. Efeitos regionais de corpos geológicos.
- c. Efeitos locais de corpos geológicos.

Os efeitos regionais possuem grande comprimento de onda, afetando igualmente as medi-

das dentro de um pequeno intervalo e por isso podem, em muitos casos, serem negligenciados ou facilmente corrigidos. Os efeitos locais da geologia são os que mais influenciam as medidas devido a dois fatores básicos que são: o decaimento do campo gravimétrico com o quadrado da distância e o fato de que o gravímetro mede apenas a componente vertical do campo.

Entre os efeitos locais, pode-se destacar duas ocorrências principais que são os contrastes de densidade interceptados pelo poço e os contrastes laterais não interceptados pelo poço. Ao atravessar interfaces de mudança de densidade, a componente normal do campo gravimétrico tem derivada vertical descontínua. A essa descontinuidade, LaFehr (1983) atribuiu o nome de "salto de Poisson". Ao contrário da componente vertical, as componentes horizontais do campo e também suas derivadas são contínuas através das interfaces, influenciando da mesma forma pontos imediatamente acima e abaixo de cada interface. Isto faz com que as feições geológicas interceptadas pelo poço sejam as que mais influenciam as medidas. Todos os aspectos sobre a continuidade do campo gravimétrico são abordados em detalhe em Baranov (1975).

Assim sendo, o modelo básico utilizado na interpretação de dados gravimétricos de poço é constituído por camadas homogêneas horizontais infinitas, onde podem ocorrer heterogeneidades laterais de densidade, que serão consideradas perturbações nas condições ideais do modelo. Neste modelo, que foi proposto inicialmente por Hammer (1950) e Smith (1950), os efeitos gravimétricos locais, acima mencionados, são causados pelas camadas infinitas (efeito Bouguer) e pelas heterogeneidades laterais de densidade (efeitos gravimétricos anômalos).

Para calcular o campo gravimétrico produzido pelo modelo básico, considere uma camada homogênea infinita. Neste caso, as derivadas horizontais do campo gravimétrico são nulas e a equação de Poisson pode ser escrita como

$$\nabla^2 U = \frac{\partial g_z}{\partial z} = -4\pi\gamma\rho, \quad (1)$$

onde  $\gamma$  é a constante gravitacional e  $\rho$  é a densidade. A componente vertical do campo na camada pode então ser obtida como

$$g_z = -4\pi\gamma\rho z + C_0. \quad (2)$$

A atração Bouguer total, na superfície da Terra, devido a um conjunto de camadas hori-

zontais infinitas é dada por

$$B_T = 2\pi\gamma \sum_{i=1}^M \rho_i h_i, \quad (3)$$

onde  $M$  é o número de camadas e  $\rho_i$  e  $h_i$  são a densidade e espessura da  $i$ -ésima camada, respectivamente.

Em subsuperfície, as leituras com o gravímetro de poço são influenciadas positivamente pelas camadas abaixo e negativamente pelas camadas acima do ponto de observação, de maneira que, na base da  $k$ -ésima camada, a uma profundidade  $z_n$ , o efeito Bouguer pode ser escrito como

$$B(z_n) = 2\pi\gamma \left( \sum_{i=k+1}^M \rho_i h_i - \sum_{j=1}^k \rho_j h_j \right). \quad (4)$$

Devido ao fato de que as camadas não investigadas adicionam apenas um fator constante nas leituras, é necessário considerar apenas as camadas penetradas pelo gravímetro até a estação mais profunda. Assim, em meio estratificado homogêneo, o efeito Bouguer em um ponto, a uma profundidade  $z_n$  e posicionado de forma arbitrária em relação às interfaces da  $k$ -ésima camada, é dado por

$$B(z_n) = 2\pi\gamma \left[ \sum_{i=k+1}^M \rho_i h_i - \sum_{j=1}^{k-1} \rho_j h_j + \rho_k(z_n - I_{k-}) - \rho_k(I_{k+} - z_n) \right], \quad (5)$$

onde  $I_{k-}$  e  $I_{k+}$  são, respectivamente, as profundidades do topo e da base da  $k$ -ésima camada. Em relação à atração Bouguer total, definida na equação (3), temos que

$$B(z_n) = B_T - 4\pi\gamma \left[ \sum_{j=1}^{k-1} \rho_j h_j + \rho_k(z_n - I_{k-}) \right]. \quad (6)$$

Para obter o campo gravimétrico, basta agora incluir os efeitos de ar livre e das distribuições anômalas de densidade. Os sinais para os efeitos de ar livre e de atração, produzidos por distribuições de massas acima do nível de leitura, são sempre contrários e dependem apenas do datum adotado. Considerando como datum a superfície à boca do poço, podemos escrever o campo gravimétrico como composto por

$$g_z(z_n) = B(z_n) + \Delta F z_n + G_z(z_n), \quad (7)$$

onde  $B(z_n)$  é o efeito Bouguer,  $\Delta F$  é o gradiente de ar livre e  $G_z(z_n)$  é o efeito gravimétrico das massas anômalas.

A partir de medidas gravimétricas de poço é possível obter o gradiente vertical  $\Delta g_z/\Delta z$  como sendo

$$\frac{\Delta g_z}{\Delta z} = F - 4\pi\gamma\rho + \Delta G_g, \quad (8)$$

onde  $\Delta g_z$  é a diferença de gravidade entre duas estações separadas de um intervalo  $\Delta z$ ,  $F$  é a correção de ar livre,  $4\pi\gamma\rho$  é a correção para o efeito Bouguer e  $\Delta G_g$  é o gradiente vertical produzido pelas heterogeneidades laterais, que muitas vezes é chamado de “gradiente vertical anômalo”.

Além destes, outros fatores apontados por McCulloh et al. (1968) também podem afetar a determinação do gradiente vertical, como efeitos da topografia na superfície e efeitos de poço, dentre os quais podem-se destacar o tipo de coluna fluida, arrombamento da parede do poço e mudanças no revestimento. Entretanto, segundo Beyer (1982), estes fatores são, em geral, facilmente corrigidos ou negligenciáveis quando comparados com as acelerações produzidas por variações de densidade na vizinhança do poço.

Na aplicação da gravimetria de poço para a elaboração de perfis de densidade, o termo correspondente aos gradientes verticais anômalos é responsável por toda dificuldade na interpretação, pois as suas fontes não podem ser identificadas sem a ambigüidade inerente aos métodos gravimétricos (Roy, 1962). Essa ambigüidade ainda é agravada no caso da gravimetria de poço, devido ao seu caráter unidimensional. Uma discussão mais completa sobre os gradientes verticais pode ser encontrada na Seção 1.3. Toda esta dificuldade faz com que este termo seja normalmente abandonado e então, a equação (8) pode ser escrita simplesmente como

$$\rho = \frac{1}{4\pi\gamma} \left( F - \frac{\Delta g_z}{\Delta z} \right). \quad (9)$$

Esta é a fórmula clássica utilizada para estimar a densidade média do intervalo entre duas estações.

Nos casos onde as variações laterais de densidade são desprezíveis, as medidas gravimétricas de poço podem ser convertidas de forma precisa em “densidade total” ou “intervalar” de rocha. Isto acontece porque a variação do campo gravimétrico representa a média linear da densidade

num intervalo  $\Delta z$ . McCulloh et al. (1968) comprovaram esta precisão através da comparação entre os resultados de densidades obtidas dos dados gravimétricos de poço e de medidas de densidades realizadas em laboratório a partir de testemunhos.

Entretanto, na maior parte dos casos, existem feições geológicas não interceptadas pelo poço, que produzem efeitos anômalos significativos e, nesses casos, as derivadas horizontais do campo não são nulas e a equação (2) torna-se

$$g_z = -4\pi\gamma\rho z - \int \left( \frac{\partial g_x}{\partial x} + \frac{\partial g_y}{\partial y} \right) dz, \quad (10)$$

onde  $\frac{\partial g_x}{\partial x}$  e  $\frac{\partial g_y}{\partial y}$  são as derivadas horizontais do campo gravimétrico.

Desse modo, corpos na vizinhança do poço introduzem gradientes anômalos, que podem causar distorções significativas no cálculo da densidade. Isso pode ser entendido a partir da seguinte equação modificada de LaFerh (1983):

$$\rho = \frac{1}{4\pi\gamma} \left[ F - \frac{\Delta g_z}{\Delta z} - \left( \frac{\partial g_x}{\partial x} + \frac{\partial g_y}{\partial y} \right) \right]. \quad (11)$$

Com isso, todas as estimativas de densidade produzidas pela equação (9) estariam erradas, pois não incluiriam os efeitos relativos ao termo das derivadas horizontais do campo. Em consequência, esta equação forneceria apenas a “densidade aparente” da rocha.

### 1.3. Gradientes Verticais

O gradiente vertical do campo gravimétrico pode ser obtido diretamente das medidas gravimétricas em poço através do coeficiente da variação do campo pela variação da profundidade em um dado intervalo. Este processo torna-se instável para pequenos intervalos de profundidade por causa da amplificação dos ruídos nos dados observados, fato inerente a qualquer estimativa infinitesimal de gradientes em dados reais. Esta instabilidade consiste numa limitação da gravimetria de poço, pois impede a investigação de camadas finas pelo uso da fórmula clássica dada pela equação (9).

Na fórmula clássica utilizada para estimar a densidade intervalar, o gradiente vertical é constante em cada camada e o campo varia linearmente com a profundidade (Fig. 3). Como foi visto na seção 1.2, a presença dos gradientes anômalos produz distorções nos valores estimados.

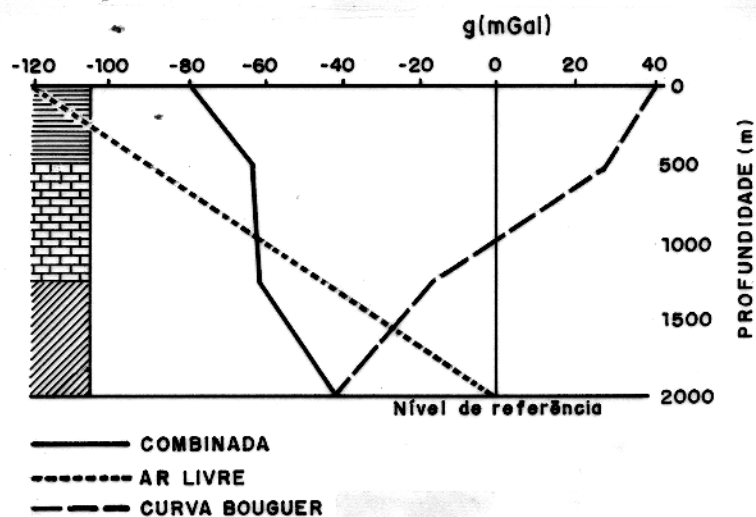


Figure 3: Curvas de ar livre, Bouguer e combinada (ar livre + Bouguer) produzida por um pacote de camadas horizontais infinitas com densidade constante. Adaptado de Smith (1950).

Os gradientes anômalos são produzidos por variações do campo gravimétrico intrinsecamente não lineares e por isso, são variáveis no espaço. Entretanto, em muitos casos, a depender dos parâmetros de fonte (volume, forma e contraste de densidade) e da posição do ponto de observação, os gradientes anômalos podem se tornar aproximadamente constantes em um intervalo limitado, dada a suavidade do campo gravimétrico. Isto significa que efeitos produzidos por corpos na vizinhança do poço também podem introduzir gradientes constantes, como foi observado no exemplo dado por Snyder (1976) no caso de um domo de sal no Golfo do México. Na verdade, este é mais um exemplo do problema clássico da superposição dos espectros.

Na aplicação da gravimetria de poço para elaboração precisa de perfis de densidade, a quantificação dos efeitos anômalos é importante para a correção das distorções causadas nos valores de densidade. Por outro lado, na prospecção de alvos localizados na vizinhança do poço, os gradientes anômalos são o objeto da interpretação. Em ambos os casos, para a quantificação dos efeitos anômalos, é imprescindível a introdução de informações geológicas e geofísicas independentes. No primeiro caso, a quantificação dos efeitos anômalos é realizada, normalmente, pelo modelamento direto, a partir do conhecimento prévio das estruturas geológicas causadoras. No segundo caso, fazem-se necessárias informações independentes de densidade, normalmente obti-

das dos perfis de densidades convencionais, para a comparação com as densidades produzidas pelo perfil gravimétrico. Considerando que tanto as medidas convencionais de densidade quanto as gravimétricas sejam confiáveis (inexistência de erros de origem operacional), as discrepâncias entre as duas informações possuem grande utilidade na prospecção de estruturas geológicas não interceptadas pelo poço. Normalmente estas discrepâncias são quantificadas num perfil de diferença de densidade, que é elaborado pela subtração da informação independente de densidade da informação produzida pelo gravímetro de poço. Bradley (1975, 1976) e Rasmussen (1975) forneceram exemplos onde o perfil de diferença de densidade foi usado com sucesso para a detecção de zonas produtoras de hidrocarbonetos próximas ao poço.

Snyder (1976) desenvolveu uma metodologia equivalente a dos pontos característicos para quantificar os efeitos anômalos, estimando a localização do centro do corpo e sua distância até o poço a partir de anomalias produzidas por corpos simples. No mesmo trabalho, Snyder afirmou que a redução dos dados à “anomalia Bouguer de poço”, utilizando as densidades fornecidas pelo perfil de densidade, em cada intervalo, é a melhor forma para uma abordagem quantitativa dos efeitos anômalos a partir dos dados observados. A “anomalia Bouguer de poço” é definida de forma análoga à anomalia Bouguer dos mapas gravimétricos de superfície, uma vez que determinada variação de gravidade com a profundidade, segundo um modelo simples, é retirada dos dados observados. Normalmente, o modelo simplificado utilizado é o de uma camada infinita onde a variação do campo é proporcional a densidade da camada ( $4\pi\gamma\rho$ ). Por este processo, é obtido um campo residual, que pode ou não conter apenas os efeitos anômalos.

Na verdade, a “anomalia Bouguer de poço” obtida desta forma é simplesmente, uma outra forma de visualizar as mesmas informações obtidas com o perfil de diferença de densidade. A Figura 4 mostra a comparação entre a “anomalia Bouguer de poço” e o perfil de diferença de densidade. De seu exame, observamos que as diferenças de densidades negativas correspondem a um gradiente positivo na curva Bouguer, diferenças positivas a um gradiente negativo e diferenças nulas a gradientes nulos. Hammer (1950) já afirmava que o gradiente da curva Bouguer, e não a sua magnitude, é a medida da anomalia de densidade. Assim, o gradiente Bouguer pode ser escrito como

$$\frac{\Delta g^{bo}}{\Delta z} = -4\pi\gamma\Delta\rho_{bo}, \quad (12)$$



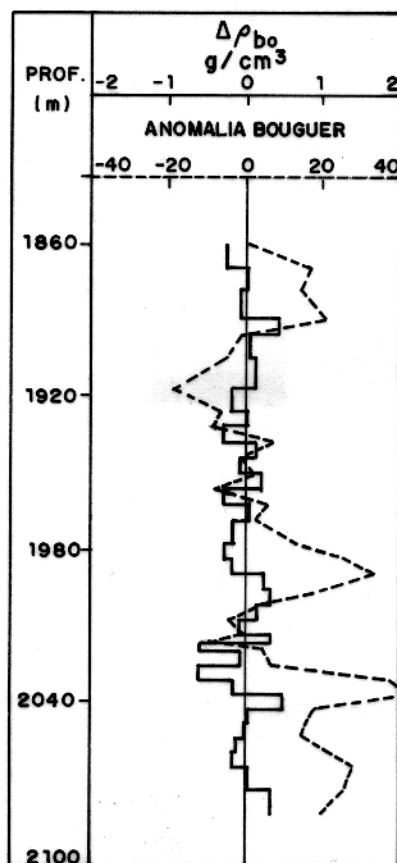


Figure 4: Perfis de diferença de densidade e “anomalia Bouguer de poço” associada. Adaptado de Snyder (1976).

onde  $\Delta\rho_{bo}$  é o contraste de densidade associado a um gradiente na curva Bouguer e  $\Delta g^{bo}$  a variação de gravidade Bouguer. Muitas vezes, o contraste de densidade associado a um gradiente na curva Bouguer é chamado de “densidade anômala”. A variação Bouguer pode ser visualizada como

$$\Delta g^{bo} = \Delta g^o - \Delta g^c, \quad (13)$$

onde  $\Delta g^o$  é a variação do campo observado e  $\Delta g^c$  é a variação do campo prevista pelo modelo simples. Como já foi mencionado, o modelo simples adotado é o de camadas horizontais infinitas com densidade constante, onde a variação do campo gravimétrico é linear que, por isso, é também chamado de modelo linear. Para obter o contraste de “densidade anômala”, a partir do gradiente Bouguer, basta reescrever a equação (12) como sendo

$$\Delta\rho_{bo} = -\frac{1}{4\pi\gamma} \frac{\Delta g^{bo}}{\Delta z}. \quad (14)$$

Na presença de gradientes anômalos significativos, tanto a curva Bouguer quanto o perfil de diferença de densidade ficarão distorcidos. Para gradientes anômalos constantes, essa distorção seria representada por um deslocamento no perfil de densidade e uma mudança no gradiente Bouguer, que dependerá do sinal da anomalia. Gradientes constantes são causados por variações lineares do campo gravimétrico, normalmente anomalias gravimétricas de grande comprimento de onda como, por exemplo, efeitos regionais ou alguns casos específicos de anomalias de grandes massas na vizinhança do poço. Os casos que apresentam gradientes anômalos variáveis produzem distorções que sugerem a forma da anomalia gravimétrica do corpo. Estes gradientes são produzidos por variações não lineares do campo gravimétrico, normalmente feições geológicas de médio a pequeno porte não interceptadas pelo poço como domos, falhas e dobras.

Segundo Beyer (1982), o processo de redução dos dados observados à “anomalia Bouguer” é equivalente a um processo de filtragem e, a depender do modelo adotado, pode ou não definir a curva de anomalias reais. Como será mostrado no Capítulo 4, para melhor revelar a forma da anomalia produzida pelo corpo, é mais indicado utilizar uma densidade constante como, por exemplo, a densidade média fornecida pelo perfil de densidade, ao invés da densidade de cada intervalo, como propõe Snyder (1976). Neste caso, o uso de vários intervalos de densidade produz muitas alterações no sinal do gradiente, desfigurando a forma da anomalia isolada.

LaFehr (1983) mostrou que os gradientes anômalos, causados por heterogeneidades late-

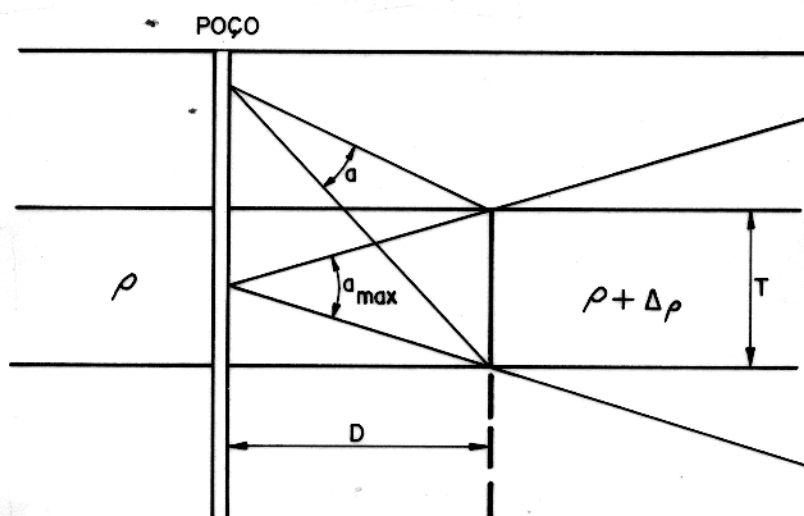


Figure 5: Modelo bidimensional de uma camada com densidade  $\rho$  e variação lateral de densidade  $\Delta\rho$ , onde  $T$  é a espessura do intervalo investigado,  $D$  é a distância até o poço e “ $\alpha$ ” o ângulo que subentende a fonte. Adaptado de LaFehr (1983).

rais de densidade, segundo o modelo bidimensional da Figura 5, podem ser analisados como função do ângulo que subentende a fonte (ângulo “ $\alpha$ ”). Neste caso, o efeito anômalo é diretamente proporcional ao ângulo “ $\alpha$ ”. Assim, o efeito gravimétrico máximo é observado no centro da camada investigada, onde “ $\alpha$ ” é máximo. Contudo, estas heterogeneidades possuem apenas caráter secundário na composição do efeito gravimétrico total, quando comparadas às variações verticais de densidade. Nas interfaces de mudança de densidade interceptadas pelo gravímetro, as descontinuidades nas derivadas verticais do campo gravimétrico (“salto de Poisson”), que determinam a magnitude do gradiente vertical e, conseqüentemente, da densidade no intervalo. Assim, as pequenas variações laterais de densidade, tais como as produzidas por mudanças na porosidade da formação, produzem pequenas influências nas estimativas de densidade dentro do intervalo investigado, sem influenciar além deste. Este fato justifica a adoção da fórmula clássica dada pela equação (9) para se estimar a densidade da formação. No entanto, deve-se ter sempre em mente que ao usar esta equação, estamos implicitamente desprezando os efeitos das variações laterais de densidade. Isto torna o método dependente de um conhecimento geológico prévio para que a gravimetria de poço possa ser utilizada em toda a sua potencialidade e suas limitações avaliadas. Na Figura 6 pode-se observar o “salto de Poisson” nas curvas de gradiente vertical, que foram calculadas no

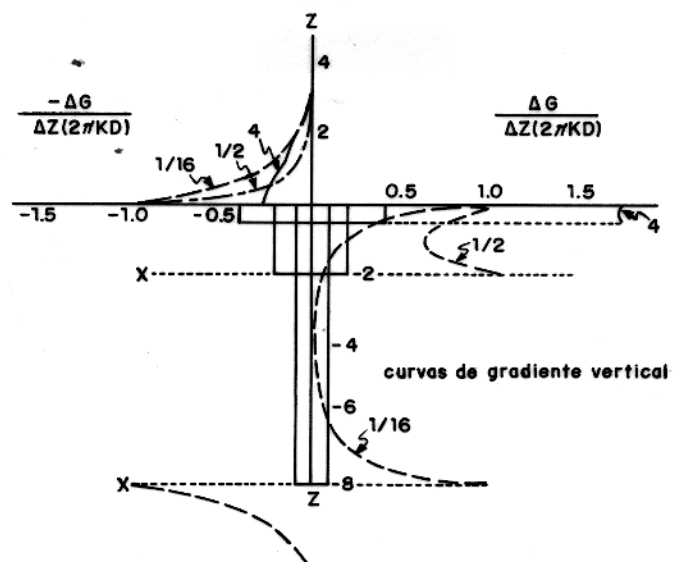


Figure 6: Gradiente vertical do campo gravimétrico de vários tipos de corpos com forma cilíndrica. Adaptado de LaFehr (1983) modificado de Smith (1950). Os números ao lado das curvas se referem à razão entre o raio e o comprimento dos cilindros.

eixo de vários corpos de forma cilíndrica. É interessante notar que para grandes relações entre o raio e o comprimento dos cilindros, a curvatura da curva tende a diminuir e consequentemente o gradiente vertical se aproxima de um valor constante. No limite onde o raio tende a infinito, o gradiente vertical é constante e o modelo se aproxima ao de camadas infinitas, onde as estimativas de densidade possuem grande precisão.

### 1.3. Raio de investigação

Jageler (1976) mostrou que a sensibilidade da gravimetria de poço à anomalias produzidas por variações laterais de densidade, depende do volume e forma do corpo, do contraste de densidade, da distância até o poço, da precisão do gravímetro e do espaçamento entre as estações. Esta sensibilidade é normalmente traduzida pelo raio de investigação, que é a distância relativa ao intervalo entre as estações (intervalo de investigação), que uma determinada variação lateral de densidade pode ser detectada. Na presença desta variação lateral de densidade, a estimativa de densidade para o intervalo é distorcida, sendo a magnitude dessa distorção chamada de “contraste de densidade aparente”. Considerando estes aspectos, LaFehr (1983) apresentou uma metodologia para determinar os limites de detecção de variações laterais de densidade para dois modelos dis-

tintos. Esta metodologia foi desenvolvida fixando-se a “o contraste de densidade aparente” ( $\Delta\rho_a$ ) e variando o contraste lateral de densidade, a distância até o poço da heterogeneidade lateral e o intervalo de investigação utilizado. Usando o modelo bidimensional da Figura 5 foi encontrado um raio de investigação de 3 vezes a espessura da camada. Este resultado está indicado no primeiro gráfico da Figura 7, onde um  $\Delta\rho_a$  de 0,01, que é a melhor resolução conseguida com os gravímetros de poço atuais (Smocker, 1978), é registrado usando os seguintes parâmetros: intervalo de investigação de 40 u.c. (unidades de comprimento), contraste de densidade real de  $0,20 \text{ g/cm}^3$  e distância lateral de 120 u.c.. Ainda na Figura 7, podem ser encontrados outros gráficos semelhantes para contrastes de “densidade aparente” de 0,02 e  $0,03 \text{ g/cm}^3$ . Para o modelo tridimensional do disco circular (Fig. 8), essa resolução é bastante melhorada, sendo encontrado um raio de investigação correspondente a 5 vezes o intervalo utilizado. Este resultado, bem como os parâmetros utilizados, estão indicados na Figura 9.

McCulloh et al. (1968) desenvolveram um método que fornece aproximadamente o raio de ação do gravímetro de poço, cujo resultado vem ilustrado na Figura 10. Nessa figura, 90 % do efeito gravimétrico total registrado está contido numa distância igual a 5 vezes a espessura da camada investigada, e cerca de 50 % desse efeito está contido numa distância igual a  $3/4$  da espessura do intervalo. Contudo, esse desenvolvimento pode dar a falsa idéia de que o fato de aumentar o espaçamento entre as estações pode aumentar o raio de investigação indefinidamente. Na verdade, os levantamentos gravimétricos de poço possuem as mesmas limitações que os de superfície, mas de qualquer forma, o raio de investigação na gravimetria de poço vai muito além dos poucos centímetros do perfil de densidade convencional. Desse modo, a mesma resposta é obtida seja em poço aberto seja em poço revestido, o que se constitui numa importante vantagem do gravímetro de poço em contraste com as outras ferramentas convencionais de densidade.

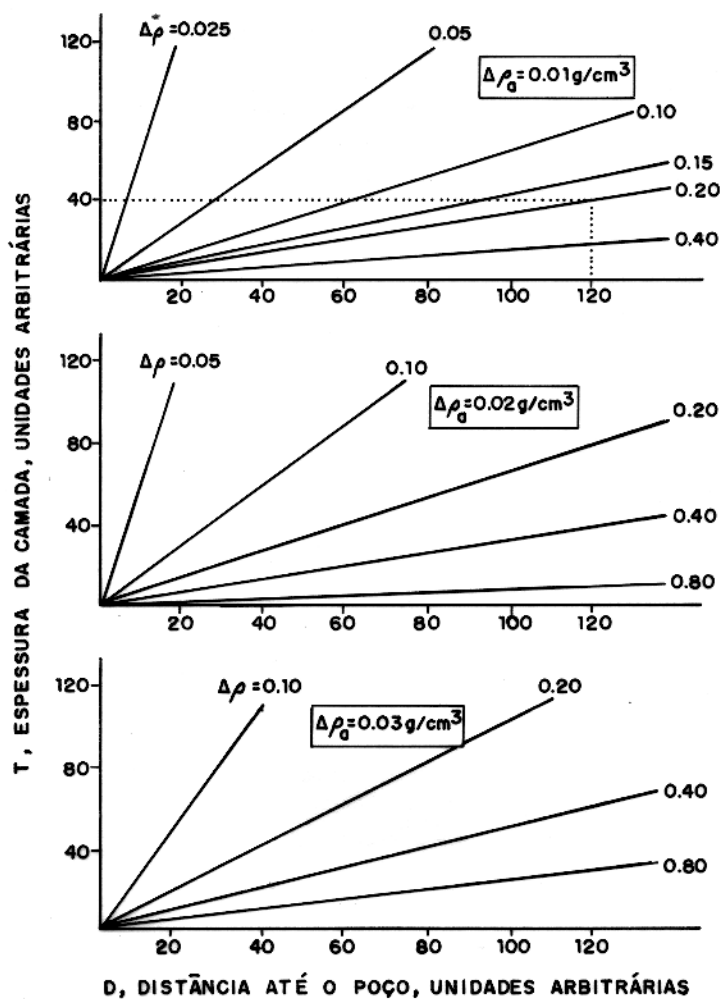


Figure 7: Relação entre a espessura da camada investigada e a distância até o poço de contrastes laterais de densidade, produzindo o mesmo contraste de “densidade aparente”. De cima para baixo são mostrados gráficos para contrastes de “densidade aparente” de 0,01, 0,02 e 0,03  $\text{g/cm}^3$ , respectivamente. Valores obtidos para o modelo da Figura 6. Adaptado de LaFehr (1983).

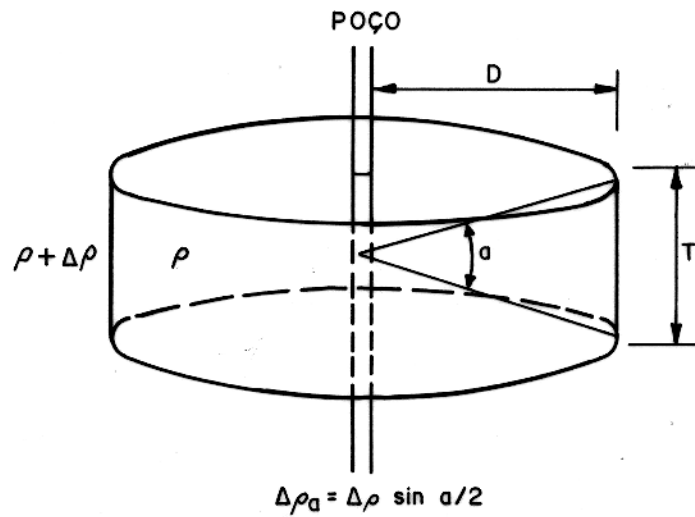


Figure 8: Modelo de um cilindro com densidade  $\rho$  e contraste lateral de densidade  $\Delta\rho$ , onde  $T$  é a espessura do intervalo,  $D$  a distância até o poço e " $\alpha$ " o ângulo que subentende o contraste de densidade. A fórmula na base do modelo mostra que a contraste de "densidade aparente" ( $\Delta\rho_a$ ), observada no centro do cilindro, é diretamente proporcional ao contraste de densidade real ( $\Delta\rho$ ) e à metade do ângulo que subentende a fonte. Adaptado de LaFehr (1983).

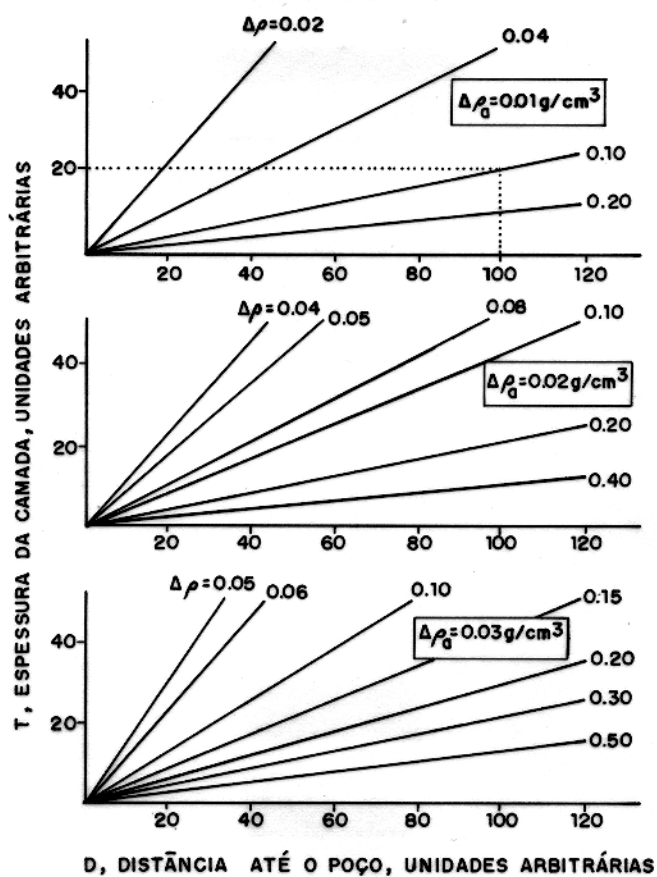


Figure 9: Relação entre a espessura da camada investigada e a distância até o poço de contrastes laterais de densidade, produzindo o mesmo contraste de “densidade aparente”. De cima para baixo são mostrados gráficos para contrastes de “densidade aparente” de 0,01, 0,02 e 0,03  $\text{g/cm}^3$ , respectivamente. Valores obtidos para o modelo da Figura 8. Adaptado de LaFehr (1983).



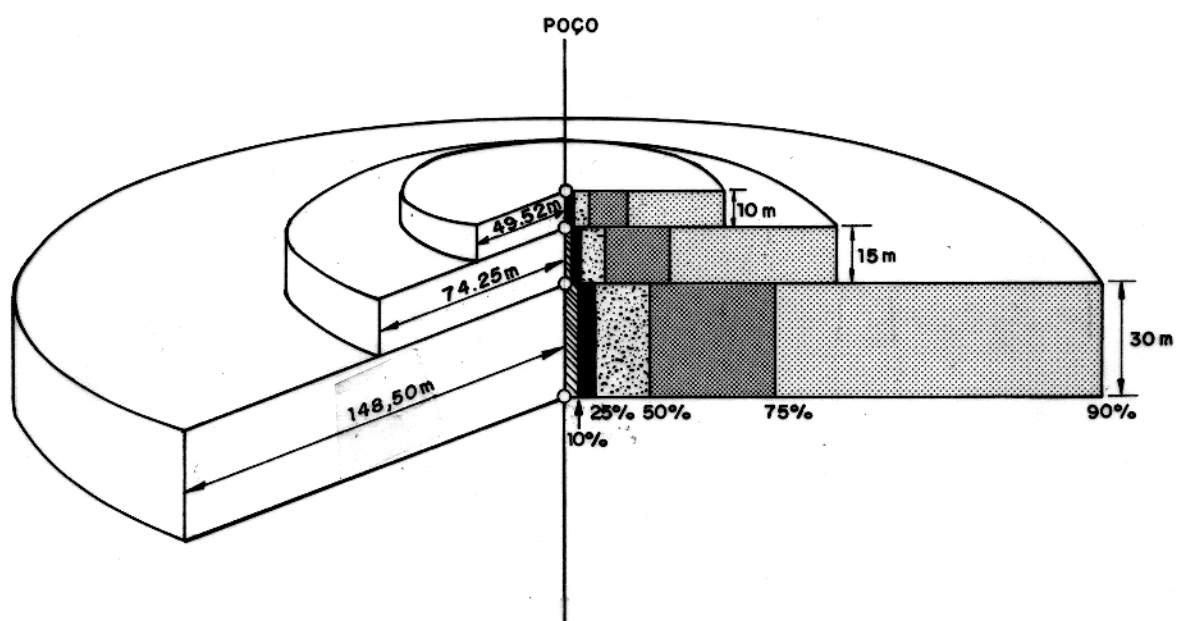


Figure 10: Mostra a relação entre espessura da camada investigada e os percentuais do efeito gravimétrico observado, distribuídos radialmente. Adaptado de McCulloh et al. (1968).

## CAPÍTULO 2

### AQUISIÇÃO DOS DADOS

#### 2.1. Introdução

Esta fase demandou um grande esforço de várias pessoas envolvidas no projeto para trazer o gravímetro de poço ao Brasil e estendeu-se de 9/10/90 (chegada do técnico Frederick G. Clutson-USGS e do gravímetro ) até 28/11/90 quando foi encerrado o levantamento no último poço.

O USGS possui dois gravímetros de poço: o L & R número 1 e o L & R número 6. Estes gravímetros possuem características operacionais diferentes, conforme Tabela 1. O gravímetro número 6, que para maior compacticidade foi desenhado para operar em uma faixa limitada de latitude, foi escolhido para os levantamentos no Brasil. Esta escolha se deveu a maior flexibilidade de suas características operacionais, principalmente no tocante ao diâmetro mínimo do poço. No entanto, este gravímetro só pode, na prática, operar em poços que têm diâmetro maior que 6 polegadas, devido às irregularidades nos poços. Assim, essa especificação ainda se mostrou muito restritiva, pois quase todos os poços mais novos da Bacia de Sergipe-Alagoas são de 5 polegadas.

Antes de ser trazido para o Brasil, o gravímetro número 6 foi submetido a um ajuste no seu elemento sensor, que foi realizado na empresa fabricante, a Lacoste & Romberg. Este ajuste foi necessário devido a diferente faixa de latitude de uma operação no Brasil em relação aos Estados Unidos, onde o gravímetro é operado freqüentemente. Assim, a calibração, que normalmente antecede a um levantamento, tornou-se especialmente importante para uma avaliação dos efeitos causados pelas modificações do gravímetro sobre as leituras.

Duas etapas subseqüentes à calibração completaram a fase de aquisição de dados. A primeira foi o trabalho de escolha da área e dos poços mais adequados ao levantamento, tanto do ponto de vista operacional quanto técnico. A outra, foi a operação de campo propriamente dita, que envolveu a perfilagem gravimétrica de três poços e um levantamento gravimétrico de superfície.

#### 2.2. Calibração dos gravímetros

Para a realização de uma calibração confiável, o U.S.G.S. adotou como padrão percorrer um circuito que apresente uma variação de aproximadamente 300 *mGal*. Este valor foi adotado por

Tabela de características

| Características   | L & R n° 6 | L & R n° 1 |
|-------------------|------------|------------|
| Diâmetro          | 4' 1/8     | 6'         |
| Temperatura       | 125 °C     | 100 °C     |
| Inclinação máxima | 12 – 14°   | 6°         |
| Faixa de operação | limitada   | mundial    |

Table 1: Características operacionais dos gravímetros de poço n°1 e n°6 ambos pertencentes ao USGS (Beyer, 1982).

abranger uma parte expressiva da variação máxima de leitura alcançada pelo gravímetro. Com isso, decidiu-se fazer a calibração no circuito de calibração de Itatiaia (RJ), que possui bases estabelecidas pelo Observatório Nacional e, em sua parte percorrida, apresenta uma variação de 278,12 *mGal* no valor de gravidade absoluta. Como extensão da calibração, foi também decidido aproveitar a diferença de latitude entre as cidades do Rio de Janeiro (RJ) e de Aracaju (SE), que é responsável por uma variação de gravidade de 592,54 *mGal*. A calibração foi realizada tanto para o gravímetro de poço quanto para o gravímetro de superfície. O gravímetro de superfície também foi fabricado pela Lacoste & Romberg (modelo G-628) e é propriedade da UFPa.

Durante a fase de calibração, o gravímetro de poço apresentou problemas de funcionamento após realizar leituras com boa repetibilidade. Estes problemas foram causados pela quebra de um parafuso de sustentação do elemento sensor do gravímetro, que ocorreu devido ao excesso de vibração, durante o trajeto de volta entre o Rio de Janeiro e Itatiaia. Tal fato, obrigou a vinda de um técnico da empresa fabricante Lacoste & Romberg para reparos, que foram realizados no CENPES/PETROBRÁS, no Rio de Janeiro.

A partir de então, ficou decidido, por parte do técnico do U.S.G.S., evitar os riscos de uma nova tentativa em Itatiaia e realizar a calibração somente utilizando a variação entre o Rio e

Aracaju. Para o gravímetro de superfície valeu a calibração de Itatiaia, mas para o gravímetro de poço, os dados obtidos em Itatiaia tornaram-se inúteis, após a intervenção no mecanismo sensor. Os dados obtidos na fase de calibração estão nas Tabelas 2 e 3 para os gravímetros de poço e de superfície, respectivamente. Para o gravímetro de poço, foi obtida uma diferença de 2,001 *mGal* entre as variações de gravidade absoluta e de leituras obtidas nas bases. Esta diferença serviu de base para o cálculo da constante de calibração (1,003461) utilizada durante a transformação de unidades de contagem para *mGal*. No caso do gravímetro de superfície, a diferença máxima obtida foi de 0,27 *mGal*, para uma variação de 592,54 *mGal* no valor absoluto das estações, o que indica boa precisão do equipamento. Por isso, não se modificou a sua constante de calibração.

### 2.3. Seleção da área e dos poços

A escolha da área e dos poços para a realização dos levantamentos com o gravímetro de poço e também para levantamento gravimétrico de superfície, ocorreu durante o período de 02/11/90 a 08/11/90, no escritório sede da Petrobrás em Aracaju, SE. Simultaneamente à seleção da área, o técnico do U.S.G.S. realizou a adaptação do equipamento à unidade de perfilagem da Petrobrás.

O problema proposto foi o da avaliação da resposta do perfil gravimétrico no estudo do embasamento produtor, onde ainda não existe uma metodologia geofísica eficiente, para selecionar intervalos de interesse para exploração de petróleo. Inicialmente, procurou-se dentro da área central de produção no embasamento, delimitar uma área com baixos gradientes verticais Bouguer, o que foi realizado com base num mapa de anomalias Bouguer na escala 1:25.000, de propriedade da Petrobrás. Esta escolha se deveu ao fato de o sinal produzido pelas zonas fraturadas ser pequeno e, conseqüentemente, fortes gradientes regionais podem mascarar o efeito destas zonas.

De posse do relatório de produção de Set./90 (PETROBRÁS/DENEST), um mapa de produção acumulada do ano de 1983 e um mapa estrutural do topo do embasamento, com a localização dos poços, foi iniciado o processo de seleção de sub-áreas que apresentassem discrepâncias de produção de hidrocarbonetos. Essas discrepâncias consistem em poços relativamente próximos (distância < 1000 m), onde houvesse grande contraste de produção, denotando mudanças nos parâmetros de formação ou condições de aprisionamento do petróleo.

Dentro dos critérios citados anteriormente, foram selecionadas três sub-áreas dentro da área

### Gravímetro de poço

| Calibração de Aracaju                                                               |                                |                   |                         |                         |
|-------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|-------------------|-------------------------|-------------------------|
| Estação                                                                             | Leituras <sup>(*)</sup> (mGal) | $\Delta g$ (mGal) | $\Delta g_{pad}$ (mGal) | $\Delta\Delta g$ (mGal) |
| ON                                                                                  | 1995,837                       |                   |                         |                         |
| RN – 329                                                                            | 1401,286                       | 594,551           | 592,550                 | 2,001                   |
| (*) Os valores já incluem os efeitos de marés<br>Constante de calibração = 1,003461 |                                |                   |                         |                         |

Table 2: Resultados da calibração do gravímetro de poço nº6.  $\Delta g$  foi a variação de leitura obtida com este gravímetro,  $\Delta g_{pad}$  é o valor padrão da variação de gravidade dado pelo Observatório Nacional e  $\Delta\Delta g$  foi a diferença observada.

### Gravímetro de superfície

| Calibração de Itatiaia                        |                                |                   |                         |                         |
|-----------------------------------------------|--------------------------------|-------------------|-------------------------|-------------------------|
| Estação                                       | Leituras <sup>(*)</sup> (mGal) | $\Delta g$ (mGal) | $\Delta g_{pad}$ (mGal) | $\Delta\Delta g$ (mGal) |
| ON                                            | 2387,72                        |                   |                         |                         |
| CAL 01                                        | 2197,28                        | 190,44            | 190,54                  | 0,10                    |
| CAL 02                                        | 2015,95                        | 181,34            | 181,54                  | 0,20                    |
| CAL 03                                        | 1922,08                        | 93,87             | 93,96                   | 0,10                    |
| Calibração de Aracaju                         |                                |                   |                         |                         |
| RN – 329                                      | 1795,45                        | 592,27            | 592,54                  | 0,27                    |
| (*) Os valores já incluem os efeitos de marés |                                |                   |                         |                         |

Table 3: Resultados da calibração do gravímetro de superfície G-628.  $\Delta g$  foi a variação de leitura obtida com este gravímetro,  $\Delta g_{pad}$  é o valor padrão da variação de gravidade dado pelo Observatório Nacional e  $\Delta\Delta g$  foi a diferença observada.

principal de produção no embasamento, que serão aqui tratadas por sub-áreas I, II e III. A seguir, iniciou-se a avaliação individual dos poços em cada uma destas sub-áreas para a determinação dos poços viáveis de serem perfilados. Este trabalho foi realizado com base nos relatórios dos setores de geologia e de produção, visando os seguintes aspectos:

- a. Operacionalidade: era necessário que o poço possuísse diâmetro de revestimento acima de 6 polegadas, inclinação máxima de 12 graus (ver Tabela 1 da página 21) e que apresentasse boas condições mecânicas. Estas últimas condições foram importantes porque, na área, o revestimento na maioria dos casos só alcança o topo do embasamento, e em muitos casos, há grande acumulação de parafina, decorrente do longo período de produção.
- b. Características favoráveis à interpretação dos dados: volume de informações que pudessem trazer suporte à fase de interpretação. Estas informações são principalmente, a quantidade e tipos de perfis corridos a poço aberto, existentes dentro dos intervalos de interesse e resultados dos testes de formação. Nos testes de formação, zonas com contrastes de permeabilidade são desejáveis para a avaliação da resposta produzida pelo gravímetro.

A partir desta análise, foi possível selecionar três poços nas sub-áreas I e III, e cinco poços na sub-área II. Restava, então, decidir qual a sub-área que mais se adequava ao problema proposto, sendo também operacionalmente viável.

As sub-áreas I e III apresentavam os poços de maior produção no embasamento, posicionados em nível estrutural mais baixo. Entretanto, a sub-área I apresentava grande distância entre os poços, o que dificultaria a integração dos dados e, neste caso, a opção seria a sub-área III.

A sub-área II fornecia maior flexibilidade na substituição de algum poço, em caso de um eventual impedimento na realização do levantamento em um dos poços escolhidos. Porém, faltavam informações sobre a inclinação de três dos cinco poços disponíveis, e também sobre o estado atual de alguns dos poços, pois os registros de intervenções nos poços do setor de produção eram muito antigos. Após avaliação final do setor de produção da Petrobrás, quanto às condições de boca de poço e de acesso para o deslocamento de todo o equipamento, foi escolhida a sub-área III, onde se apresentavam em disponibilidade os poços 7-CP-508-SE, 7-CP-658-SE e 7-CP-810-SE.

Após a definição da sub-área e dos poços, foram definidas também 24 estações na superfície (Fig. 11) para se ter um maior detalhe do gradiente vertical sobre os poços. As estações foram determinadas, utilizando-se o mapa de anomalia Bouguer e de localização das estações gravimétricas de levantamentos gravimétricos de superfície anteriores, na escala 1:25.000, com a finalidade de preencher áreas com pequena densidade de estações.

#### 2.4. Realização do levantamento

Levantamentos gravimétricos de poço diferem dos de superfície em dois aspectos básicos: na precisão do levantamento com o gravímetro de poço e no fato de que toda a operação com o gravímetro de poço é realizada por telemetria, num ambiente onde podem ocorrer flutuações bruscas de temperatura, choques mecânicos e vibrações, sem que se tenha uma monitoração adequada. Segundo Beyer (1971), a precisão de um levantamento gravimétrico, conduzido sob boas condições operacionais, é de aproximadamente  $10 \mu\text{Gal}$  (Fig. 12). Estas características do levantamento gravimétrico em poço fazem com que seja necessária uma metodologia rigorosa, para permitir bom controle de fatores como a deriva instrumental, variações de temperatura no instrumento e de posicionamento do gravímetro com precisão de poucos centímetros. Por isso, a qualidade dos dados vai depender basicamente do funcionamento dos equipamentos de telemetria e de como o levantamento foi planejado e conduzido, em função de se obter um controle completo dos fatores mencionados, especialmente da deriva instrumental. Segundo Rasmussem (1973), um mal planejamento do levantamento, incluindo a reocupação das estações, pode produzir valores irreais de deriva, que irão comprometer toda a fase de interpretação.

Os perfis gravimétricos foram realizados utilizando-se a unidade de perfilagem da Petrobrás operada pela EPP-1 (Equipe de Perfilagem da Petrobrás) e uma sonda tipo SPT para a sustentação do equipamento. Esse arranjo apresentou alguns inconvenientes devido à altura da torre do SPT (aproximadamente 10 m). Apesar de estar presa por cabos de aço em quatro pontos, a torre apresentou grande vibração durante o dia, devido a presença de fortes ventos na região. Por causa disso, os levantamentos foram sempre realizados à noite quando, ao contrário, os ventos eram amenos. Ainda assim, foi utilizada uma barra de fixação do cabo de perfilagem sobre o BOP ("blow out preventor") para minimizar a transmissão de ruídos, o que tornou ainda mais lento o processo de leitura.

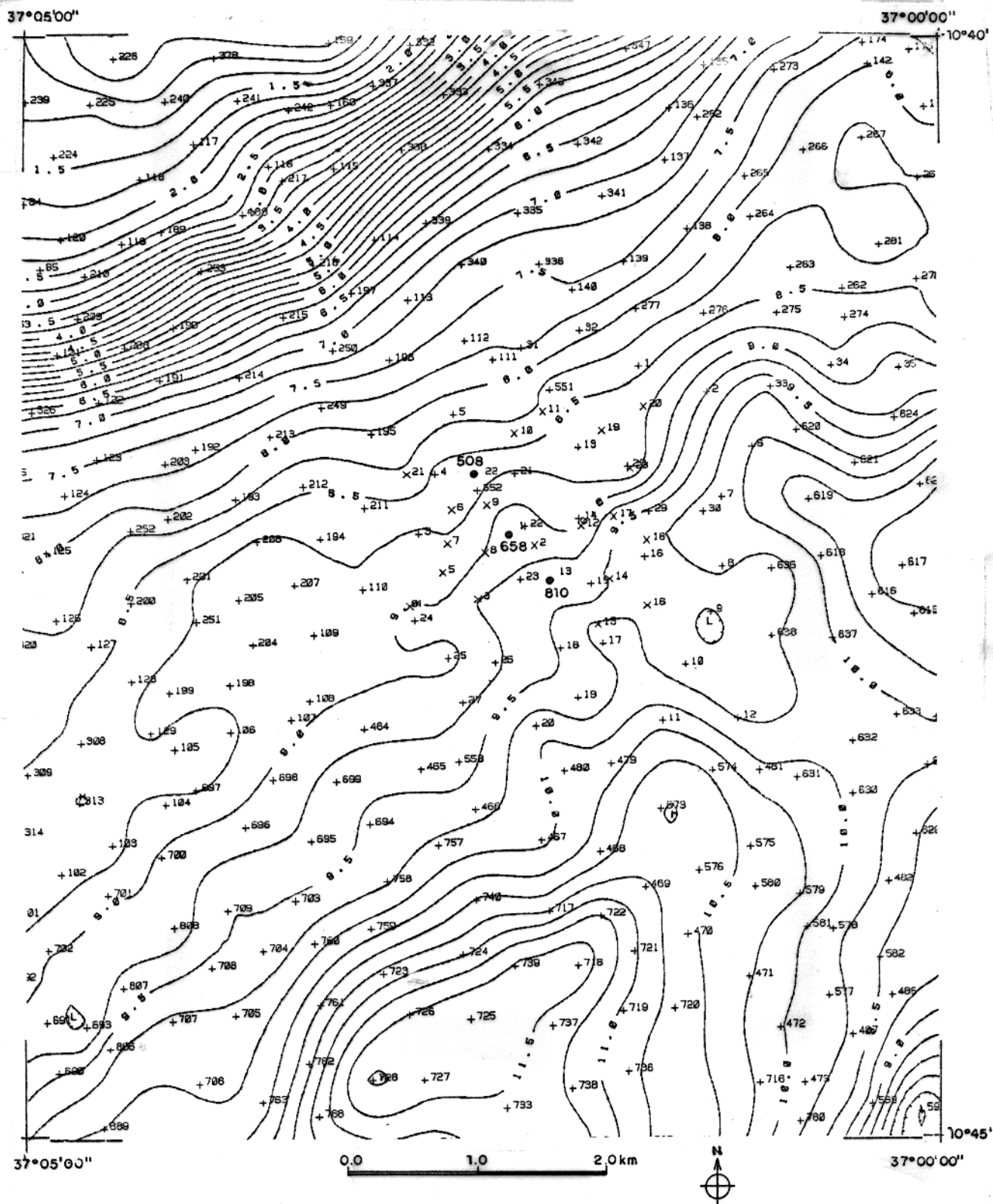


Figure 11: Mapa de anomalia Bouguer com a distribuição das estações pré-existentes (+) e das selecionadas para o detalhamento na vizinhança dos poços, que estão indicados no mapa (x). O intervalo de contorno do mapa é de 0,25 mGal e os detalhes da redução dos dados são discutidos no Capítulo 3.



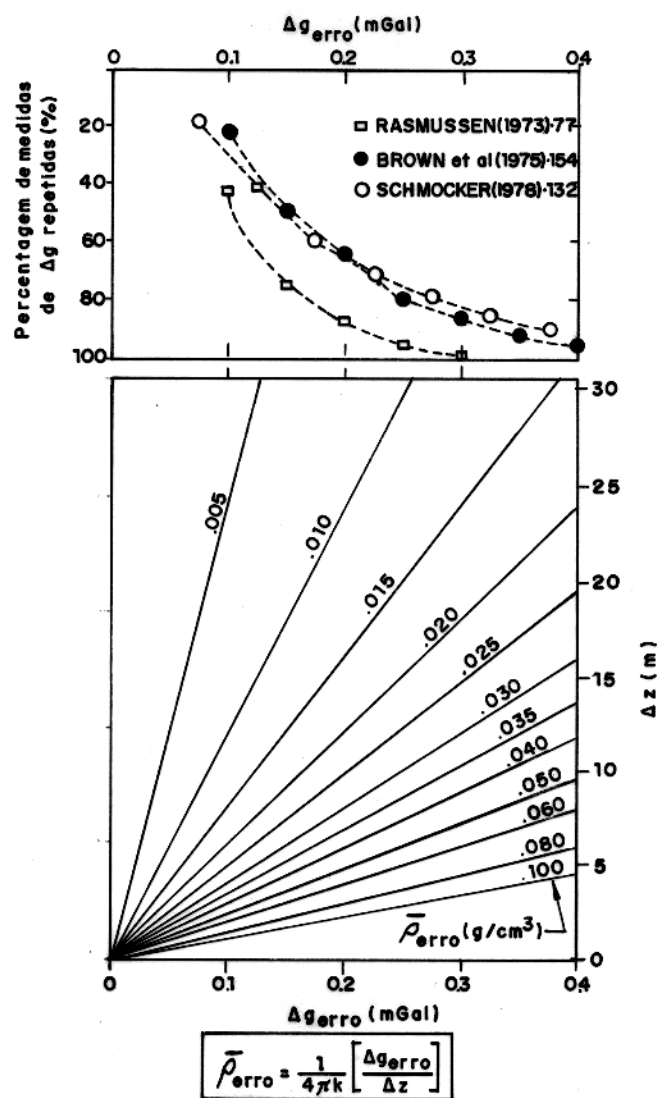


Figure 12: Precisão das leituras do gravímetro de poço e a sua influência no cálculo de densidade. Ao lado das citações dos autores estão indicados o número de leituras gravimétricas realizadas em cada estudo. Adaptado de Beyer (1971).

Antes de cada levantamento, foi realizada uma perfilagem para calibrar as profundidades do perfil gravimétrico com os outros perfis corridos a poço aberto, utilizando um arranjo GR-CCL ("Gamma Ray"- "Casing Collar Locator"). A calibração foi realizada através do estabelecimento da base zero, ( $z = 0$ ) na altura do BOP, e da correlação da curva de raios gama nova com a antiga obtida antes do revestimento do poço. Uma calibração precisa das profundidades é muito importante, devido ao fato de que os perfis de poço aberto, principalmente os de densidade, em conjunto com os testes de formação, foram a base para a escolha das estações gravimétricas. Além disso, a comparação entre as densidades obtidas com a gravimetria e as obtidas com o perfil de densidade convencional é indispensável na interpretação, como foi discutido na Seção 1.3. Uma boa concordância entre os dois perfis, na maioria dos intervalos, é um indicativo que ambos os dados representam valores confiáveis de densidade. Já as discrepâncias podem ter origem em erros no processo de obtenção dos dados ou nas diferenças nos princípios operacionais das duas ferramentas, em especial, no raio de investigação. No segundo caso estas discrepâncias são muito importantes na investigação de variação laterais da geologia.

Durante a perfilagem de correlação, ficou constatado que todos os três poços apresentavam profundidades atuais de fundo bem menores que as perfuradas originalmente. Este fato ocorre com frequência no Campo de Carmópolis, onde o revestimento dos poços é descido somente até a altura do topo do embasamento (Fig. 13), e por isso, o colapso da parede dos poços é praticamente inevitável. Este procedimento de revestimento é utilizado porque os técnicos não possuem um bom controle das zonas produtoras no embasamento, ou seja, não se pode precisar os intervalos que necessitam ficar abertos para a produção de óleo. Para a desobstrução dos poços, seria necessária uma nova perfuração, visto que a sonda normalmente não consegue circular os poços, devido ao tamanho dos fragmentos que os bloqueiam. Infelizmente, o tempo e os custos envolvidos em tal operação seriam incompatíveis com este experimento e os levantamentos ficaram limitados às novas profundidades de fundo.

No processo de escolha das estações, estas foram concentradas no embasamento, que foi o objetivo principal do estudo. Todas as estações do embasamento e aquelas a cerca de 100 m acima deste foram escolhidas com base no perfil de densidade e nos testes de formação. O critério utilizado foi o de amostrar os intervalos de mesma densidade, visto que as densidades fornecidas pelo

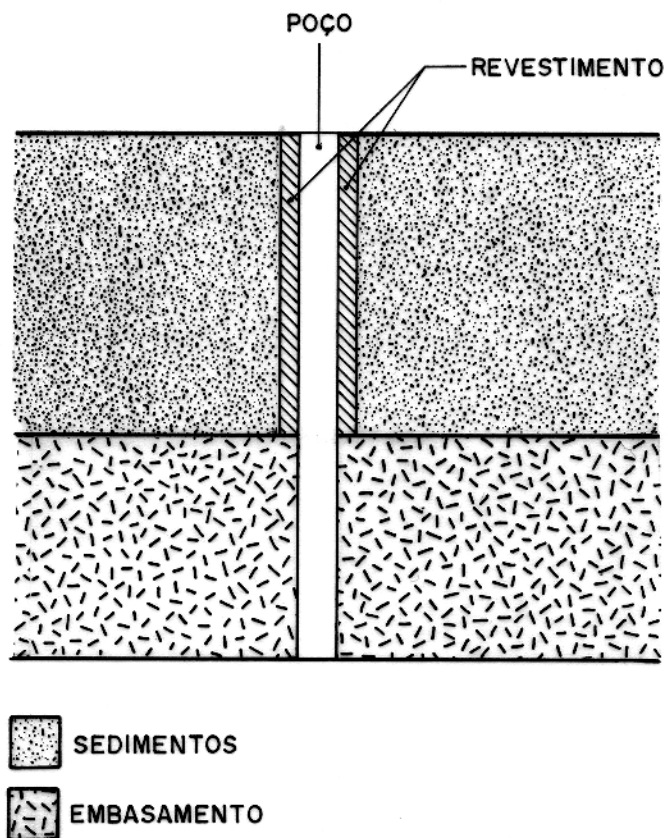


Figure 13: Esquema de revestimento dos poços na área do Campo de Carmópolis.

gravímetro de poço representam uma média linear de um intervalo. Além disso, era interessante amostrar os intervalos que apresentaram bons resultados nos testes de formação, já que o perfil de densidade, às vezes, não apresenta muitas variações no embasamento. Para o resto do pacote sedimentar, o critério adotado foi o da análise do perfil de raios gama, com o intuito de amostrar os principais conjuntos litológicos, para facilitar uma possível integração com os dados de superfície sem, contudo, aumentar excessivamente o número de estações.

Após a perfilagem de correlação, foram realizadas simulações da perfilagem com o gravímetro utilizando somente a câmara de proteção, acoplada a uma sonda, para verificar possíveis estrangulamentos no poço devido a deformações do revestimento ou acúmulo excessivo de parafina. Este processo assegura que o equipamento não seja colocado sob risco, já que este possui um diâmetro maior que as outras ferramentas de poço utilizadas anteriormente. Sob condições favoráveis asseguradas, o gravímetro era conectado com os equipamentos de telemetria e inserido na sonda. Tudo era preparado à boca do poço e na posição vertical. Um contador digital posicionado no corpo do gravímetro fornece a informação, através de leituras antes e após cada levantamento, se houve salto de contagem entre o contador na unidade de perfilagem e o contador no gravímetro. Este contador possui a menor divisão da ordem de 0,1 u.ct. (unidades de contagem).

Para a realização do levantamento, o U.S.G.S. costumava adotar, como metodologia, a leitura sequencial de todas as estações até o fundo. Na volta ao topo, procedia-se a reocupação de uma a cada cinco ou sete estações para o controle da deriva instrumental. Entretanto, esta metodologia apresentava grande dificuldade na localização de intervalos de ocorrência de "tares"<sup>1</sup>. Esta dificuldade causava, muitas vezes, a obtenção de valores irreais para a deriva instrumental, o que trazia reflexos na qualidade final dos dados. Então, para maior confiabilidade nos dados, em detrimento da rapidez de condução do levantamento, uma nova metodologia foi adotada (Robins, 1989). Esta metodologia serviu de base para todo o planejamento de reocupação das estações nos levantamentos de Sergipe. A partir de uma estação base, cerca de cinco a sete estações são ocupadas, sendo a última transformada numa nova estação base. Em seguida, retorna-se à estação base anterior para nova leitura. Se o valor observado estiver em concordância com a leitura anterior ( $\pm 30 \mu Gal$  ou menos após a retirada do efeito de marés), uma nova sequência de leituras é iniciada a partir da nova estação base (Fig. 14). Este processo se repete até o fundo do poço. Nos casos

---

<sup>1</sup>Termo em inglês usado para micro distensões da mola que introduzem um desnível nos valores de leitura.

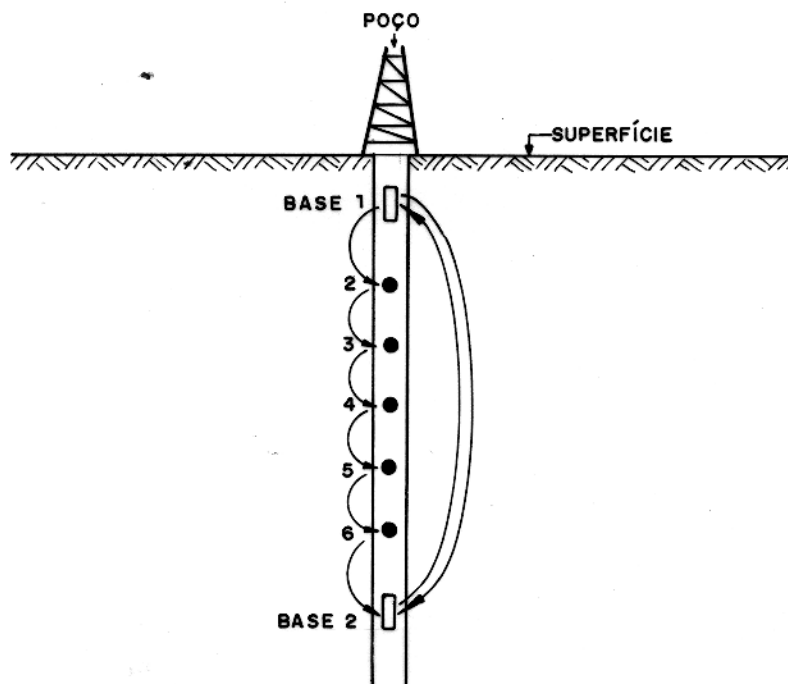


Figure 14: Esquema mostrando uma sequência de leituras de seis estações a partir da Base 1 para o controle de deriva instrumental. Na continuação, uma nova sequência se iniciaria a partir da Base 2.

em que uma sequência não apresente um fechamento satisfatório, repete-se todo o intervalo entre as bases e, provavelmente, um “tare” será encontrado.

Durante os levantamentos, os poços 658 e 810 apresentaram intensa percolação de gás em torno de 200 e 250 *m*, respectivamente, produzindo grande turbulência na coluna de fluidos dentro do poço. Isso impediu o nivelamento do gravímetro e, conseqüentemente, a realização de leituras nesses intervalos. A impossibilidade de monitoração dos efeitos dessa região de turbulência na deriva instrumental, provavelmente não linear, obrigou o técnico do U.S.G.S. a seguir uma conduta de reocupação das estações, diferente da planejada inicialmente.

Infelizmente, as deficiências registradas durante os levantamentos se converteram em dificuldades adicionais nas fases de redução e interpretação dos dados. Essas deficiências podem ser reunidas em dois grupos. O primeiro dificultou a redução dos dados, influenciando indiretamente a interpretação pela queda de sua qualidade. Neste grupo, podem ser considerados, além dos usuais saltos de contagem, o excesso de vibração no interior dos poços, a mudança de estratégia de reocupação das estações e um erro de fechamento na profundidade de 0,8 *m* no poço 810. O

segundo grupo influenciou diretamente na interpretação. Neste grupo está a falta de dados nos intervalos com percolação de gás e nas partes inferiores dos poços, que foram obstruídas. Isso restringiu as observações dentro do embasamento a um pequeno intervalo, onde o efeito do relevo do embasamento é bastante forte.

Paralelamente ao levantamento nos poços, foram conduzidas leituras nas 24 estações de superfície previamente selecionadas, para se obter um maior detalhamento da variação do campo gravimétrico na vizinhança dos poços, em complementação aos dados da Petrobrás. Devido a pouca disponibilidade da equipe de topografia, somente 13 estações foram locadas no trabalho topográfico. As outras 11 estações foram selecionadas sobre poços, cuja localização geográfica e elevação são conhecidas. No trabalho topográfico, as coordenadas geográficas foram determinadas por visada e as elevações foram obtidas por nivelamento com erro de fechamento melhor que 10 *cm*. Durante os trabalhos topográficos, foram checadas as coordenadas dos poços perfilados. Neste procedimento, foi constatada uma diferença de elevação de 0,74 *m* no poço 508 e de 0,57 *m* no poço 658, em relação aos dados do Arquivo Geral da Petrobrás. Após a locação das estações, as leituras foram realizadas com tempo máximo de reocupação entre estações bases de duas horas.

## CAPÍTULO 3

### TRATAMENTO DOS DADOS

#### 3.1. Introdução

A finalidade principal desta etapa foi a de reduzir os dados a uma forma que possibilitasse a realização de interpretação, tanto qualitativa quanto quantitativa dos mesmos. Para isto, a redução dos dados foi realizada de duas formas diferentes: uma automática e a outra manual. A primeira foi realizada utilizando o programa "Greduc", elaborado por Mike Webring (U.S.G.S.), para todo o processamento dos dados de superfície e parte do processamento dos dados de poço. A manual foi utilizada para as correções de leitura e salto de contagem (em unidades de contagem), de deriva e de profundidades. A opção de se fazer correções manuais para os dados de poço se deveu, principalmente, à necessidade de localização dos pontos em erro. Além disso, os problemas de percolação de gás ocorridos durante o levantamento fez com que todo o planejamento de reocupação das estações fôsse abandonado, e isso dificultou a adaptação do programa à nova seqüência de leitura, para a correção da deriva instrumental.

Os dados gravimétricos da Petrobrás também foram processados conjuntamente com os do levantamento de superfície, a partir dos valores de gravidade observados. Isto foi feito devido à falta de registro da metodologia utilizada para redução dos mesmos, o que poderia causar prejuízos na integração dos dois levantamentos.

#### 3.2. Metodologia

O programa "Greduc" é dividido em funções, o que possibilitou esse tipo de processamento, conjugando-se também as correções manuais. A seqüência utilizada para redução dos dados de superfície é mostrada no fluxograma da Figura 15. Para os dados de poço (Fig. 16) a conversão de unidades e o efeito de marés foram obtidos automaticamente através do programa e, a partir daí tudo foi realizado manualmente.

Os efeitos já mencionados de percolação de gás no poço, aliado a longas interrupções nas leituras, fizeram com que as medidas, em um mesmo poço, fossem separadas em levantamentos independentes para a correção de deriva instrumental. Após todas as correções, os levantamentos foram nivelados segundo um "off-set" obtido através de bases comuns. No poço 508, essa separação

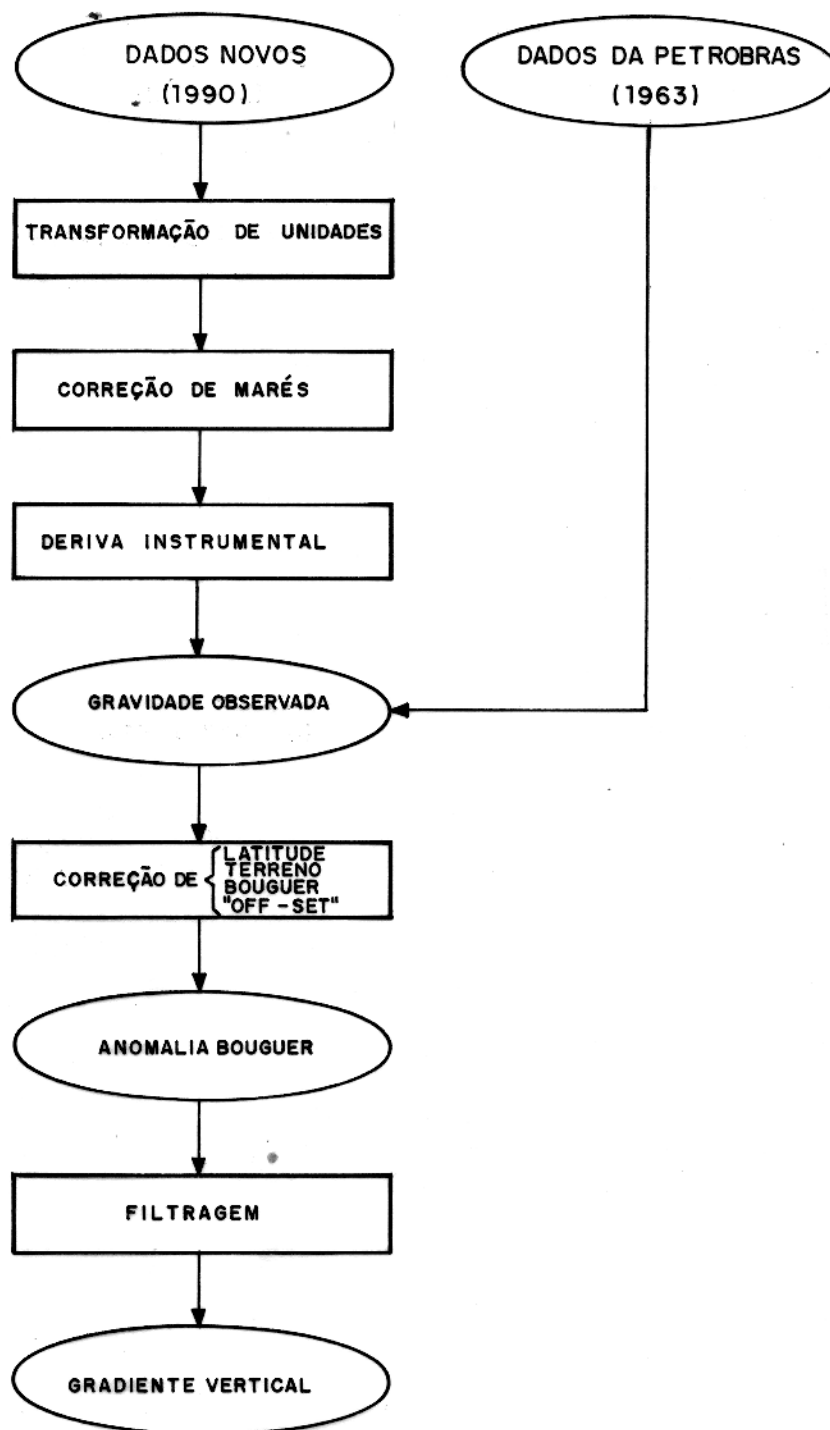


Figure 15: Fluxograma mostrando a sequência utilizada para redução dos dados gravimétricos de superfície.



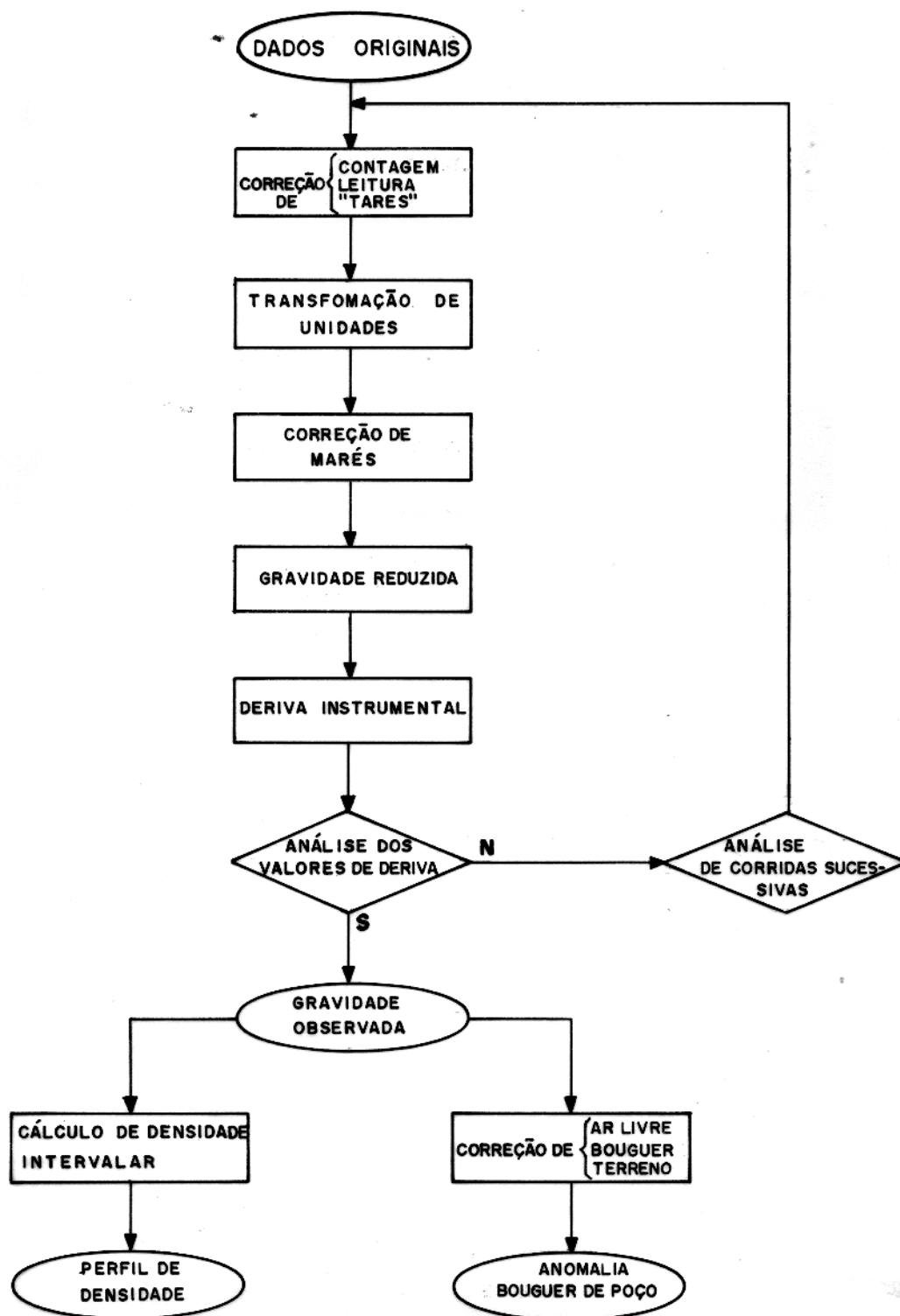


Figure 16: Fluxograma mostrando a sequência utilizada para a redução dos dados gravimétricos de poço.

em levantamentos independentes foi balizada por uma interrupção de doze horas, e nos poços 658 e 810 pelo intervalo de percolação de gás.

### 3.2.1. Transformação de unidades e correções de maré

Esta fase compreendeu a conversão das leituras de gravidade em unidades arbitrárias de contagem para *mGal*. Para a conversão, foram utilizadas tabelas de calibração específicas a cada gravímetro, que são fornecidas pela Lacoste & Romberg, e também o fator multiplicativo obtido na calibração precedente ao levantamento, realizada no Rio de Janeiro e em Aracaju. O valor de leitura em *mGal* ( $g_l$ ) é dado por

$$g_l = [(L - I) \times C + V] \times F, \quad (15)$$

onde  $L$  é a leitura em unidades de contagem,  $I$  é o limite inferior do intervalo de leitura,  $C$  é a constante intervalar,  $V$  é o valor intervalar em *mGal* e  $F$  é a constante de calibração.

Para a conversão de unidades, o programa "Greduc" utiliza um arquivo separado contendo as tabelas de calibração dos gravímetros. Como o programa foi desenhado para o tratamento de dados gravimétricos de superfície, foi necessária a introdução de algumas modificações, devido a maior precisão do gravímetro de poço em relação ao de superfície. Os valores de marés foram calculados e adicionados nas leituras em *mGal*.

### 3.2.2. Correções de deriva instrumental

As correções de deriva instrumental, no caso dos dados de superfície, foram realizadas pela subrotina "Gdrift", que utiliza um arquivo separado contendo valores corrigidos para as estações bases. O programa calcula a taxa de deriva de cada intervalo entre a reocupação das estações bases, que foram armazenadas num arquivo auxiliar. As correções foram efetuadas após a identificação do intervalo ao qual pertence cada estação. Para isso, o arquivo de dados necessitou obrigatoriamente de uma ordenação no tempo, o que foi realizado pela função "Sort" do programa. A deriva instrumental foi considerada como função linear do tempo, e sua taxa calculada pelo coeficiente da diferença de leitura e o tempo entre duas reocupações de uma estação base. Os valores de gravidade observada ( $g_{obs}$ ) foram obtidos por

$$g_{obs} = g_{rel} - DER \times \Delta T, \quad (16)$$

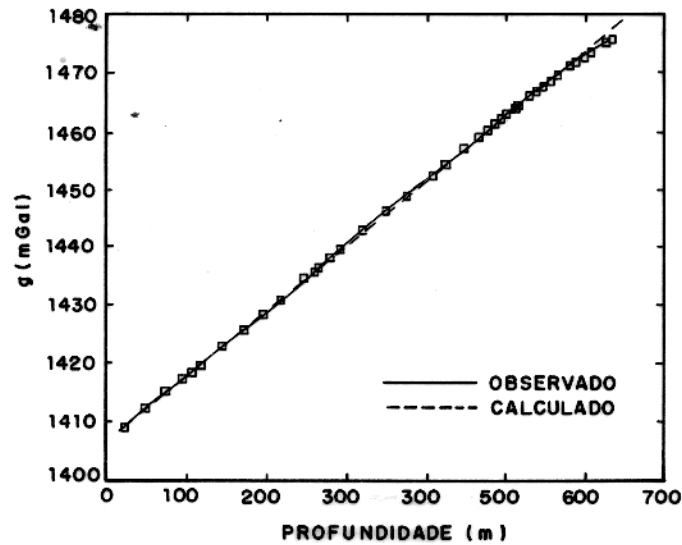


Figure 17: Curva com os valores das leituras gravimétricas corrigidas dos efeitos de marés para o poço 508. A linha tracejada é a reta ajustada pelo critério de mínimos quadrados.

onde  $g_{rel}$  é o valor da leitura em  $mGal$  corrigido pelo efeito de marés,  $DER$  é taxa de deriva do intervalo e  $\Delta T$  o intervalo de tempo decorrido após a última reocupação da estação base.

No caso dos dados de poço, a deriva instrumental foi calculada manualmente, utilizando-se gráficos de gravidade reduzida (Caton, 1981) e de deriva em função do tempo. Esta metodologia permitiu o acompanhamento detalhado do comportamento do instrumento, para assim, localizar os possíveis pontos em que ocorreram os saltos de contagem, erros de leituras e de posicionamento, a fim de evitar distorções nos valores de deriva. O primeiro passo para a obtenção dos valores de deriva consistiu em encontrar os pontos onde ocorreram os saltos de contagem. Para isso, foram analisados os gráficos de gravidade reduzida. Seguindo a metodologia de Caton (1981), a gravidade reduzida foi obtida através da subtração dos efeitos gravimétricos lineares, das leituras convertidas para  $mGal$ , incluindo os efeitos de marés. Os efeitos lineares são considerados aqueles obtidos pelo ajuste de uma reta aos dados observados, utilizando o critério de mínimos quadrados (Fig. 17). Matematicamente, esses efeitos, como função da profundidade  $z$ , podem ser escritos como

$$g^c(z) = c_1 z + c_0, \quad (17)$$

onde  $c_1$  e  $c_0$  são os parâmetros obtidos no ajuste. O valor da gravidade reduzida  $g^r$ , a uma dada

profundidade  $z_n$ , é obtido por

$$g^r(z_n) = g^l(z_n) - g^c(z_n), \quad (18)$$

onde  $g^l(z_n)$  é a leitura gravimétrica corrigida dos efeitos de marés a uma profundidade  $z_n$ . Com os valores de gravidade reduzida, foram gerados gráficos de corridas sucessivas que podem ser obtidas através de reocupações das estações bases. Por exemplo, a corrida número um é formada pelas primeiras ocupações das estações base. A corrida número dois pelas segundas ocupações e assim sucessivamente, para as corridas de ordem mais alta. Pelo número de reocupações de bases neste levantamento, foram obtidas três corridas por poço.

Através da análise dos gráficos (Figs. 18, 19 e 20), foi possível perceber que as estações bases nas profundidades de 377 m para o poço 508 e de 570,5 m para o poço 810, ambas na segunda corrida, apresentaram padrão anômalo para uma deriva linear. Nestas duas estações foram introduzidos os saltos de contagem de 0,1 u.ct. (unidades de contagem), para ajustar o padrão das curvas. No caso do poço 658, duas estações não estavam inseridas em nenhum "loop" para o controle de deriva e por isso foram retiradas. Por este processo e pela separação em levantamentos independentes, o salto de contagem de 0,6 u.ct. foi eliminado.

Após a correção dos saltos de leitura, foram realizadas as correções de deriva, de acordo com os processos tradicionais. Os resultados para os poços 658 e 810 foram bons. Entretanto, o poço 508 apresentou resultados muito oscilantes de deriva. Assim, foi realizado um novo processo de análise das corridas sucessivas, a partir dos dados já corrigidos para os saltos de contagem. Durante o processo de análise, foram identificados erros nas leituras das bases posicionadas nas profundidades de 377 e 495,5 m. Estes erros produziram valores irreais de deriva instrumental. Foi então, realizado um ajuste nestas bases, sem contudo, alterar os seus valores relativos.

### 3.2.3. Redução à anomalias Bouguer

Para os dados de poço, a metodologia de Caton (1981) de cálculo de gravidade reduzida é uma maneira equivalente e rápida de obtenção da anomalia Bouguer de poço, segundo o modelo de camadas horizontais infinitas com densidade constante (modelo linear). Entretanto, este procedimento não fornece um controle físico das correções introduzidas, ou seja, a densidade para a determinação do efeito Bouguer ( $4\pi\gamma\rho$ ) não é especificada. De maneira que, para efeito de análise

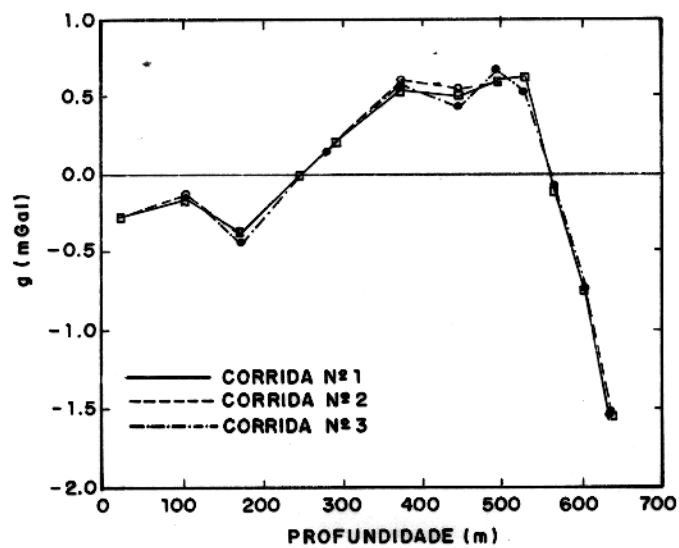


Figure 18: Valores de gravidade reduzida para diferentes corridas do gravímetro de poço para o poço 508.

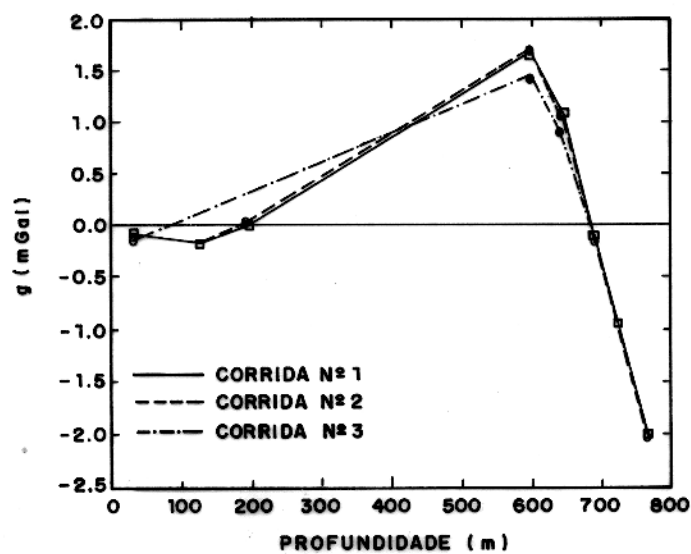


Figure 19: Valores de gravidade reduzida para diferentes corridas do gravímetro de poço para o poço 658.

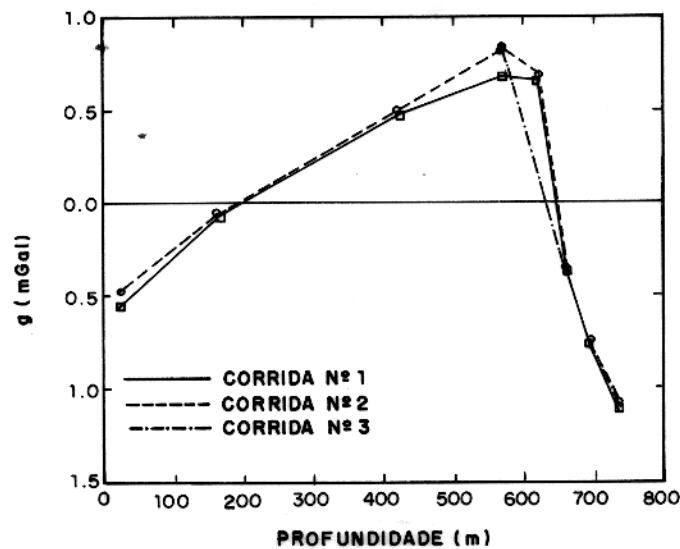


Figure 20: Valores de gravidade reduzida para diferentes corridas do gravímetro de poço para o poço 810.

de qualidade dos dados, este procedimento é bastante útil dada a sua rapidez, mas, para a interpretação, ele não é muito indicado. A forma de redução à anomalia Bouguer utilizada foi a de retirar o efeito de uma camada infinita dos dados, já corrigidos pelo gradiente de ar livre ( $0,3086 \text{ mGal/m}$ ). A densidade da camada utilizada foi a densidade média das rochas acima da sequência evaporítica fornecida pelos perfis de densidade convencionais (Tabela 4) e a superfície acima do poço foi o datum. Os resultados são apresentados nas Figuras 21, 22 e 23.

Tabela das densidades referência para cada poço

|                                     | 508     | 658     | 810     |
|-------------------------------------|---------|---------|---------|
| Intervalo (m)                       | 103-520 | 447-580 | 500-610 |
| Densidade média ( $\text{g/cm}^3$ ) | 2.326   | 2.352   | 2.333   |

Table 4: Estimativas para as densidades médias obtidas dos perfis de densidade convencionais.

Para os dados de superfície, os valores de correção de latitude, ar livre e Bouguer foram obtidos na subrotina "Anomaly", do programa "Greduc". Para estes cálculos, o programa utiliza

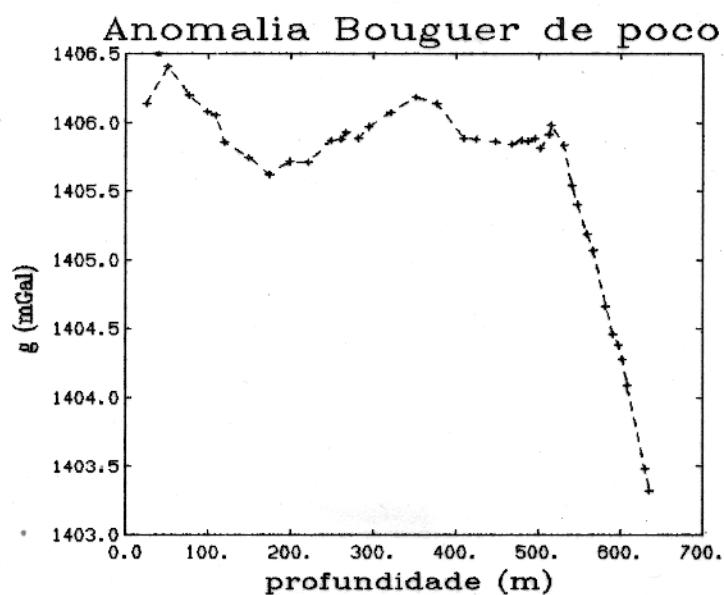


Figure 21: Curva Bouguer versus profundidade obtida para o poço 508.

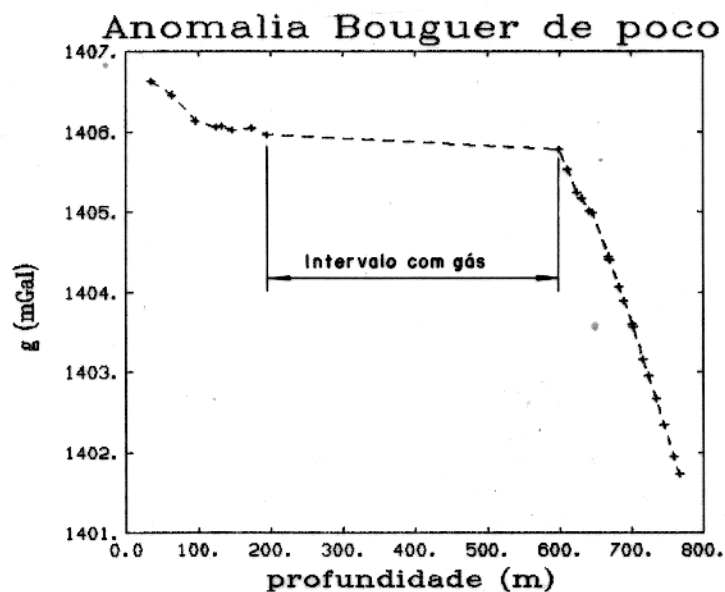


Figure 22: Curva Bouguer versus profundidade obtida para o poço 658.

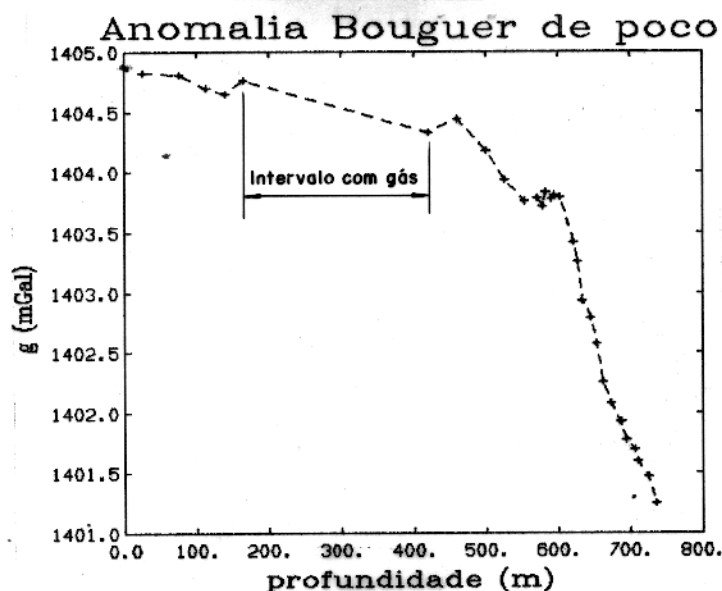


Figure 23: Curva Bouguer versus profundidade obtida para o poço 810.

a fórmula do IGRF 67. A densidade para a correção Bouguer utilizada foi a mesma da correção de terreno ( $2,2 \text{ g/cm}^3$ ) dada a proximidade do datum, que foi o nível do mar.

### 3.2.4. Correções de terreno

As correções de terreno foram realizadas pelo método de Hammer (Telford et al. 1976) que, no caso dos dados de poço, sofreu as adaptações descritas no trabalho de Hearst et al. (1980). A base cartográfica utilizada foi o mapa topográfico da Petrobrás (1963), com escala 1:25000, para as zonas "h" e "g" do método de Hammer. O mapa foi ampliado para a escala de 1:15000 para as zonas "e", "d" e "c". As elevações médias dos setores foram obtidas da base topográfica através da utilização de uma rede de Hammer em papel vegetal. Em seguida, as elevações foram processadas para o cálculo dos efeitos de terreno.

Para a determinação da densidade do terreno, foram realizados dois perfis de Nettleton (Telford et al. 1976), que apresentaram densidades variando entre  $1,9$  e  $2,2 \text{ g/cm}^3$  (Figs. 24 e 25). A densidade adotada foi  $2,2 \text{ g/cm}^3$  por corresponder às zonas mais próximas dos poços. Os valores de terreno obtidos foram adicionados nos dados de anomalia Bouguer.



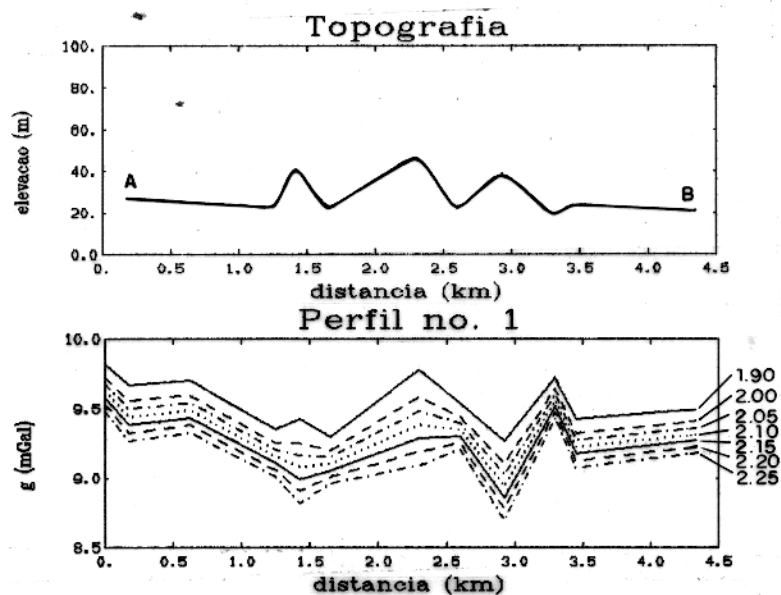


Figure 24: Perfil de Nettleton utilizado para a determinação da densidade de redução à anomalia Bouguer. As densidades (em  $g/cm^3$ ) utilizadas são mostradas ao lado de cada curva e a localização do perfil pode ser observada na Figura 26.

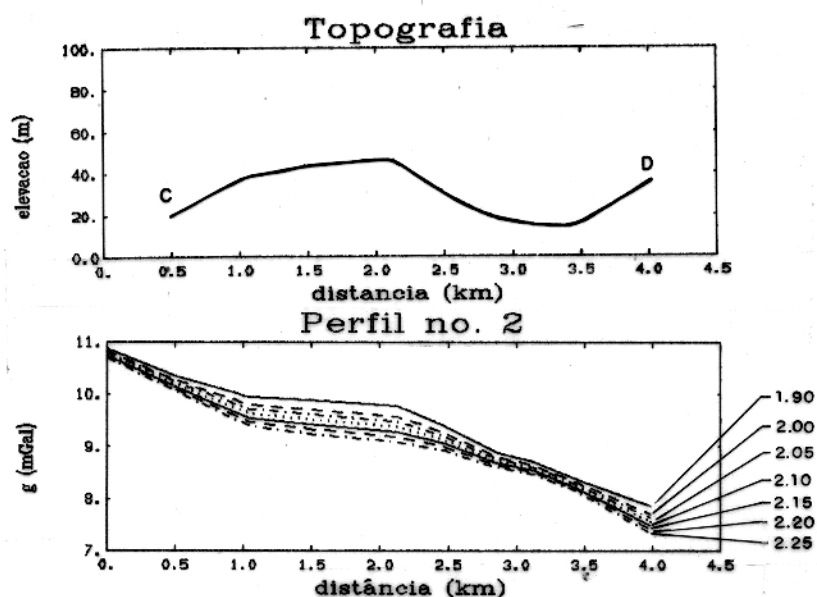


Figure 25: Perfil de Nettleton realizado na direção de maior variação do campo, que pode ser observado na Figura 26.

### 3.3. Integração dos levantamentos gravimétricos de superfície

A integração dos dados gravimétricos da Petrobrás, com os dados coletados durante os trabalhos de campo, foi realizada pela minimização do desnível absoluto médio. O desnível absoluto médio  $\overline{D}$  foi obtido a partir de "grids", com os nós coincidentes, da anomalia Bouguer dos dois levantamentos como sendo

$$\overline{D} = \frac{\sum_{i=1}^N |g_{1i} - g_{2i}|}{N}, \quad (19)$$

onde  $N$  é o número de pontos dos "grids",  $g_{1i}$  e  $g_{2i}$  são os  $i$ -ésimos valores da anomalia Bouguer dos dados da Petrobrás e dos dados coletados durante os trabalhos de campo, respectivamente. O valor do "off-set" correspondente ao desnível absoluto mínimo foi adicionado nos valores Bouguer dos dados coletados. Após a conjugação dos dados, os mesmos foram interpolados para um espaçamento regular entre as estações de 50 m, utilizando o algoritmo de Briggs (1974). O produto final é o mapa de contorno mostrado na Figura 26.

### 3.4. Mapa de gradiente vertical

O mapa de gradiente vertical foi gerado a partir do mapa de anomalia Bouguer integrado, utilizando a transformação do campo para o domínio da frequência. As transformadas de Fourier direta e inversa em 2-D de uma função  $f(x, y)$  é definida pela seguinte formulação:

$$g(p, q) = \mathcal{F}[f(x, y)] = \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-i(px+qy)} dx dy$$

e

$$f(x, y) = \mathcal{F}^{-1}[g(p, q)] = \int_{-\infty}^{\infty} g(p, q) e^{i(px+qy)} dx dy. \quad (20)$$

A derivada vertical de  $f(x, y)$  pode ser obtida por

$$\frac{\partial f(x, y)}{\partial z} = \mathcal{F}^{-1}[\sqrt{p^2 + q^2} g(p, q)], \quad (21)$$

onde  $p = 2\pi f_x$  e  $q = 2\pi f_y$

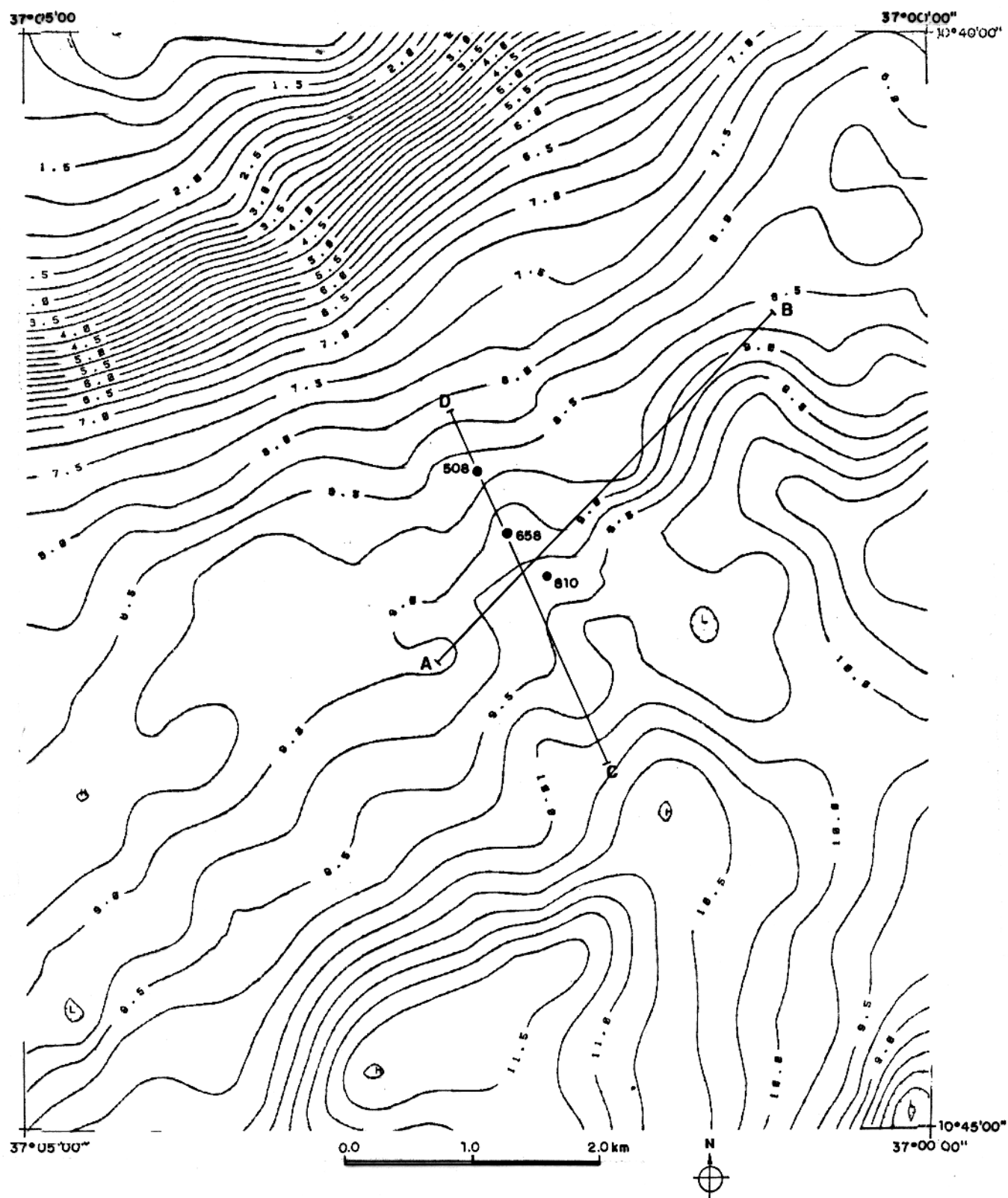


Figure 26: Mapa de anomalia Bouguer após a integração dos dados da Petrobrás e levantamento de superfície realizado. Intervalo de contorno de  $0,25 \text{ mGal}$  e densidade de redução de  $2,2 \text{ g/cm}^3$ . Também se encontram representados os perfis de Nettleton utilizados na determinação da densidade de redução.

Antes de realizar a transformada de Fourier, um nível de base foi retirado dos dados e para realizar a transformada de Fourier 2-D, foi utilizado o algoritmo de Claerbout (1976). Devido a amplificação das altas frequências, foi realizada uma filtragem posterior usando um filtro passa baixa, com frequência de corte de 0,166 ciclos/ intervalo de amostragem  $\lambda = (0,3km)$  e atenuação de 0,050 ciclos/intervalo de amostragem  $\lambda = (1,0km)$ . Para atenuar o fenômeno de "Gibbs", o "grid" foi estendido lateralmente em 50 % de seu tamanho por extrapolação, com o decaimento até zero a partir dos 10 % finais dessa extensão. O resultado pode ser analisado na Figura 27.

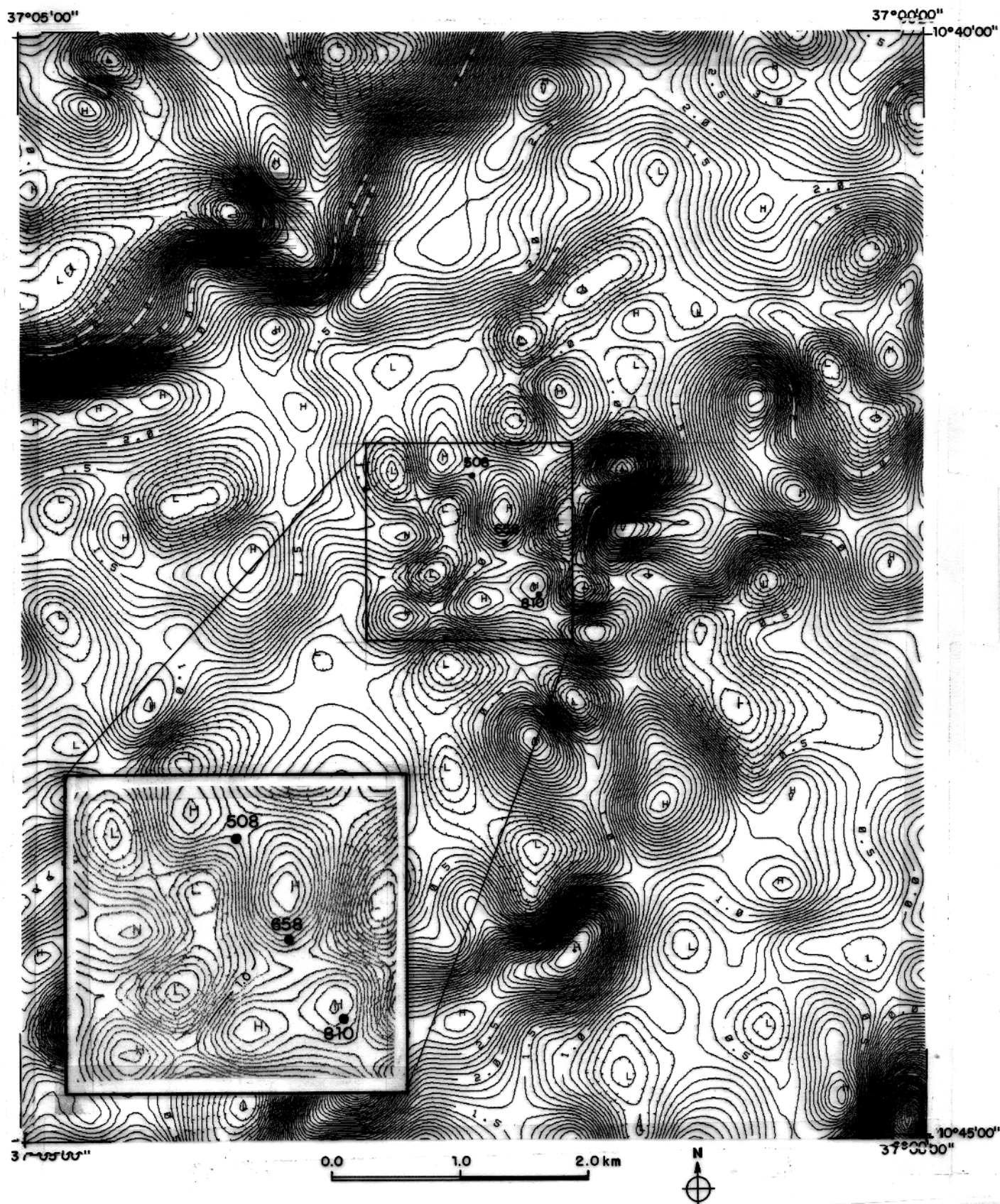


Figure 27: Mapa do gradiente vertical da anomalia Bouguer com intervalo de contorno de 0,1 mGal/m.

## CAPÍTULO 4

### INTERPRETAÇÃO

#### 4.1. Construção do modelo

##### 4.1.1. Aspectos geológicos

A evolução tectono-sedimentar da Bacia Sergipe-Alagoas se assemelha bastante a das demais bacias da margem leste brasileira (Fig. 28). Elas são resultados da separação continental entre a América do Sul e África, por movimentos distensivos, num regime transtensional no início da formação do "rift" (Lana, 1990). Já Lima (1987) utilizou o modelo de descolamento crustal, extensão oblíqua e falhas de transferência, para explicar parte das mesmas feições.

Três estágios básicos de evolução são reconhecidos: pré-"rift", "rift", pós-"rift" diferenciados pelo tipo de sedimentação e estilo tectônico próprios (Van Der Ven et al., 1989). Os sedimentos foram depositados sobre um embasamento constituído por rochas pré-cambrianas, que inclui rochas formadas durante o ciclo orogenético brasileiro, e rochas paleozóicas depositadas em regime de estabilidade crustal no interior do craton Brasil-África.

No final do estágio "rift", uma superfície de erosão foi esculpida sobre rochas pré-apertianas expondo o embasamento pré-cambriano, em algumas partes da bacia, como no Alto de Aracaju (Fugita, 1974). No estágio subsequente pós-"rift", sobre essa discordância, foram depositados os conglomerados do Membro Carmópolis. Na sequência, houve a deposição dos evaporitos do Membro Ibura e carbonatos e folhelhos do Membro Oiteirinhos, todos da Formação Muribeca. Esta unidade foi depositada inicialmente por processos fluviais (Mb. Carmópolis) e posteriormente numa planície costeira já com início de restrição (Mb. Ibura) e culminando com ambiente lagunar aberto representado pelo Membro Oiteirinhos (Szatmari et al. 1974).

No prosseguimento da separação continental, com o rompimento das barreiras de restrição, começa a haver deposição sob condições marinhas cada vez mais francas e profundas, com o desenvolvimento de plataformas e taludes carbonáticos traduzidos pelas formações Riachuelo e Cotingui-ba. Schaller (1969) definiu a Formação Riachuelo como composta por quatro membros. O Membro Angico depositado nas partes mais proximais às falhas da bacia é constituído por conglomerados



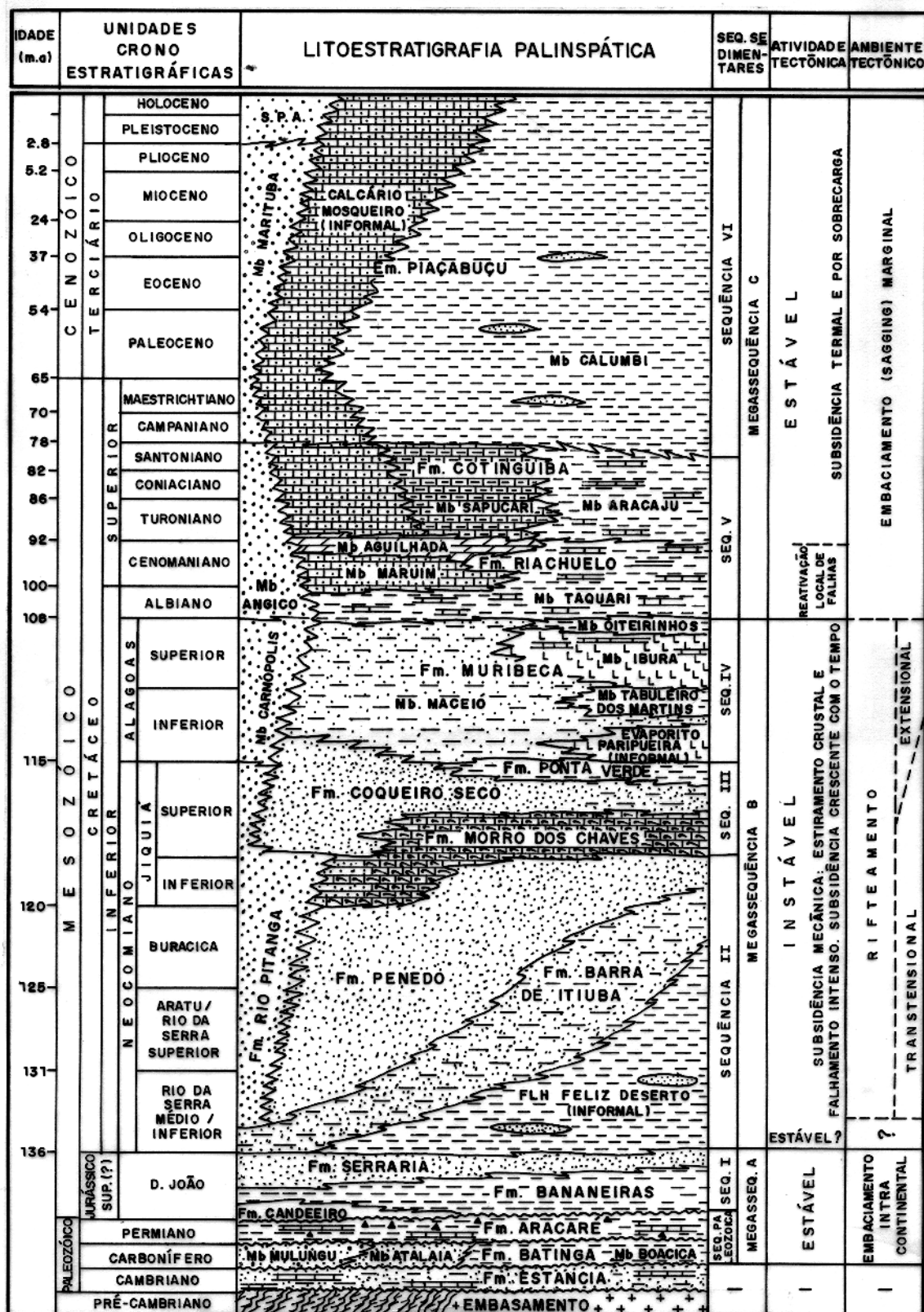


Figure 28: Coluna estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas. Adaptada de Falkenhein et al. 1985 (in Lana, 1990).

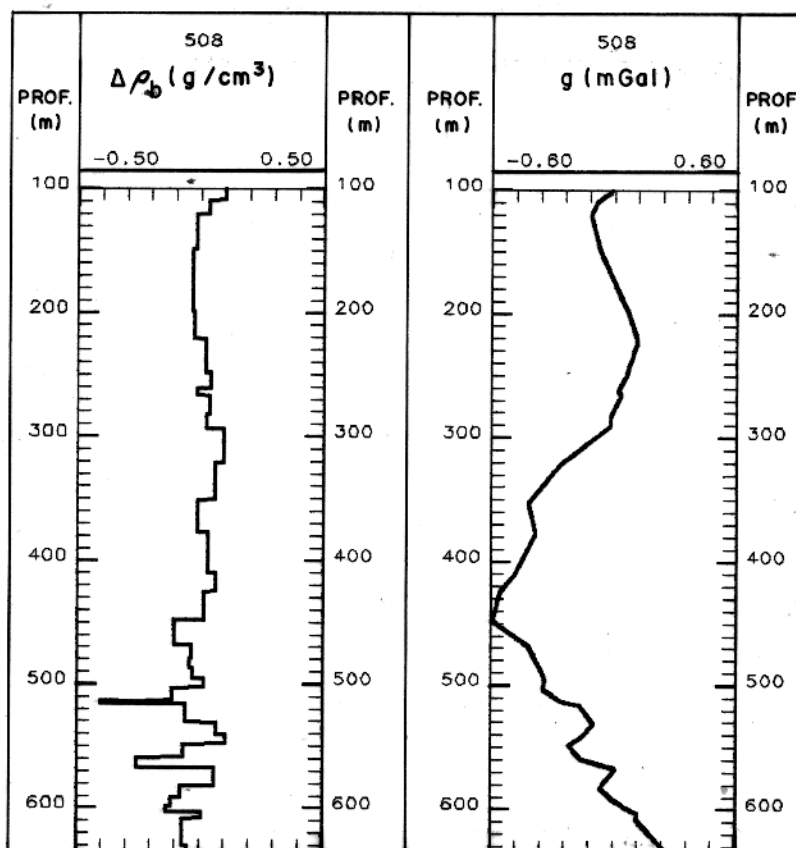


Figure 29: Perfil de diferença de densidade e de “anomalia Bouguer de poço” para o poço 508, obtida segundo a metodologia de Snyder (1976). No perfil de “anomalia Bouguer de poço”, nota-se claramente a existência de uma componente do campo de maior comprimento de onda.

sintectônicos, representando provavelmente um conjunto de leques aluviais coalescentes. O Membro Angico grada lateralmente para o Membro Taquari, constituído por folhelhos intercalados com siltitos e calcários micríticos. O Membro Maruim consiste principalmente de calcários oolíticos. O Membro Aguilhada é composto por dolomitos sacaroidais e calcários não dolomitizados. Este conjunto constitui um pacote formado entre o Aptiano Superior e o Albiano Superior. No Terciário desenvolveu-se uma inconformidade regional recoberta pelo Grupo Barreiras.

#### 4.2.2. Aspectos geofísicos

O primeiro passo na interpretação dos perfis gravimétricos de poço consistiu na busca de um modelo, o mais simples possível, capaz de explicar os dados observados. A análise da “anomalia Bouguer de poço” (Fig. 29) mostrou um padrão claramente atípico em relação às curvas normalmente obtidas, tais como mostrado na Figura 4 (página 11). Isso foi causado pela presença



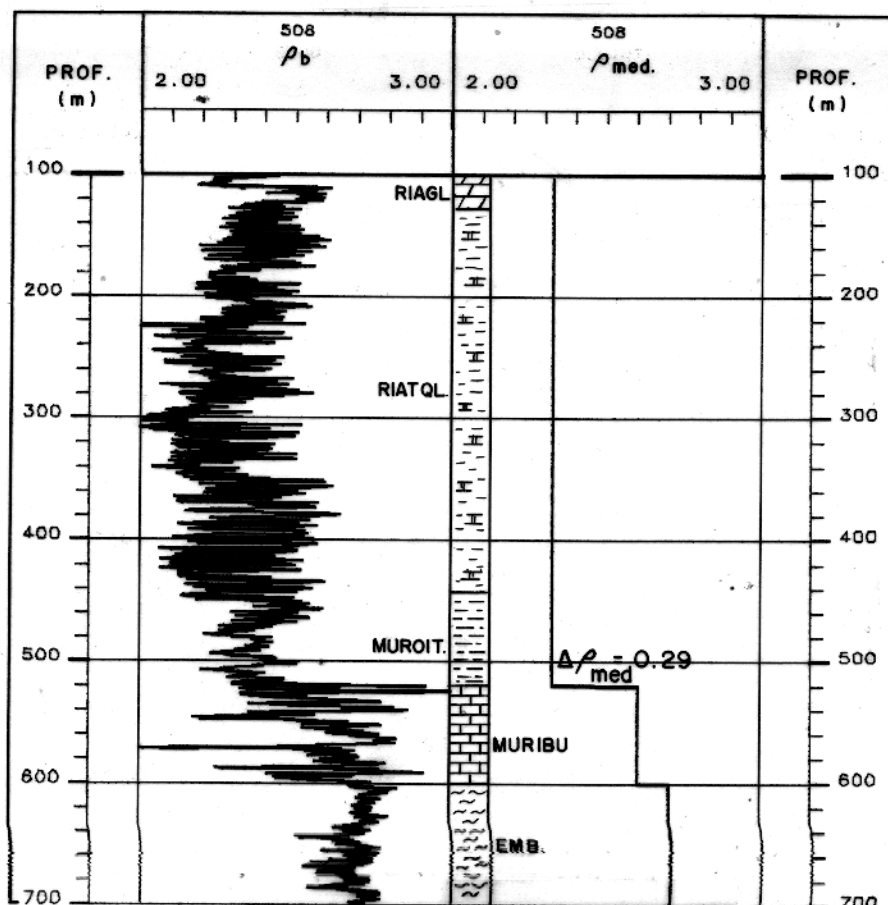


Figure 30: Perfis de densidade e de densidade média para o poço 508, onde pode ser notado o salto na densidade média à profundidade de 520 m. Esse nível corresponde ao topo do Membro Ibura, da Formação Muribeca. A simbologia das formações está representada na pág. 54.

de uma componente de maior comprimento, causada por feições geológicas não interceptadas pelo poço. Estas feições foram reconhecidas com base na interpretação qualitativa dos dados geológicos e geofísicos disponíveis.

A superfície de erosão pré-aptiana é responsável pelo relevo não só do embasamento, mas também, pelo das seqüências superiores afetadas por estruturação adiastrófica. O conjunto litológico formado pelo embasamento e pelo Membro Ibura, da Formação Muribeca, apresenta contraste de densidade significativo em relação ao resto do pacote sedimentar (Fig. 30). Isso representou um problema na interpretação, devido a sua proximidade da superfície e seu relevo diferencial, o que causou gradientes verticais significativos, registrados a medida que o gravímetro se aproximava e atravessava as suas superfícies de contato. Com isso, tornou-se necessária a inclusão desses efeitos

no modelo interpretativo, para corrigir as distorções nas estimativas de densidade decorrentes do modelo de camadas planas.

Inicialmente, esses efeitos pareceram ser causados apenas pelo embasamento, mas os pontos de “quebra”<sup>1</sup> das curvas de anomalia Bouguer (Fig. 31) não corresponderam às profundidades do embasamento, mas aproximadamente às profundidades apresentadas pelo Membro Ibura, da Formação Muribeca, segundo os dados do arquivo geral da Petrobrás (Fig. 32). Essas curvas de anomalia Bouguer de poço foram obtidas a partir das densidades médias, fornecidas pelos perfis de densidade para as rochas posicionadas acima do Membro Ibura, da Formação Muribeca. Este procedimento se revelou ser muito mais eficiente para revelar os pontos de “quebra” do que o proposto por Snyder (1976), que foi utilizado para obter a anomalia Bouguer de poço mostrada na Figura 29. Nessa figura, o ponto de “quebra” não pode ser visto claramente.

Para contornar o problema de pequenas diferenças de profundidade entre os pontos de quebra e o topo da Formação Muribeca, utilizou-se o perfil de correlação estratigráfica (Fig. 33) baseados em perfis litológicos (Gonçalves, 1991), que foram elaborados a partir dos perfis de raios gama, neutrão e de densidade dos três poços. Na Figura 33 o posicionamento de algumas interfaces diferem um pouco em relação às interfaces observadas na Figura 32. Entretanto, estas se revelaram mais compatíveis com os perfis gravimétricos, pois os pontos de “quebra” observados nos dados correspondem exatamente às profundidades do topo do Membro Ibura, da Formação Muribeca.

Para viabilizar a formulação de um modelo interpretativo mais realístico, foram utilizadas informações sobre a coluna estratigráfica de todos os poços na área (Arquivo Geral da Petrobrás), perfis de densidade convencionais e dados gravimétricos de superfície. De posse dessas informações, a primeira etapa para a construção do modelo interpretativo foi a reconstituição de ambas as superfícies (Fig. 34). Para tal, foram utilizadas as informações sobre as profundidades do topo do embasamento e do Membro Ibura, da Formação Muribeca, em 219 poços, na área. A reconstituição dessas superfícies foi realizada por interpolação em um “grid” regular ( $50 \times 50$  m), utilizando o algoritmo de Briggs (1974). A interpolação faz valer a premissa de suavidade entre os pontos amostrados, o que é, na verdade, uma aproximação, pois a superfície do embasamento é estruturalmente bastante complexa. Mas considerando que os dados de poço constituem informações discretas, uma

<sup>1</sup>ponto onde é nítida a penetração do gravímetro em camadas de maior densidade, causando uma mudança no padrão da anomalia Bouguer.

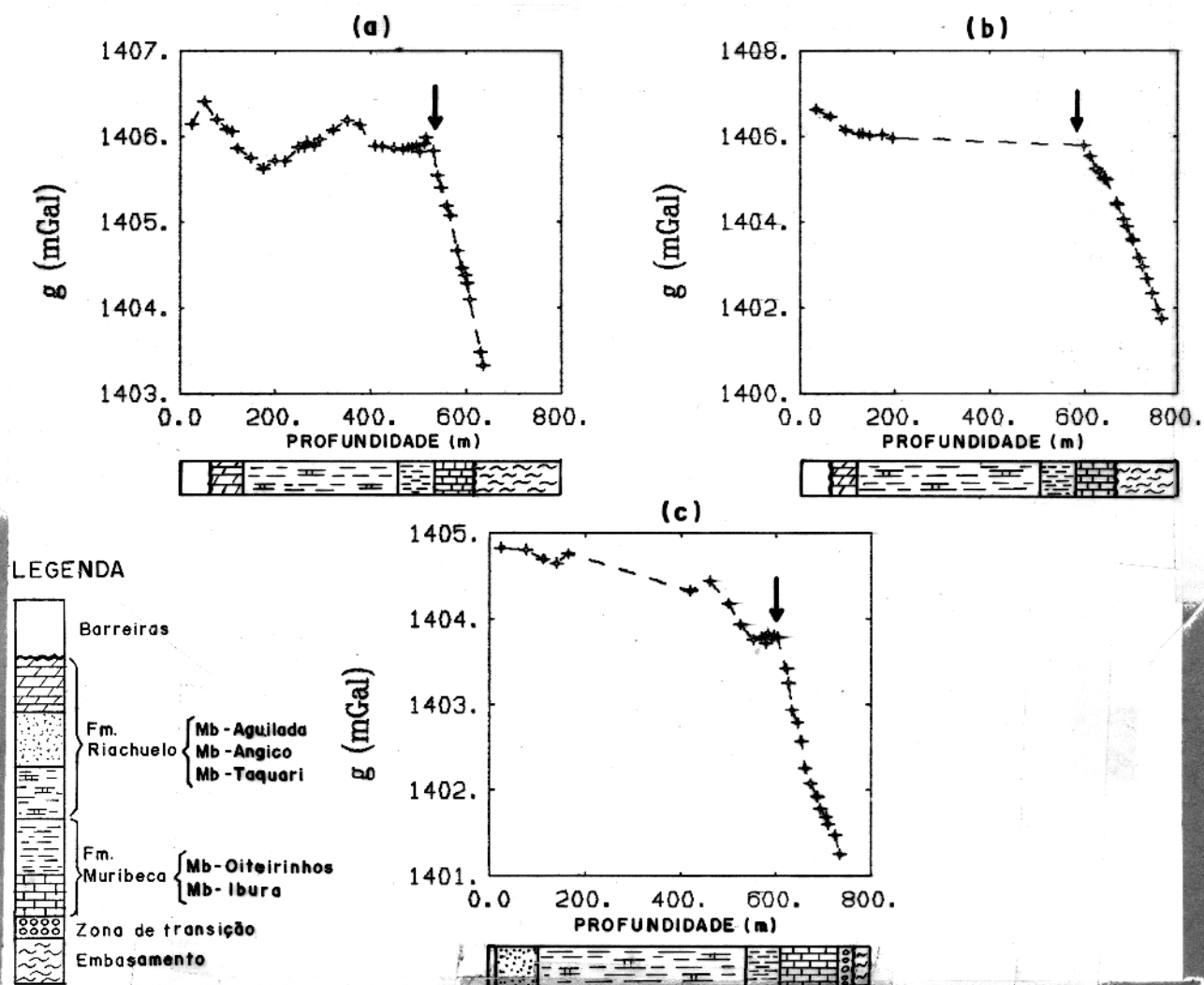


Figure 31: Pontos de mudança de comportamento das curvas de anomalia Bouguer (pontos de “quebra”) indicando a penetração do gravímetro de poço em camadas de maior densidade. a) poço 508, b) poço 658 e c) poço 810. Essas curvas foram obtidas utilizando uma densidade média obtida nos perfis de densidade para as rochas acima dos pontos de quebra observados em cada poço (Tabela 4).

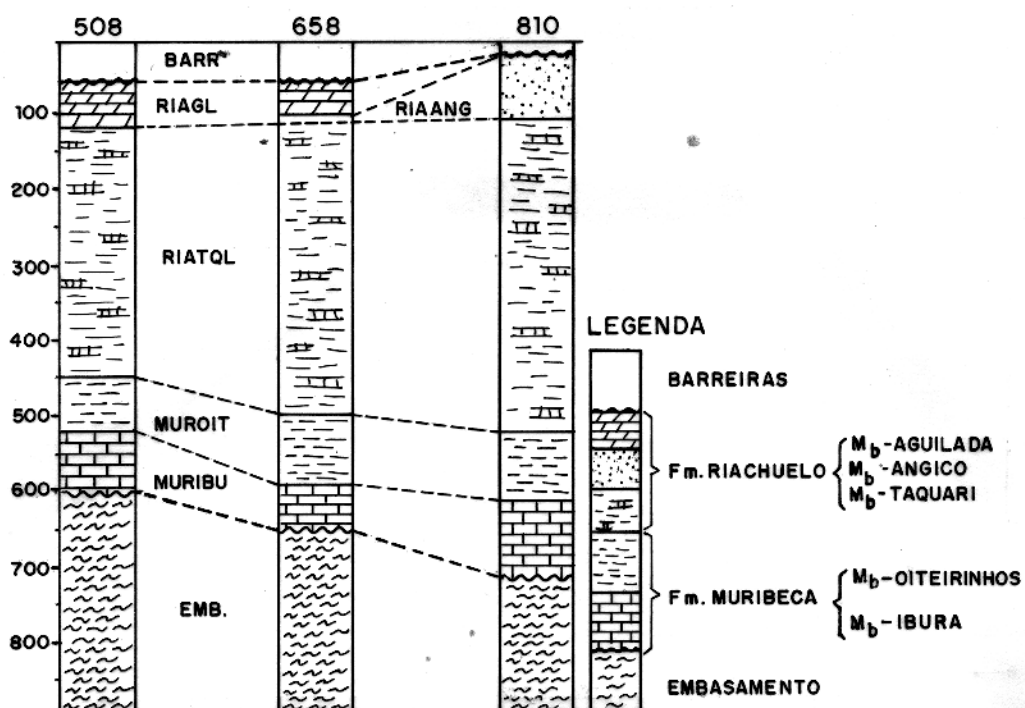


Figure 32: Correlação estratigráfica dos poços perfilados. Baseada no Arquivo Geral da Petrobrás.

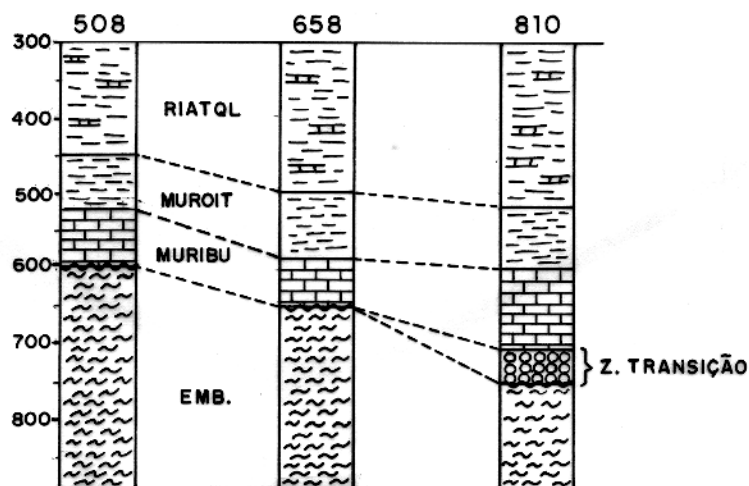


Figure 33: Correlação estratigráfica dos poços perfilados. Elaborado a partir da interpretação litológica dos perfis de densidade, raios gama e neutrão, realizada por Gonçalves (1991). Segundo essa interpretação, a zona de transição indicada na figura corresponde a conglomerados.

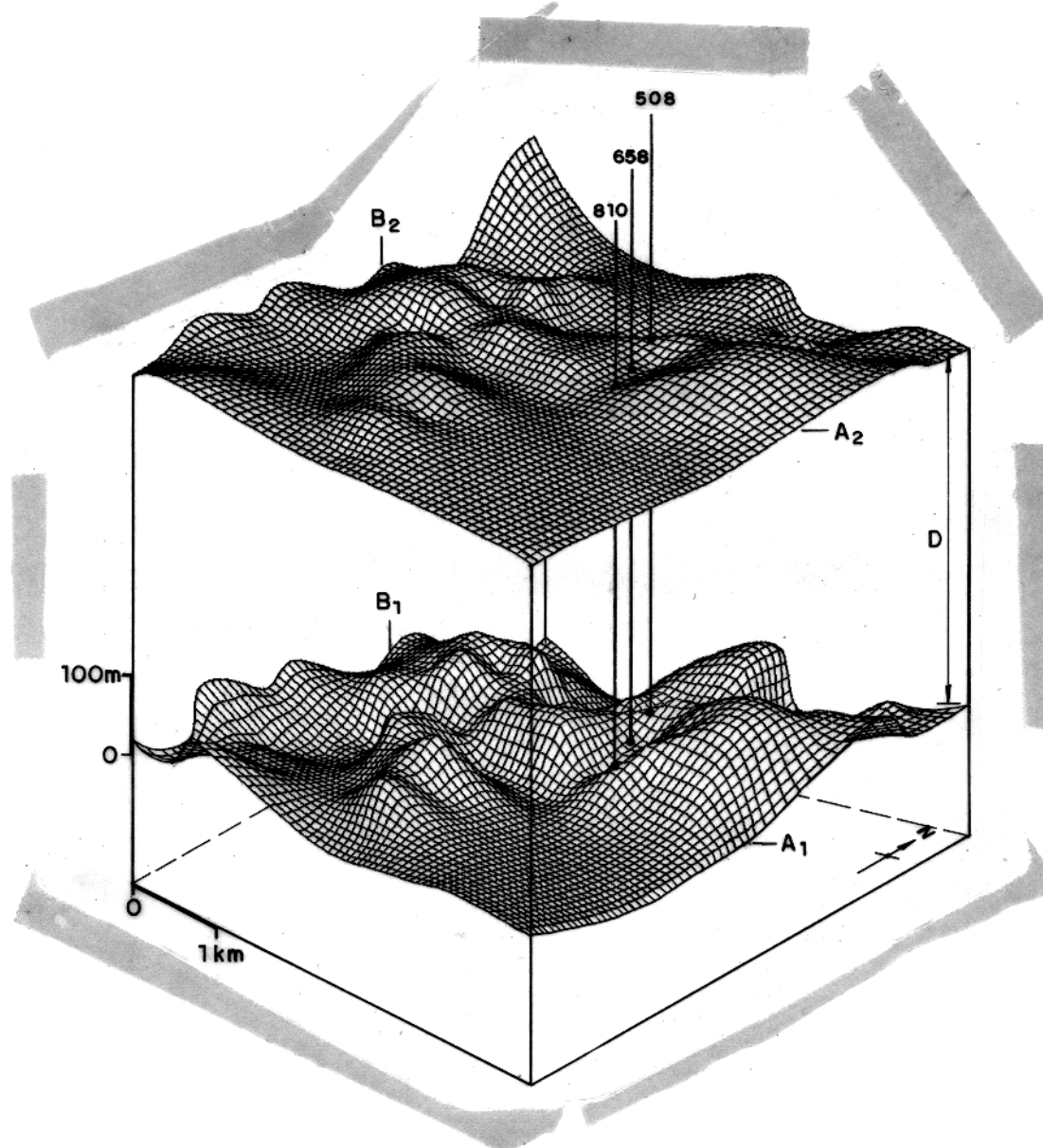


Figure 34: Visão tridimensional das superfícies da seqüência evaporítica e do embasamento. A distância entre as duas superfícies (D) não está representada em escala.

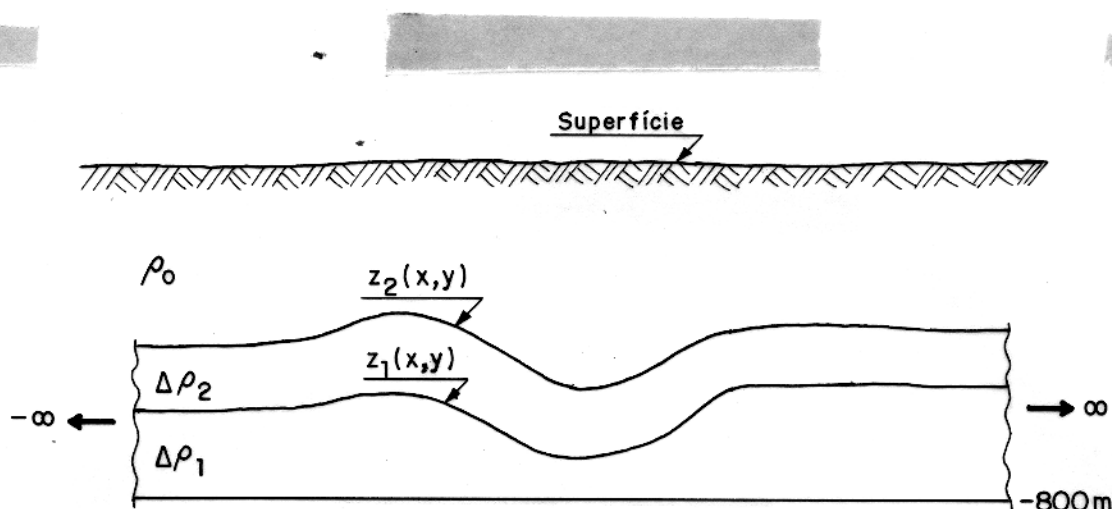


Figure 35: Perfil esquemático mostrando o modelo interpretativo construído. O “grid” foi estendido lateralmente para evitar efeitos de borda relativo ao truncamento dos níveis.

representação mais precisa seria muito difícil. Contudo, essa aproximação é bastante válida, já que a maior parte do efeito gravimétrico observado se deve às distribuições de densidades atravessadas pelo gravímetro, sobre as quais existem informações bem precisas.

O modelo interpretativo foi então construído, considerando o relevo de ambos os níveis como uma perturbação na superfície da Terra dividida em camadas horizontais infinitas (Fig. 35). Neste modelo,  $\Delta\rho_1$  representa o contraste de densidade para o embasamento e  $\Delta\rho_2$  o contraste de densidade para a seqüência evaporítica. Todos os contrastes de densidade tomam como referência a densidade média fornecida pelos perfis de densidade ( $\rho_0$ ) para as rochas sobrepostas aos evaporitos. A densidade de referência foi a mesma utilizada na redução dos dados à anomalia Bouguer de poço.

Neste modelo foram também considerados um nível de base constante e um gradiente vertical também constante, levando-se em conta a pequena faixa de profundidades perfiladas e a natureza suave dos perfis gravimétricos. O gradiente vertical, que incluiu os efeitos regionais, assumiu grande importância na consistência do modelo. Isso se deveu ao fato que as densidades utilizadas como referência foram obtidas nos perfis de densidade. Esses perfis estão, normalmente, sujeitos a erros causados por fontes diversas como, por exemplo, danos na formação e erros de calibração. Além disso, o raio de investigação dos perfis de densidade é restrito a poucos centímetros da parede do

poço, o que pode causar distorções por amostragem nas estimativas para a densidade média, considerando a possibilidade de variações laterais de densidade. Esses erros na densidade de referência foram transferidos para as estimativas do gradiente vertical produzido pelo modelo interpretativo, devido ao fato dessa densidade ter sido utilizada para a redução dos dados à “anomalia Bouguer de poço”. Através dos dados gravimétricos de superfície, foi possível obter outra estimativa para o gradiente vertical, que serviu para ajustar a solução produzida pelo modelo, pois ambas as estimativas do gradiente vertical devem se aproximar dentro de limites determinados pelo nível de ruído nos dados. Para isso, a diferença entre as duas estimativas foi convertida em correção para a densidade de referência  $\rho_0$ . Em termos dessa diferença, a correção pode ser calculada através da seguinte relação mostrada na Seção 1.3:

$$\Delta\rho_0 = -\frac{1}{4\pi G} \left( \frac{\Delta g_r}{\Delta z} - \frac{\Delta g_s}{\Delta z} \right), \quad (22)$$

onde  $\frac{\Delta g_r}{\Delta z}$  é o gradiente estimado a partir do modelo interpretativo, e  $\frac{\Delta g_s}{\Delta z}$  é o gradiente estimado através dos dados gravimétricos de superfície.

Com o modelo interpretativo completo, o efeito gravimétrico, a uma dada profundidade  $z_n$ , pode ser escrito como combinação linear dos parâmetros que o constituem, da seguinte forma:

$$g(z_n) = \Delta\rho_1 f[z_n, Z_1(x, y)] + \Delta\rho_2 h[z_n, Z_2(x, y), Z_1(x, y)] + C_1 z + C_0, \quad (23)$$

onde  $f[z_n, Z_1(x, y)]$  e  $h[z_n, Z_2(x, y), Z_1(x, y)]$  são as anomalias previstas pelo modelo interpretativo (com densidade unitária), a uma dada profundidade  $z_n$ , para os relevos do embasamento e da sequência evaporítica, respectivamente.

O problema agora consiste na determinação de  $f[z_n, Z_1(x, y)]$  e  $h[z_n, Z_2(x, y), Z_1(x, y)]$ . Para isto, as superfícies foram discretizadas em faces triangulares geradas a partir de pontos digitalizados sobre o “grid” de cada superfície, de forma a incluir os seus principais pontos críticos, e com a maior densidade de pontos concentrada na região dos poços, para minimizar os efeitos de amostragem. Cada face triangular determina o topo de um corpo poliédrico, formado por faces laterais verticais e base plana posicionada a uma profundidade fixa de 800 m (plano basal), que inclui as maiores depressões do relevo do embasamento na área. Através de um algoritmo de corpos poliédricos (Pohanka, 1988), ambas as funções foram determinadas. A função  $f[z_n, Z_1(x, y)]$

foi calculada diretamente como o efeito gravimétrico produzido pelo volume compreendido entre a superfície  $Z_1(x, y)$  e o plano basal. A função  $h[z_n, Z_2(x, y), Z_1(x, y)]$  foi obtida pela subtração de  $s[z_n, Z_2(x, y)] - f[z_n, Z_1(x, y)]$ , onde  $s[z_n, Z_2(x, y)]$  representa o efeito gravimétrico produzido pelo volume compreendido entre a superfície  $Z_2(x, y)$  e o plano basal.

De posse das funções  $f[z_n, Z_1(x, y)]$  e  $h[z_n, Z_2(x, y), Z_1(x, y)]$  para o embasamento e para a sequência evaporítica, respectivamente, os parâmetros do modelo interpretativo foram obtidos utilizando um método robusto (Huber, 1981). Para avaliar a influência da discretização das superfícies, em faces triangulares nas estimativas dos parâmetros, duas metodologias foram utilizadas para este fim. A primeira foi a elaboração manual da malha, com o posicionamento criterioso das faces em áreas com gradientes similares de relevo. A outra foi a elaboração automática da malha que possibilitou agilizar o processo de discretização e de testes com malhas de tamanhos diferentes. O campo ajustado pelo método robusto foi subtraído dos dados observados para fornecer um campo residual, que foi utilizado para calcular as “densidades anômalas” ao modelo adotado. Este campo residual é, na realidade, a “anomalia Bouguer de Poço” segundo um modelo mais sofisticado que o definido por Snyder (1976), pois também considera os efeitos não lineares introduzidos pelo relevo das superfícies atravessadas. Na “anomalia Bouguer de poço” gerada por Snyder (1976), que pode ser observada na Figura 4 (pág. 11), alguns efeitos não lineares (anomalias) podem ser notados, pois o modelo utilizado foi linear. As anomalias de interesse nesse estudo são constituídas por variações laterais nos parâmetros de formação, que possam indicar intervalos de interesse na exploração de petróleo. Essas anomalias são de pequeno porte e, por isso, os efeitos produzidos pelo relevo do embasamento e dos evaporitos têm que ser considerados pelo modelo interpretativo, pois as suas inclusões poderiam mascarar as anomalias de interesse.

De acordo com o modelo interpretativo definido na Figura 35, as estimativas finais de densidade produzidas pelo gravímetro de poço foram separadas por:

- a) Intervalo acima da sequência evaporítica [acima de  $Z_2(x, y)$ ]

$$\rho_{gp} = \rho_0 + \Delta\rho_0 + \Delta\rho_{res},$$

- b) Intervalo da sequência evaporítica [entre  $Z_2(x, y)$  e  $Z_1(x, y)$ ]

$$\rho_{gp} = \rho_0 + \Delta\rho_0 + \Delta\rho_2 + \Delta\rho_{res} \text{ e}$$



c) Intervalo do embasamento [abaixo de  $Z_2(x, y)$ ]

$$\rho_{gp} = \rho_0 + \Delta\rho_0 + \Delta\rho_1 + \Delta\rho_{res},$$

onde  $\rho_0$  é a densidade referência obtida do perfil convencional de densidade (Tab. 4),  $\Delta\rho_0$  é a correção pelo gradiente [eq. (22)],  $\Delta\rho_2$  é o contraste de densidade médio estimado para a seqüência evaporítica,  $\Delta\rho_1$  é o contraste de densidade médio estimado para o embasamento e  $\Delta\rho_{res}$  é a densidade anômala estimada segundo a formulação discutida na Seção 1.3.

#### 4.2. Algoritmo

A montagem de um algoritmo para o modelamento direto do campo produzido, pelo nível evaporítico e pelo embasamento, foi difícil dada a complexidade apresentada pelo relevo desta seqüência. Esta complexidade dificultou a sua discretização por corpos de forma simples como, por exemplo, o prisma retangular. A representação das superfícies pelo uso de uma malha de faces triangulares permitiu a redução do número de corpos empregados na discretização, mantendo a fidelidade à geometria das superfícies. Para agilizar essa discretização foi utilizado o algoritmo de Watson (1982), que tem sido utilizado por Parker et al. (1987) e Hammer et al. (1991) para representação de montes submarinos.

A partir da representação dos níveis evaporítico e do embasamento por corpos poliédricos, o modelamento foi realizado utilizando-se o algoritmo de Pohanka (1988), que apresentou grande versatilidade, principalmente a partir da posição onde o ponto de observação se posiciona em um nível abaixo do ponto mais alto do relevo. Nesses pontos, foi necessária a separação dos efeitos de massas posicionadas acima e abaixo dos mesmos. Para isso, foram gerados novos corpos poliédricos, cujas faces superiores e inferiores eram formadas por quadriláteros ou triângulos. Para a calibração dos resultados obtidos com esse algoritmo de modelamento em poço, foi utilizado um poliedro teste discretizado em prismas retos infinitos. O campo gravimétrico desse corpo teste foi calculado pela soma da contribuição de cada prisma segundo a fórmula de Banarjee & Das Gupta (1977). Este campo foi, então, comparado com o campo obtido utilizando o algoritmo de Pohanka (1988).

##### 4.2.1. Cálculo do campo gravimétrico

O método desenvolvido por Pohanka (1988) calcula o campo gravitacional de um poliedro arbitrário pela soma das contribuições de cada face que o compõe. Essa contribuição é obtida

pela integração ao longo do contorno da face utilizando o seguinte algoritmo: considere um corpo poliédrico com densidade  $\rho$ , formado por  $K$  faces e cada face formada por  $L$  lados (igual ao número de vértices). Para cada vértice associa-se um raio vetor  $\vec{a}_{k,l}$ , cujos índices  $k, l$  se referem, respectivamente, à face e ao vértice. Os raios vetores devem possuir uma ordenação no sentido horário, vistos de fora do corpo e a escolha do primeiro vértice de cada face não é relevante. Cada lado é determinado pelos pontos de terminação definidos por  $\vec{a}_{k,l}$  e  $\vec{a}_{k,l+1}$ . O ponto de observação é definido pelo raio vetor  $\vec{r}$ . Os seguintes passos definem o campo gravimétrico em cada face:

1. Definição dos parâmetros direcionais da face.

a) Versor de cada lado.

$$\hat{m}_{k,l} = \frac{\vec{a}_{k,l+1} - \vec{a}_{k,l}}{d_{k,l}}, \quad (24)$$

onde  $d_{k,l}$  é o comprimento de cada lado dado por  $|\vec{a}_{k,l+1} - \vec{a}_{k,l}|$ .

b) Vetor unitário normal à face. Este vetor pode ser obtido de muitas formas diferentes e, por isso, deve-se tomar cuidado na escolha dos vértices utilizados no cálculo para obter o sentido correto. No caso de um poliedro convexo.

$$\hat{n}_k = \frac{\hat{m}_{k,l-1} \times \hat{m}_{k,l}}{|\hat{m}_{k,l-1} \times \hat{m}_{k,l}|}. \quad (25)$$

c) Vetor unitário normal à cada lado.

$$\hat{p}_{k,l} = \hat{m}_{k,l} \times \hat{n}_k. \quad (26)$$

2. Definição das projeções da distância ao ponto de observação em relação aos parâmetros direcionais.

a) Para cada face,

$$z_k(\vec{r}) = \hat{n}_k \cdot (\vec{a}_{k,1} - \vec{r}). \quad (27)$$

b) Para cada lado,

$$u_{k,l}(\vec{r}) = \hat{m}_{k,l} \cdot (\vec{a}_{k,l} - \vec{r}), \quad (28)$$

$$v_{k,l}(\vec{r}) = u_{k,l}(\vec{r}) + d_{k,l} \quad \text{e} \quad (29)$$

$$w_{k,l}(\vec{r}) = \hat{p}_{k,l} \cdot (\vec{a}_{k,l} - \vec{r}). \quad (30)$$

3. Cálculo da contribuição de cada face. O campo produzido por cada face  $g_k(\vec{r})$  será dado pelo somatório da integração em cada lado que a compõe como sendo

$$g_k(\vec{r}) = -\gamma\rho \sum_{l=1}^{L(k)} \phi[u_{k,l}(\vec{r}), v_{k,l}(\vec{r}), w_{k,l}(\vec{r}), z_k(\vec{r})], \quad (31)$$

com  $\phi$  dada por

$$\phi(u, v, w, z) = w \left[ \text{sign}(v) \ln \frac{V + |v|}{w} - \text{sign}(u) \ln \frac{U + |u|}{w} \right] - 2z \arctan \frac{2wd}{(T + d) |T - d| + 2Tz}, \quad (32)$$

onde

$$U = \sqrt{u^2 + w^2}, \quad (33)$$

$$V = \sqrt{v^2 + w^2} \text{ e} \quad (34)$$

$$T = U + V. \quad (35)$$

O campo total  $G(\vec{r})$  do corpo será o somatório da contribuição de todas as faces, que pode ser escrito por

$$G(\vec{r}) = \sum_{k=1}^K g_k(\vec{r}). \quad (36)$$

#### 4.2.2. Geração automática de malha

Existem muitas formas de se obter uma malha de triângulos a partir de um dado número de pontos. Muitas delas são impróprias para o cálculo do campo gravimétrico. Entretanto, o matemático Delaunay provou em 1934 (in Ramirez et al. 1990) que existe uma malha única de triângulos que maximiza a soma dos menores ângulos, ou seja, essa malha é constituída por triângulos o mais próximos possível do equilátero. Watson (1982) elaborou um algoritmo para realizar a triangulação de Delaunay, utilizando a premissa básica de que qualquer círculo que circunscreve um triângulo não deve conter nenhum outro ponto da malha.

No algoritmo de Watson (1982), a geração da malha é iniciada a partir de um triângulo arbitrário que engloba todos os pontos. Para cada ponto introduzido é formada uma lista de triângulos circunscritos cuja circunferência, que os delimita, contém o ponto. Este conjunto de

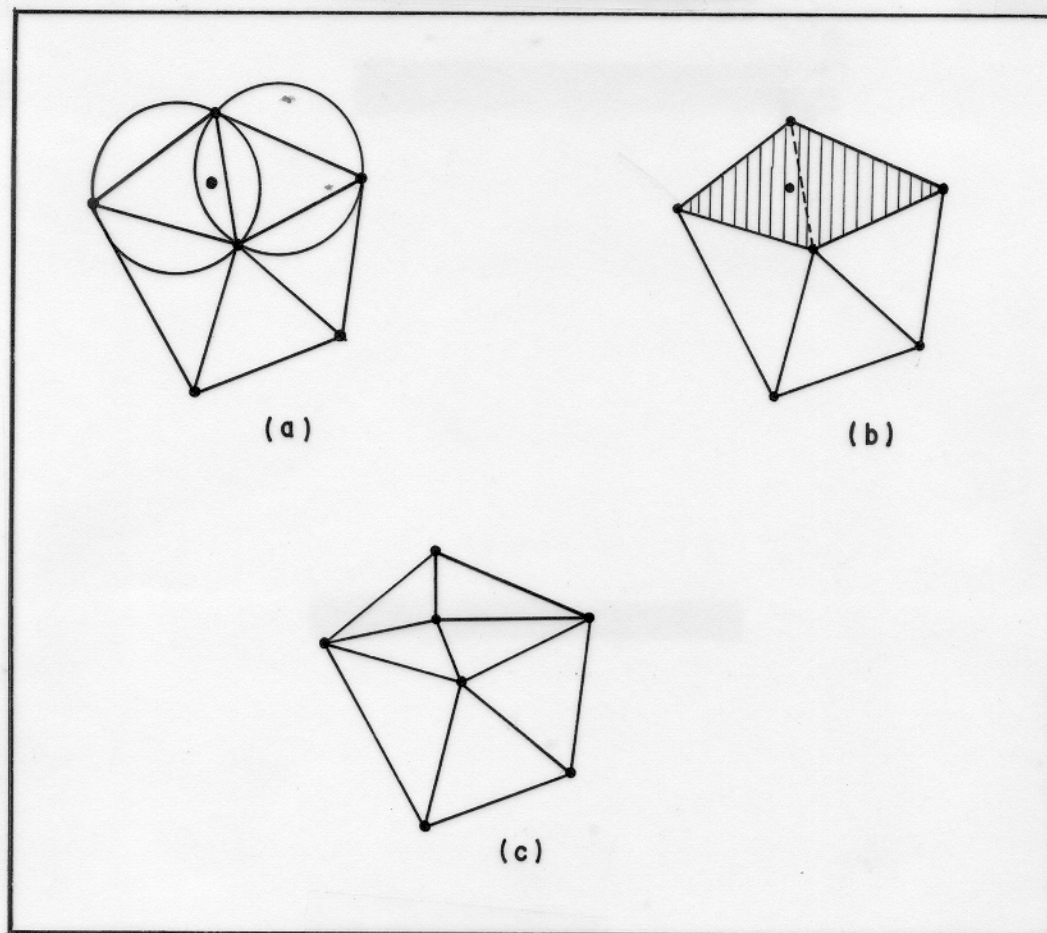


Figure 36: Algoritmo para a construção da malha automática de triângulos a partir de pontos aleatórios de uma superfície. (a) Definição dos triângulos que constituem o polígono de interseção. (b) Retirada das arestas comuns. (c) Inclusão das novas arestas para a formação dos novos triângulos (adaptado de Ramirez et al. 1990).

triângulos delimita um polígono de interseção formado pelas arestas que não se repetem. As arestas repetidas são apagadas e novas arestas são criadas ligando-se os vértices do polígono ao novo ponto introduzido. Este processo, que pode ser visualizado na Figura 36, se repete até a introdução do último ponto. Para cada novo ponto introduzido, são gerados dois novos triângulos, de maneira que se pode ter um bom controle do nível de detalhe desejado, através da seleção dos pontos sobre o “grid”. Contudo, sempre haverá o compromisso entre o detalhamento e o aumento de carga computacional para o cálculo do campo gravimétrico. A malha elaborada automaticamente através do algoritmo de Watson (Fig. 38) pode ser comparada com a elaborada manualmente (Fig. 37), quando se objetivou uma amostragem ideal da superfície. Como resultado dessa comparação,

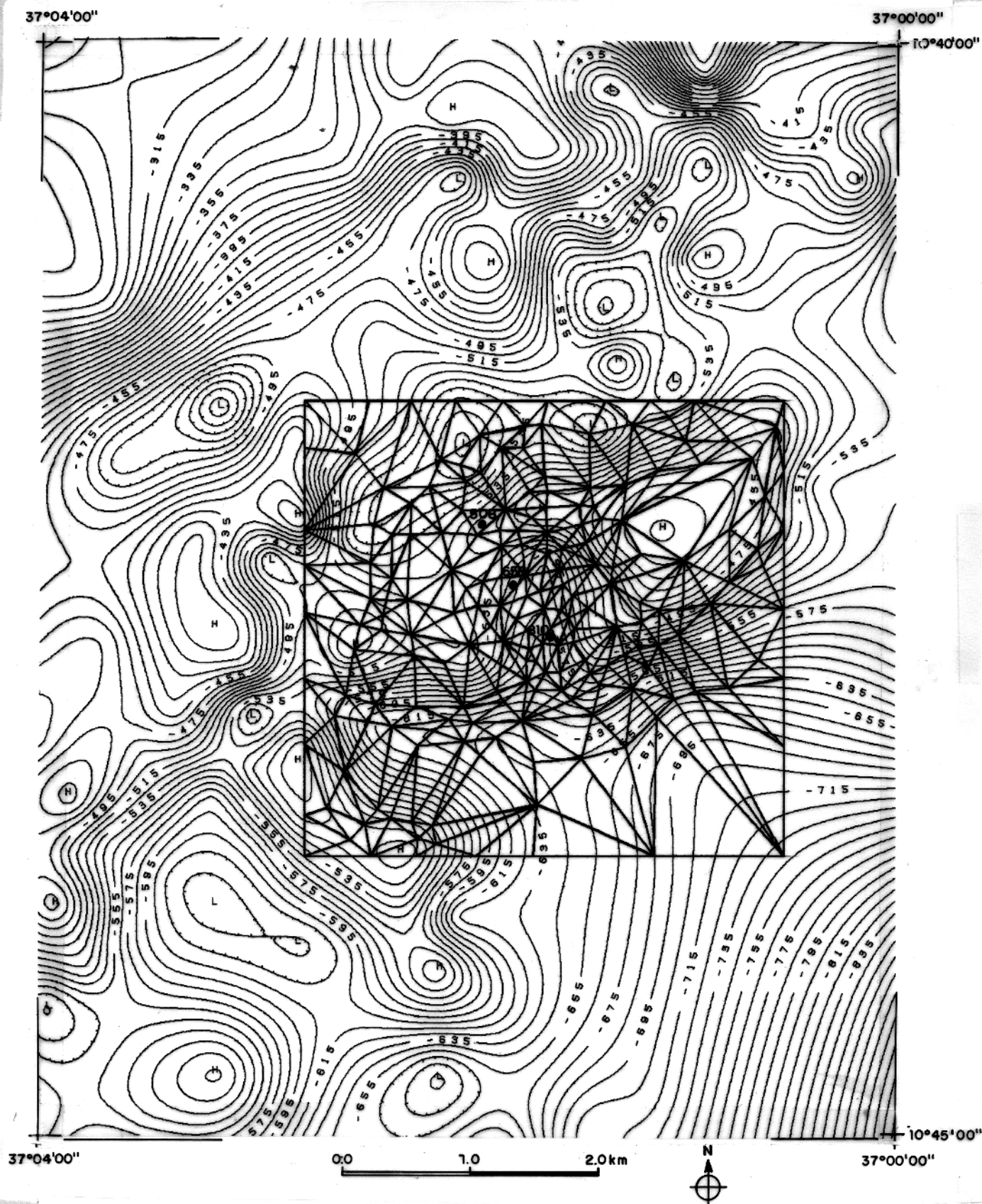


Figure 37: Malha manual representada sobre o mapa de contorno de profundidades do topo do embasamento da Bacia de Sergipe-Alagoas (intervalo de contorno de 10 m).



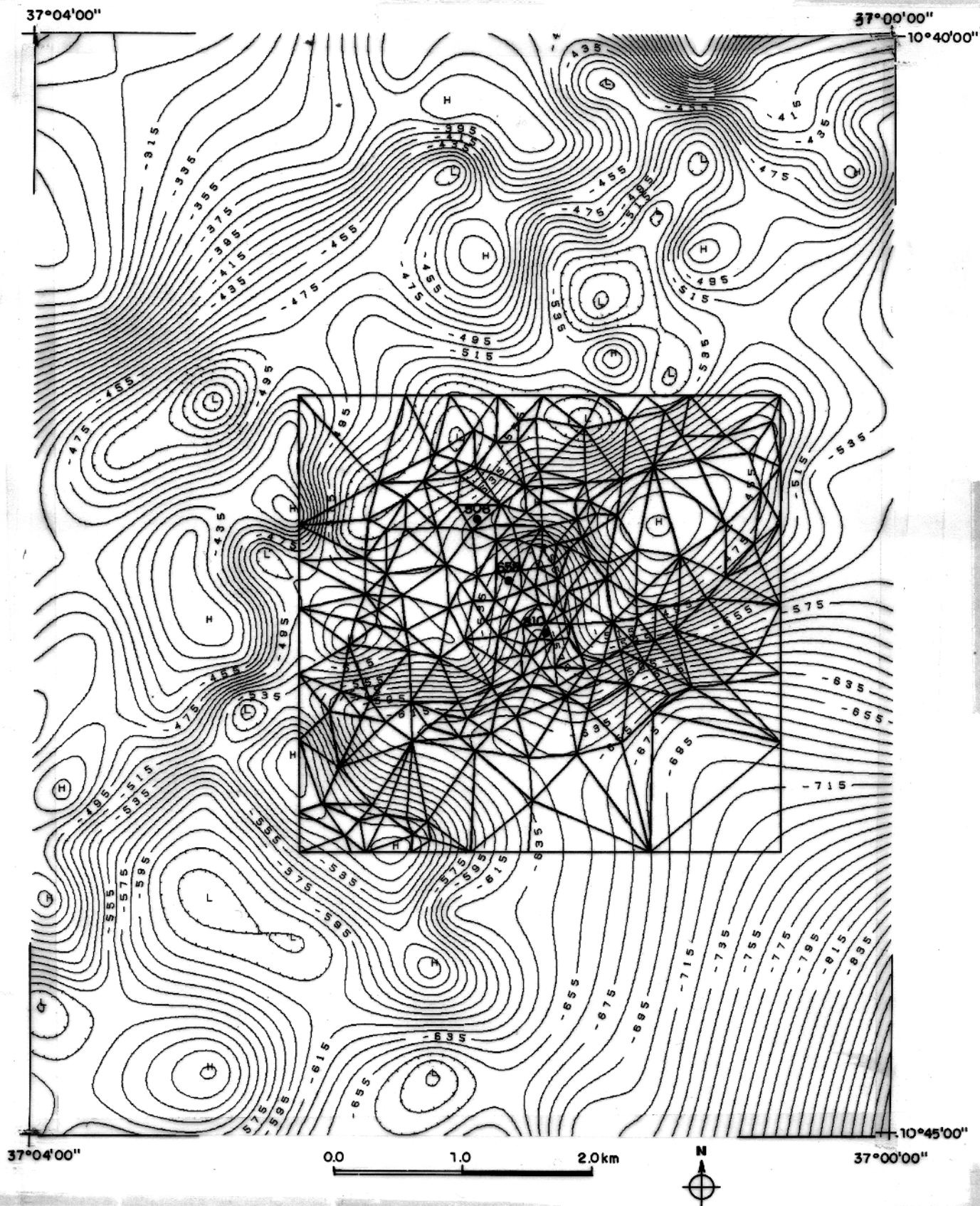


Figure 38: Malha automática representada sobre o mapa de contorno de profundidades do topo do embasamento da Bacia de Sergipe-Alagoas (intervalo de contorno de 10 m).

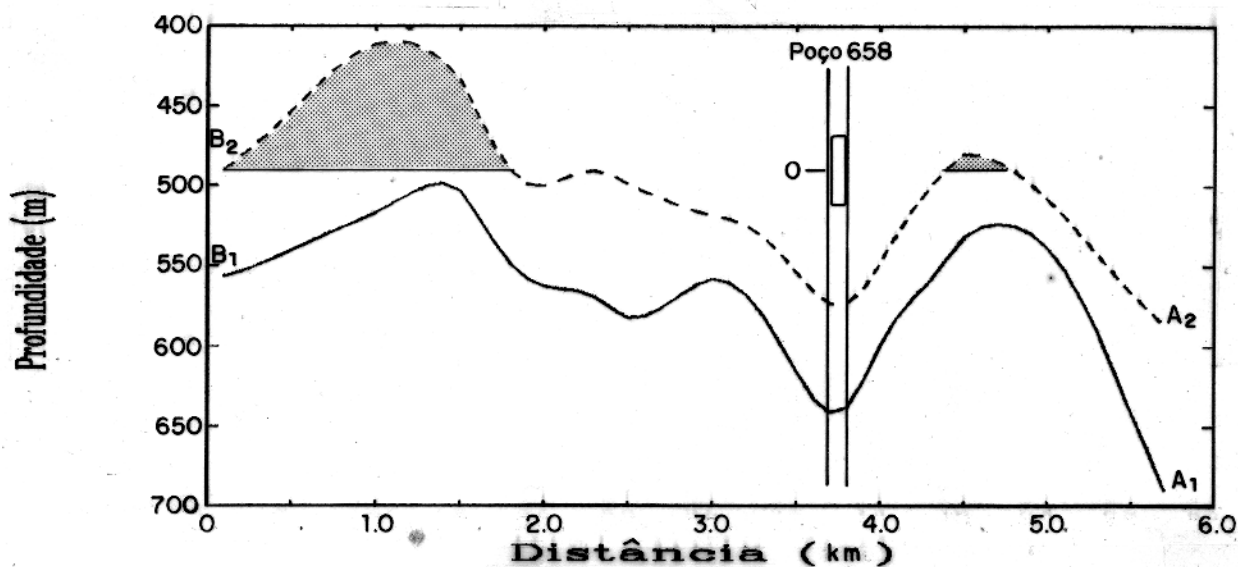


Figure 39: Perfil mostrando os dois níveis modelados e o posicionamento das massas em relação ao gravímetro no ponto "O". As porções sombreadas representam as massas posicionadas acima do ponto de observação. A localização dos perfis está representada na Figura 34.

pode-se observar que nas áreas com grande densidade de pontos, as malhas são muito similares, mas divergem consideravelmente onde a malha manual apresenta triângulos mais alongados.

#### 4.2.3. Separação de massas posicionadas acima e abaixo do nível da observação

Quando o gravímetro de poço ultrapassa o ponto mais alto do relevo dos evaporitos, torna-se necessário a separação das massas posicionadas acima e abaixo do nível de observação pois estas apresentam anomalias com sinais contrários (Fig 39).

Para simular todo o avanço do gravímetro no poço em direção às superfícies modeladas, foram considerados quatro casos distintos envolvendo a posição relativa entre cada poliedro e o plano horizontal que contém o ponto de observação, que será tratado por plano de observação.

Caso 1: O plano de observação se posiciona acima do poliedro. Neste caso não há alteração na geometria do modelo e a atração é positiva.

Caso 2: O plano de observação se posiciona abaixo do poliedro. Também não há alteração na geometria e a atração  $\tilde{\gamma}$  é negativa.

Caso 3: O plano de observação intercepta o poliedro entre as faces superior e inferior, gerando a sua subdivisão em dois novos corpos posicionados acima e abaixo do mesmo. O plano de observação será a base do corpo superior e o topo do corpo inferior.

Caso 4: O plano de observação intercepta o poliedro na face superior, gerando a sua subdivisão em três novos corpos. Este caso é o mais complexo apresentando três subcasos diferentes, resumidos na Tabela 5. O primeiro quando só existe um vértice da face superior acima do plano de observação (Fig. 40). O segundo quando existem dois vértices acima e o terceiro quando um dos vértices é coincidente com o plano.

No caso 4, os pontos de interseção entre a face e o plano de observação foram determinados utilizando as equações paramétricas das retas concorrentes ao plano de observação que contém as arestas da face do poliedro. Considerando  $p_1 (x_1, y_1, z_1)$  e  $p_2 (x_2, y_2, z_2)$  os pontos conhecidos da aresta da face e  $p$  um ponto  $(x, y, z)$  qualquer da reta que a contém, é possível escrever que

$$\overline{p_1 p} = t \overline{p_1 p_2}. \quad (37)$$

As equações paramétricas da reta são definidas por

$$x = x_1 + t(x_2 - x_1), \quad (38)$$

$$y = y_1 + t(y_2 - y_1) \quad \text{e} \quad (39)$$

$$z = z_1 + t(z_2 - z_1). \quad (40)$$

Como a profundidade do plano de observação é conhecida, o parâmetro  $t$  pode ser obtido diretamente de (40) e utilizado nas equações (38) e (39) para a determinação das coordenadas  $x$  e  $y$  do ponto de interseção.

#### 4.2.4. Calibração do programa

Para testar o funcionamento do programa, foi utilizado um corpo de teste discretizado em prismas retangulares, cuja seção horizontal possui dimensões  $5 \times 5 \text{ m}$  (Fig. 41). A partir deste conjunto de prismas, foi elaborado um programa para simular a realização de um perfil gravimétrico



Tabela das subdivisões do caso 4

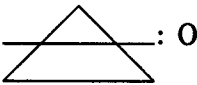
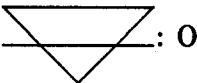
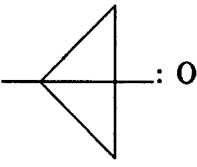
| Subcasos | Figura esquemática                                                                  | Corpos gerados                                                                                                                             |
|----------|-------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| a.       |    | Um corpo acima do plano com topo triangular e dois corpos abaixo do plano. Um com topo triangular e outro com topo quadrangular (Fig. 40). |
| b.       |   | Um corpo acima do plano com topo quadrangular e dois corpos abaixo com faces superiores triangulares.                                      |
| c.       |  | Um corpo acima do plano com topo triangular e dois corpos abaixo do plano também com faces superiores triangulares.                        |

Table 5: Subdivisões do caso 4 com a representação esquemática da posição relativa entre o plano de observação ("O") e a face superior interceptada.

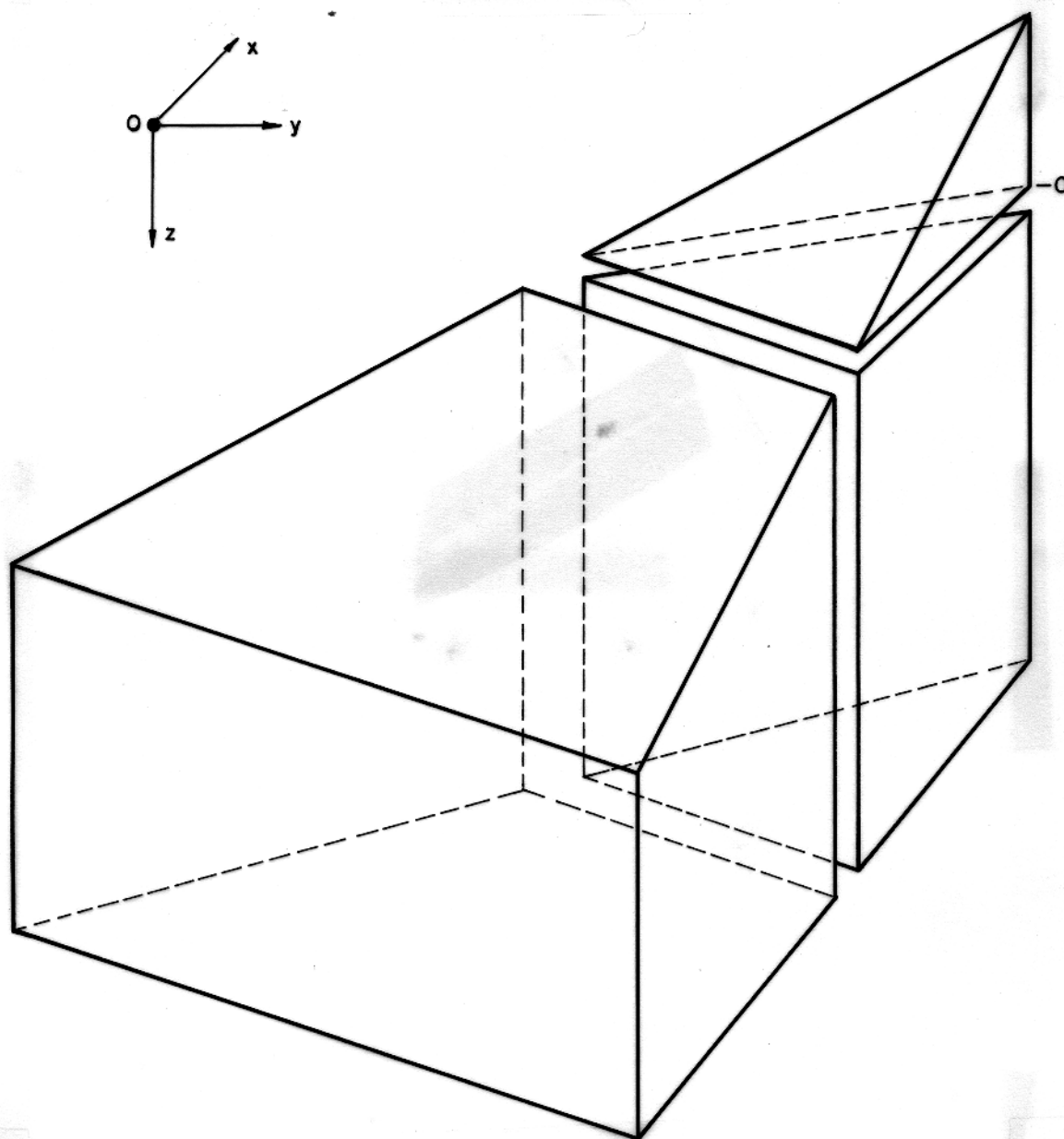


Figure 40: Representação dos corpos gerados pela subdivisão do poliedro inicial para a separação das massas posicionadas acima e abaixo do nível das observações, representado pela letra "O". O sistema de coordenadas representado na figura foi o mesmo utilizado no algoritmo de Pohanka (1988).

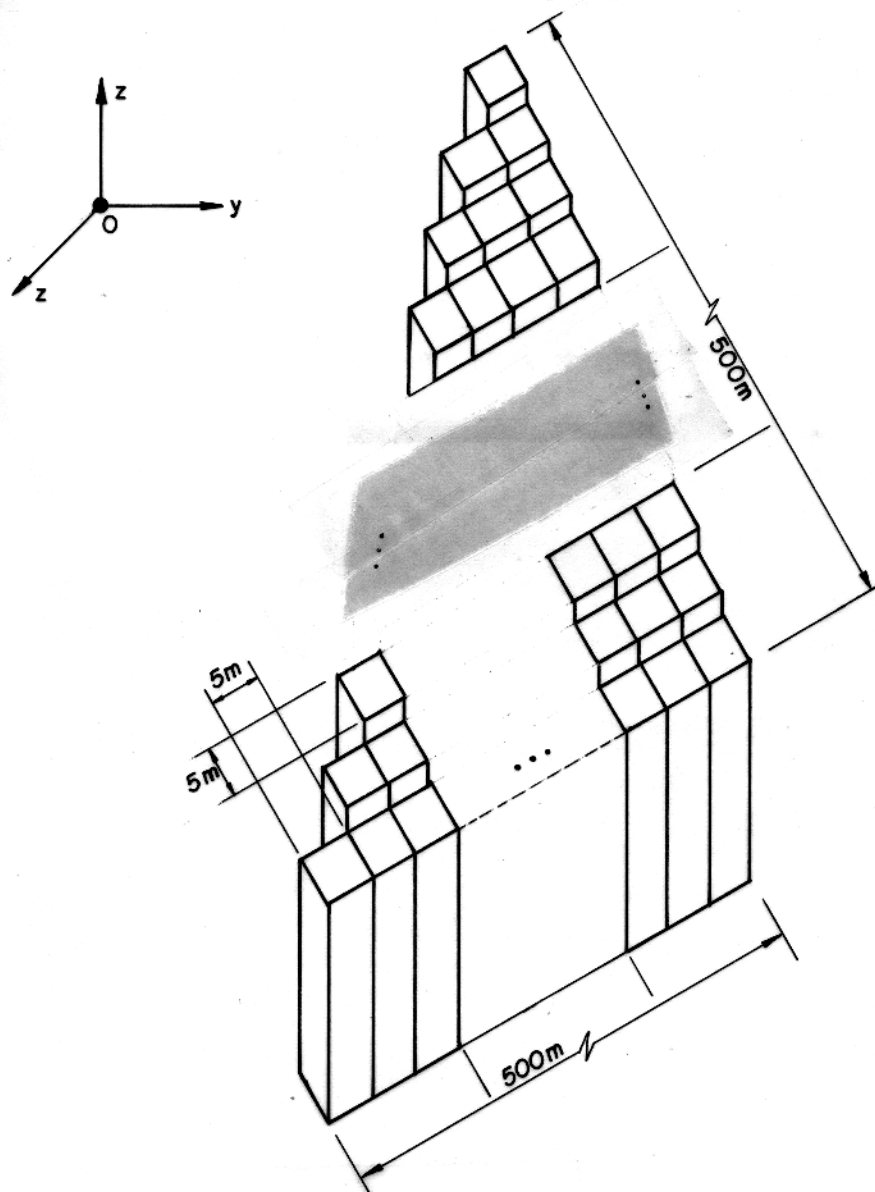


Figure 41: Esquema mostrando a discretização do corpo poliédrico em prismas verticais. O sistema de coordenadas mostrado foi o mesmo utilizado por Banarjee & Das Gupta (1977).

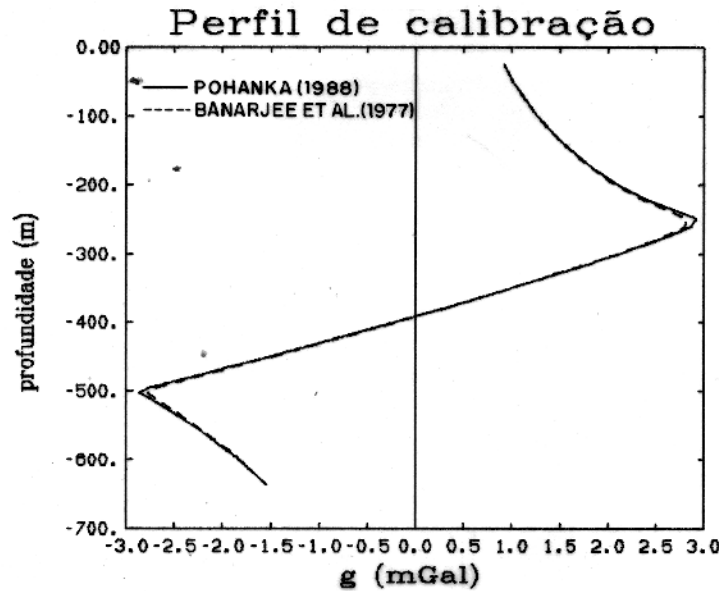


Figure 42: Comparação entre o campo obtido pela discretização em prismas e o obtido pelo algoritmo de Pohanka (1988).

vertical passando pelo centro do corpo. Este perfil utilizou as estações do poço 508 com algumas modificações para englobar todos os casos descritos na Seção 4.2.3. O campo gravimétrico foi calculado utilizando a fórmula do campo de um prisma elaborada por Banarjee & Das Gupta (1977), onde a componente vertical do campo gravimétrico é dada por

$$g_z = \gamma \rho \left[ x \ln(y + W) + y \ln(x + W) - z \arctan \frac{xy}{zW} \right] \frac{|x_2|y_2|z_2}{|x_1|y_1|z_1|}, \quad (41)$$

onde  $W = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ .

No algoritmo, após o início das interseções dos prismas, estes foram subdivididos em partes posicionadas acima e abaixo do plano de observação. A comparação com o resultado produzido pelo algoritmo de corpos poliédricos pode ser analisada na Figura 42. Existe uma pequena diferença nos pontos em que o perfil intercepta as faces do corpo, o que foi provavelmente causada pela discretização do corpo em prismas.

### 4.3. Ajuste

Com o modelo interpretativo definido, foi necessário determinar o melhor critério de ajuste dos dados observados. Devido a natureza suave dos efeitos modelados em relação aos dados de campo, foi utilizado um método robusto (Huber, 1981), com algoritmo adaptado de Beltrão et al.

(1991), desenvolvido para a separação regional-residual. No algoritmo, os pontos da curva com maior resíduos tendem a ser desprezados durante o ajuste, em função de pesos incluídos na matriz de sensibilidade do modelo. Isso torna o método adequado ao problema em questão, porque o campo modelado não considera outras estruturas laterais além do relevo do embasamento e do Membro Ibura, da Formação Muribeca. Por analogia, os efeitos modelados podem ser considerados um campo regional e as mudanças laterais de densidade dentro das camadas sedimentares e do embasamento, incluindo mudanças de porosidade, feições de cunho residual. A matriz de pesos é obtida através dos próprios resíduos e, por isso, o processo é iterativo com a primeira iteração correspondente aos mínimos quadrados simples (matriz de pesos igual a identidade). O vetor de parâmetros na  $k$ -ésima iteração pode ser escrito como

$$\bar{P}^{k+1} = \bar{P}^k + (\bar{A}^T \bar{W} \bar{A})^{-1} \bar{A}^T \bar{W} (\bar{Y}^o - \bar{A} \bar{P}^k), \quad (42)$$

onde  $\bar{P}$  é o vetor de parâmetros,  $\bar{A}$  é a matriz do modelo,  $\bar{W}$  é uma matriz de pesos e  $\bar{Y}^o$  é o vetor de observações.

O vetor de parâmetros do modelo é descrito na Tabela 6 e a matriz de pesos, como definida por Beltrão et al. (1991), é dada por

$$w_i^k = e^{-t^2}, \quad t < 5,48, \quad (43)$$

e

$$w_i^k = -0,1 \left( \frac{t - 5,48}{r_{max}} \right)^2, \quad t \geq 5,48, \quad (44)$$

onde

$$t = \frac{0,6745 r_i^{(k-1)}}{s(k-1)}, \quad (45)$$

onde  $r_{max}$  é o valor absoluto máximo dos resíduos e  $s$  é a mediana dos valores absoluto dos resíduos. Segundo Beltrão et al. (1991), o valor arbitrário 5,48 foi adotado, por corresponder a pesos nulos na

Tabela de descrição do vetor de parâmetros

| Vetor de parâmetros | Descrição física                                                       |
|---------------------|------------------------------------------------------------------------|
| $p_1$               | $-\Delta\rho_1$ Contraste de densidade para o embasamento ( $g/cm^3$ ) |
| $p_2$               | $\Delta\rho_2$ Contraste de densidade para os evaporitos ( $g/cm^3$ )  |
| $p_3$               | Gradiente constante ( $mGal/m$ )                                       |
| $p_4$               | "Offset" constante ( $mGal$ )                                          |

Table 6: Descrição dos parâmetros do modelo interpretativo adotado. Todos os contrastes de densidades são relativos à densidade média fornecida pelos perfis de densidade convencionais para as camadas superiores ao nível evaporítico.

equação (43) e os pesos podem ser considerados apropriados para uso geral, com base nos diversos testes realizados.

Na aplicação do algoritmo ao modelo proposto, foram observados alguns pontos de influência importantes nas estimativas dos parâmetros, que são:

- As estimativas de densidade possuem alta sensibilidade às mudanças nas profundidades das interfaces de mudança de densidade interceptadas pelo poço, baixa sensibilidade ao tipo ou tamanho da malha utilizada e não é afetada pelo valor escolhido para a redução Bouguer.
- As estimativas do gradiente, ao contrário, possuem alta sensibilidade ao valor utilizado na redução Bouguer e também ao truncamento da malha de triângulos, que por isto foi estendida ao infinito.

As estimativas finais dos parâmetros estão representadas na Tabela 7 e os gráficos que mostram os ajustes obtidos para os poços 508, 658 e 810 estão, respectivamente, nas Figuras 43, 44 e 45. A falta de dados nos poços 658 e 810 nos intervalos de percolação de gás, fizeram com que os ajustes do campo observado não fossem muito bons. Contudo, isso não implica em muitos prejuízos pelo fato de que os resíduos foram utilizados para computar as densidades. Assim, os erros nas estimativas do ajuste são compensados.

#### 4.4. Resíduos e cálculo das densidades

O campo gravimétrico modelado é subtraído do campo observado para fornecer um residual (Figs. 46, 47 e 48) que corresponde à "anomalia Bouguer de poço", obtida por um modelo que

Tabela das estimativas dos parâmetros

| Vetor de parâmetros | 508                    | 658                    | 810                    |
|---------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| $p_1$ ( $g/cm^3$ )  | 2,69                   | 2,67                   | 2,73                   |
| $p_2$ ( $g/cm^3$ )  | 2,58                   | 2,49                   | 2,52                   |
| $p_3$ ( $mGal/m$ )  | $-1,68 \times 10^{-3}$ | $-1,37 \times 10^{-3}$ | $-1,64 \times 10^{-3}$ |
| $p_4$ ( $mGal$ )    | 1402,781               | 1403,965               | 1401,845               |

Table 7: Estimativas dos parâmetros para cada um dos três poços perfilados. As estimativas de  $p_1$  e  $p_2$  foram adicionadas aos valores das densidades de referência mostradas na Tabela 4 (pág. 40).

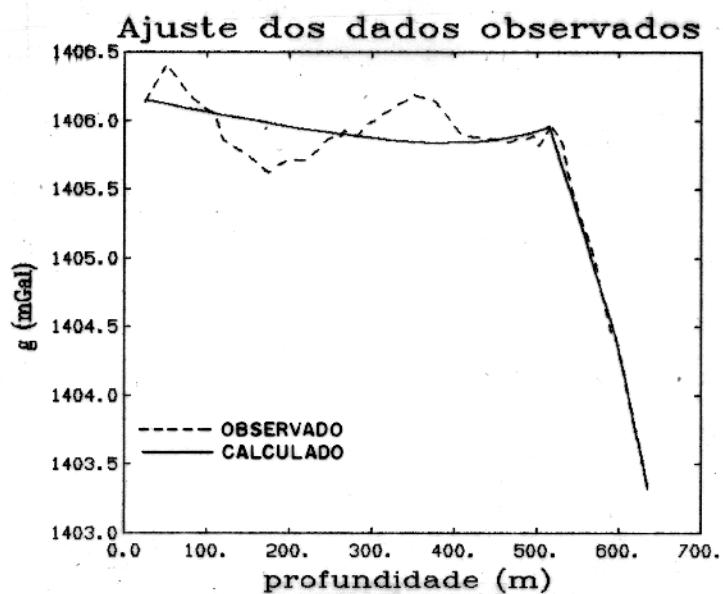


Figure 43: Ajuste da anomalia Bouguer de poço utilizando ajuste robusto para o poço 508.

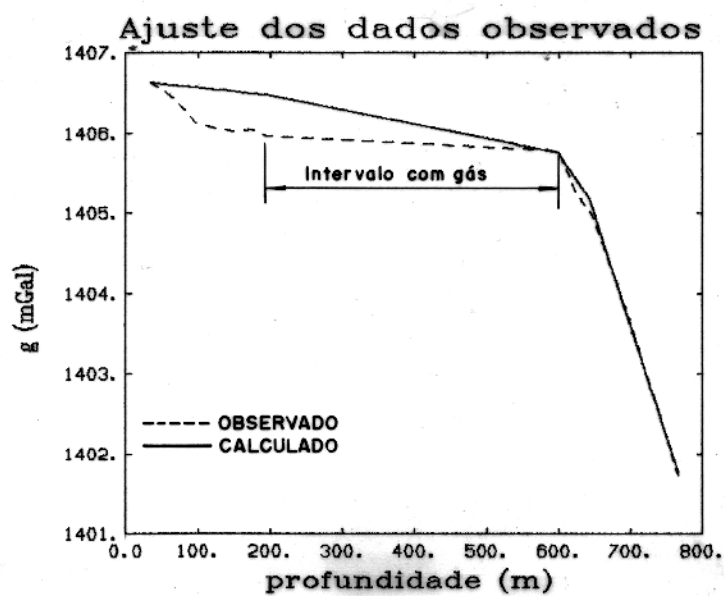


Figure 44: Ajuste da anomalia Bouguer de poço utilizando ajuste robusto para o poço 658.

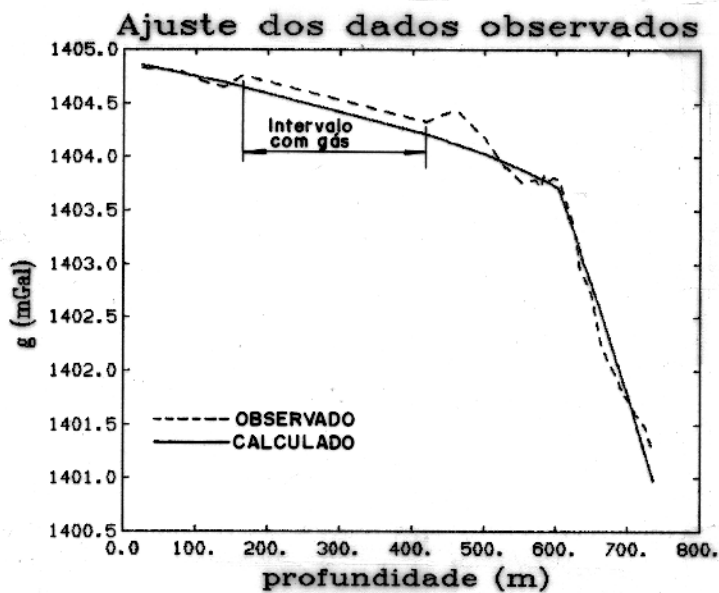


Figure 45: Ajuste da anomalia Bouguer de poço utilizando ajuste robusto para o poço 810.



considera os efeitos não lineares produzidos pelo relevo do nível evaporítico e do embasamento. Como visto na Seção 1.3, a “anomalia Bouguer de poço” pode ser utilizada para fornecer, através da equação 14, a “densidade anômala”, que corresponde aos desvios do modelo adotado, ou seja, os efeitos de feições geológicas que não o relevo do embasamento e dos evaporitos.

De acordo com o modelo interpretativo definido na Seção 4.1, entraram na composição das densidades finais, a densidade de referência, sua correção, que foi obtida através da diferença entre os gradientes verticais, e as “densidades anômalas” estimadas pelos campos residuais. No caso de intervalos posicionados dentro do nível evaporítico e do embasamento, foram também incluídas as estimativas dos contrastes de densidade obtidas no ajuste do campo. O gradiente vertical obtido dos dados gravimétricos de superfície e a correção para a densidade de referência, em cada poço, são mostrados na Tabela 8.

**Gradiente vertical e correção para a densidade referência**

|                                 | 508                  | 658                   | 810                  |
|---------------------------------|----------------------|-----------------------|----------------------|
| Gradiente vertical ( $mGal/m$ ) | $1,3 \times 10^{-3}$ | $1,55 \times 10^{-3}$ | $1,6 \times 10^{-3}$ |
| $\Delta\rho_0$ ( $g/cm^3$ )     | 0,036                | 0,035                 | 0,039                |

Table 8: Estimativas para o gradiente vertical fornecida pelos dados gravimétricos de superfície e a correção para a densidade de referência obtidas segundo metodologia discutida na Seção 4.2.2 para cada poço.

#### 4.5. Resultados

As estimativas de densidade corrigidas dos efeitos anômalos produzidos pelo relevo do embasamento e da sequência evaporítica do Membro Ibura, da Formação Muribeca, nos três poços apresentaram, em geral, boa concordância com os perfis de densidade convencionais. No poço 508 (Fig. 49), três intervalos distintos foram observados nesta comparação. O primeiro, até a profundidade de 220 m, mostrou boa concordância entre os dois perfis, o que é um indicador que ambos os perfis constituem informações confiáveis de densidade. Entre 220 e 448 m, as densidades estimadas pelo gravímetro de poço foram sistematicamente mais altas. Segundo a coluna litológica da Petrobrás para o poço em questão, este trecho corresponde ao Membro Taquari, da Formação Riachuelo, que é constituído por folhelhos com intercalações de siltitos e calcáreos micríticos. A ocorrência destes corpos calcáreos, normalmente mais densos que os folhelhos, constituem heterogeneidades

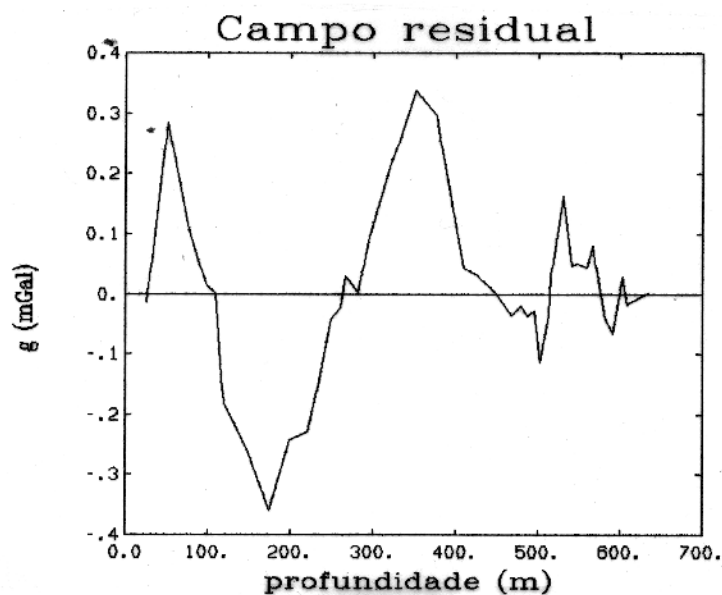


Figure 46: Resíduo obtido pela subtração dos campos gravimétricos ajustado e observado para o poço 508.

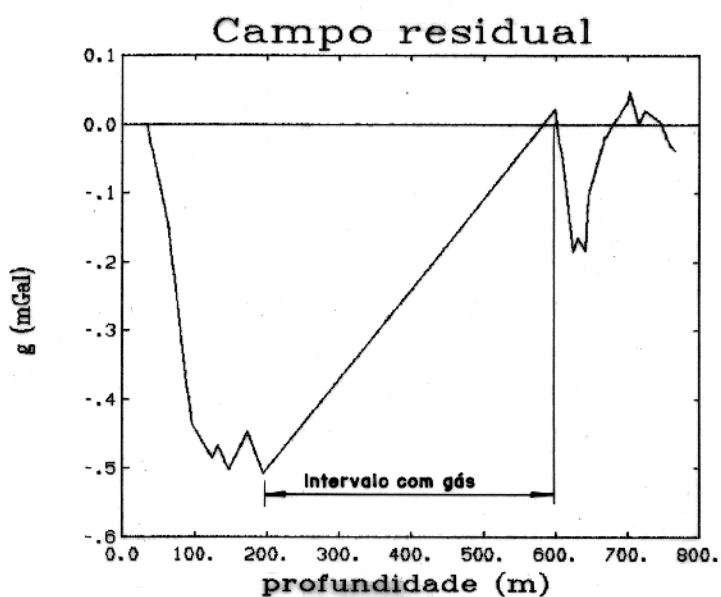


Figure 47: Resíduo obtido pela subtração dos campos gravimétricos ajustado e observado para o poço 658.

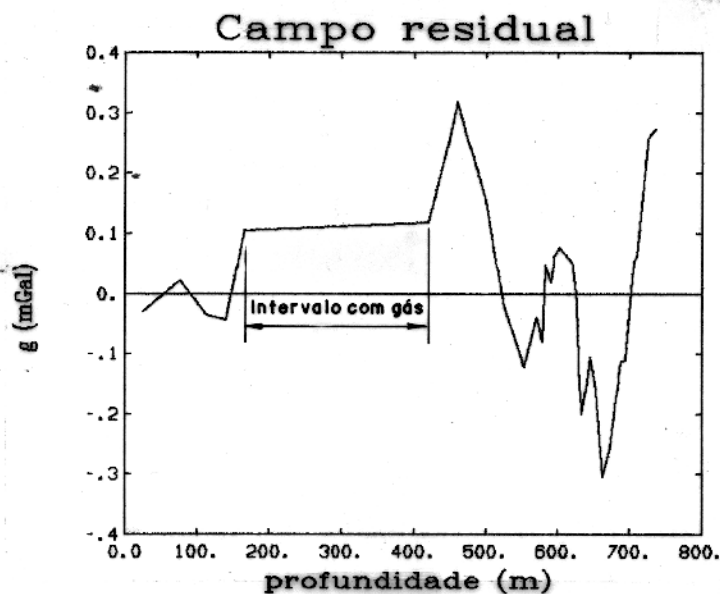


Figure 48: Resíduo obtido pela subtração dos campos gravimétricos ajustado e observado para o poço 810.

laterais de densidade que podem ser responsáveis por esta tendência para estimativas mais altas do perfil gravimétrico. Este efeito é observado em função do maior volume de rocha investigado pelo gravímetro de poço, em relação ao perfil de densidade convencional. Após a profundidade de 448 m não houve boa concordância entre os perfis. Este trecho compreende à Formação Muribeca e o início do embasamento, e provavelmente este efeito pode ter sido causado pela complexidade litológica destas sequências. No poço 508 foram encontrados 5 intervalos nos quais o gravímetro de poço forneceu densidades abaixo dos perfis de densidade convencional, todos localizados na Formação Muribeca e no topo do embasamento. Estes intervalos apresentam interesse, pois podem ser causados por zonas de densidade mais baixas não interceptadas pelo poço, que podem refletir contrastes laterais de porosidade.

No poço 658 (Fig. 50) também foram observados três intervalos distintos. Até a profundidade de 641 m, as estimativas de densidade do gravímetro foram mais altas que o perfil de densidade convencional. Entre 645 e 700 m, houve boa concordância entre os dois perfis. Após 700 m, notou-se uma nova tendência para valores de densidade mais altos produzidos pelo perfil gravimétrico. Três intervalos localizados no primeiro e no último trecho, respectivamente, apresentaram valores mais baixos de densidade durante a comparação entre os perfis.

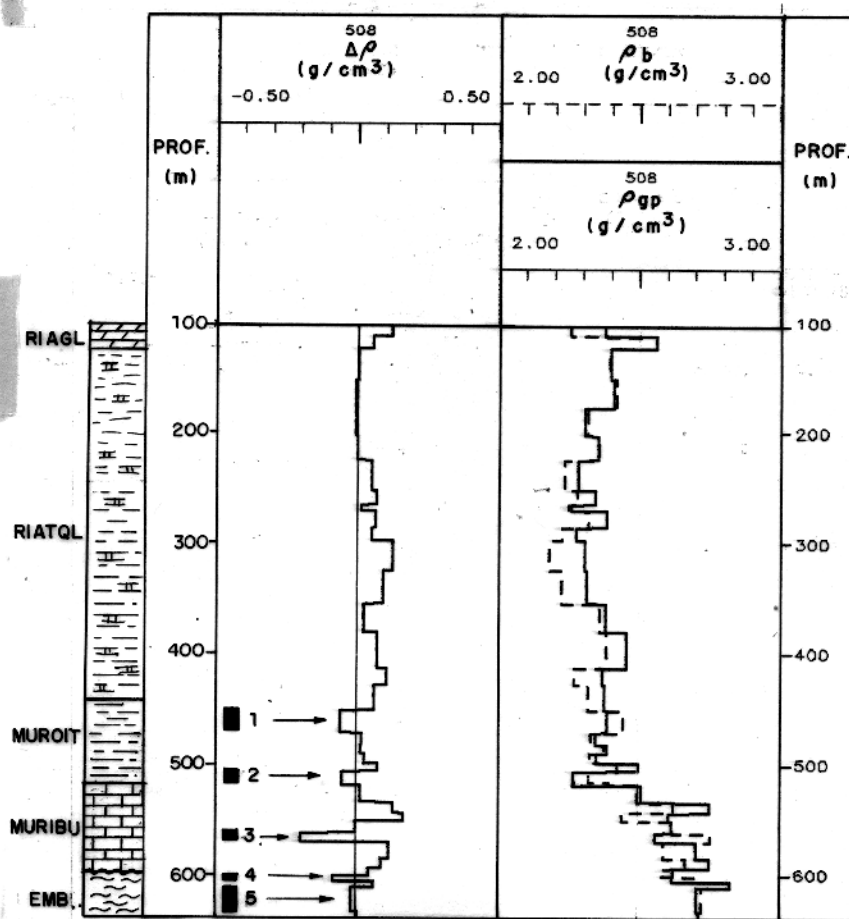


Figure 49: Perfis de diferença de densidade, de densidade convencional e gravimétrico para o poço 508. Os números ao lado da curva de  $\Delta\rho$  indicam os intervalos de interesse comentados no texto.

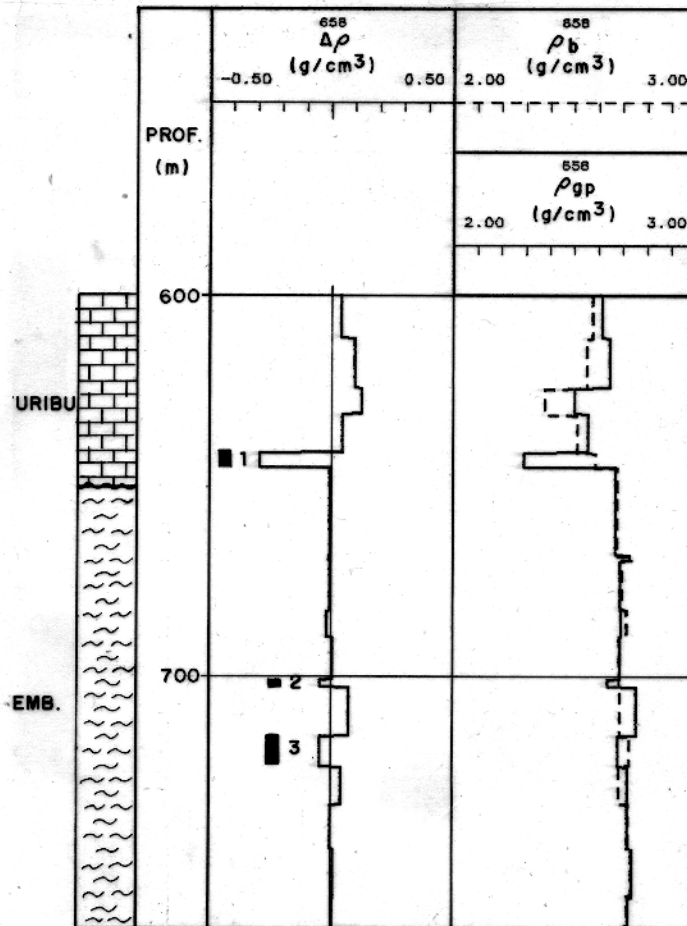


Figure 50: Perfis de diferença de densidade, de densidade convencional e gravimétrico para o poço 658. Os números ao lado da curva de  $\Delta\rho$  indicam os intervalos de interesse comentados no texto.

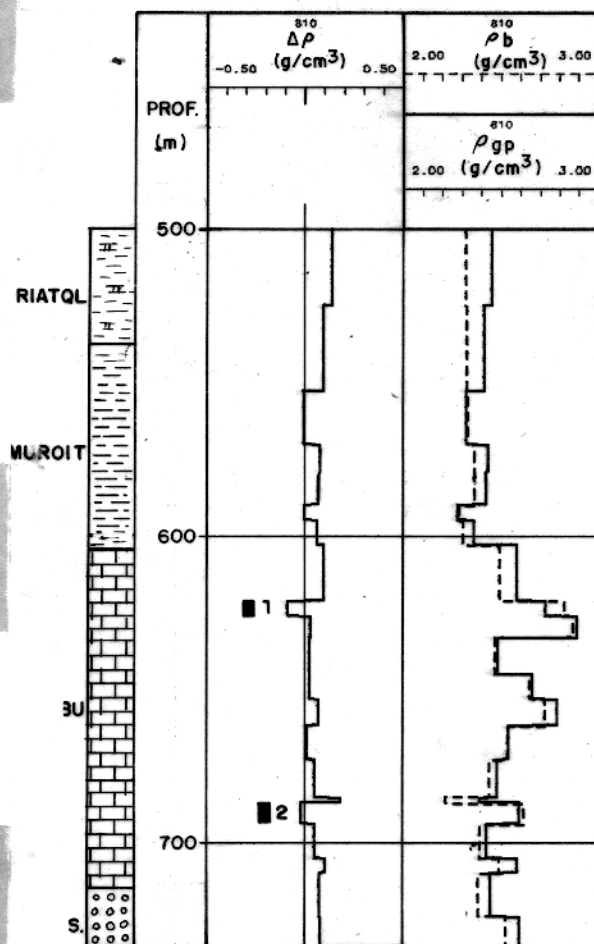


Figure 51: Perfis de diferença de densidade, de densidade convencional e gravimétrico para o poço 810. Os números ao lado da curva de  $\Delta\rho$  indicam os intervalos de interesse comentados no texto.

Finalmente, o poço 810 (Fig. 51) apresentou uma tendência para valores mais altos de densidade por todo o poço, exceto por dois intervalos onde o perfil gravimétrico apresentou valores mais baixos de densidade e por isso, representam intervalos de interesse.

Analisando o comportamento das curvas de densidade ao longo dos três perfis, foi clara a tendência de estimativas de densidade cada vez mais altas para o perfil gravimétrico no sentido do poço 508 para o poço 810. Este sentido é coincidente com o sentido de variação máxima do campo regional observado no mapa gravimétrico de superfície, representando uma provável influência dos gradientes regionais. Este efeito gerou um pequeno nível de base que não é, contudo, suficiente para mascarar os intervalos de interesse observados.

Entre os intervalos de interesse, convém destacar os intervalos 3 do poço 508 e 1 do 658 que estão posicionados imediatamente acima do contato do embasamento com o Membro Ibura, da Formação Muribeca, que é um horizonte reconhecidamente produtor. Infelizmente, os problemas ocorridos durante o levantamento limitaram as profundidades perfiladas, fazendo com que intervalos de apenas 30 m, no poço 508, e de 100 m, no poço 658, fossem investigados no embasamento. O poço 810 sequer atingiu o embasamento. Em função disso, não foi possível fazer uma análise mais detalhada do comportamento do perfil gravimétrico no embasamento. Apesar disso, foi possível observar quatro intervalos de interesse dentro do embasamento. Eles são os intervalos 4 e 5 do poço 508 (Fig. 49) e os intervalos 2 e 3 do poço 658 (Fig. 50).

## CAPÍTULO 5

### CONCLUSÃO

#### 5.1. A gravimetria de poço

A gravimetria de poço tem se revelado uma importante ferramenta na investigação geofísica, principalmente, por permitir a construção de perfis confiáveis de densidade. Isso pode ser bem avaliado através da comparação destes perfis com os outros perfis convencionais de densidade, conforme se observou na Seção 4.5. Devido ao maior volume de rocha investigado pelo gravímetro de poço, sua utilização abrange situações onde os perfis convencionais não produzem respostas, como no caso de poços já revestidos. Além disso, em muitas situações geológicas, as estimativas de densidade produzidas pelo perfil gravimétrico representam valores mais realísticos, como nos casos de rochas apresentando porosidades secundárias, que é uma característica encontrada em reservatórios fraturados. Por outro lado, o maior raio de ação do gravímetro de poço torna as suas estimativas de densidade, sujeitas às influências causadas tanto por corpos objetos da investigação quanto por corpos geológicos, sem interesse na investigação (ruído geológico) na vizinhança do poço. Estes efeitos podem ser melhor tratados através da redução dos dados de poço à anomalia Bouguer, que apoiou, em muito, a identificação dos efeitos anômalos causados pelo embasamento e o Membro Ibura, da Formação Muribeca. Contudo, as causas das anomalias observadas não podem ser identificadas sem o grau de ambigüidade inerente aos métodos gravimétricos, com um agravante no caso do perfil gravimétrico de poço, que é o seu caráter unidimensional. Para tal, é necessário a utilização de informações independentes para que as estruturas em subsuperfície possam ser avaliadas.

A redução de dados gravimétricos de poço à anomalia Bouguer é um processo bastante delicado, devido a grande variação vertical de densidade que normalmente ocorre em bacias sedimentares, principalmente, quando o embasamento apresenta pequenas profundidades. Esta variação vertical torna a escolha da densidade de redução Bouguer dependente do nível que se encontra a anomalia que se deseja revelar. Neste sentido, é fundamental a utilização de informações independentes de densidade, normalmente disponíveis nos perfis convencionais de densidade, para a determinação da densidade de redução ótima e assim, melhor revelar a forma das anomalias desejadas.



De maneira análoga aos dados de superfície, a anomalia Bouguer de poço pode fornecer a base tanto para a interpretação qualitativa quanto quantitativa dos dados. Sua análise qualitativa é importante para a formulação do modelo interpretativo específico para construção precisa dos perfis de densidade. O processo de formulação do modelo interpretativo é uma forma muito eficiente de introdução de informações independentes, que podem ser quantificadas por modelamento direto, tornando importante o desenvolvimento de algoritmos cada vez mais eficientes de cálculo do campo gravimétrico.

## 5.2 O problema do embasamento fraturado de Carmópolis

No campo de Carmópolis da Bacia de SE/AL, o relevo diferencial não só do embasamento pré-cambriano, mas também da sequência evaporítica da formação Muribeca, produzem distorções significativas nas estimativas de densidade, obtidas com o gravimetria de poço pelo método tradicional, que utiliza o modelo de camadas horizontais infinitas. A conjunção do algoritmo de Watson (1982), para a elaboração de malha automática de triângulos, com o algoritmo de Pohanka (1988), para o cálculo do campo gravimétrico, revelou ser uma forma bastante versátil de modelamento direto. Isso possibilitou a introdução destes efeitos no modelo interpretativo para a elaboração de perfis de densidade mais precisos.

Não obstante as observações dentro do embasamento tenham sido limitadas a pequenos intervalos, os testes com o gravímetro de poço se revelaram bastante promissores para este tipo de aplicação, pois possibilitaram a indicação de intervalos de interesse para a prospecção de petróleo, através da comparação das estimativas de densidade produzidas pelo gravímetro de poço, e informações pontuais de densidade obtidas nos perfis de densidade convencionais. Além disso houve boa concordância entre o posicionamento dos intervalos e as informações geológicas e de produção disponíveis, evidenciadas pela comparação dos perfis com a coluna litológica e com os relatórios de produção. Dentre os intervalos de interesse encontrados, alguns se posicionaram imediatamente acima do embasamento, que é um horizonte tradicionalmente produtor. O poço 658, que apresenta a maior produção no embasamento entre os três poços, mostra um intervalo de interesse localizado a uma profundidade de 720 m. Esta profundidade corresponde ao topo da zona de transição (Fig. 33) do poço 810, que segundo interpretação de Gonçalves (1991), baseada nos perfis de raios gama, neutrão e de densidade, trata-se de um nível conglomerático. Os conglomerados do membro

Carmópolis, da formação Muribeca, são um reservatório tradicional no campo de Carmópolis e isto pode representar uma evidência de migração lateral de óleo através das zonas fraturadas.

### 5.3 Sugestões

A partir dos valores de densidade obtidos pelo perfil gravimétrico de poço, pode-se efetuar o cálculo dos parâmetros de formação como porosidade e saturação de água e óleo para a reavaliação das formações investigadas (Gonçalves, 1991). Ainda na área de avaliação de formação, pode-se tentar desenvolver uma metodologia para a quantificação da porosidade de fraturas no embasamento.

Na área de métodos potenciais, outros estudos podem ser desenvolvidos de forma a determinar a geometria dos corpos na vizinhança do poço. Devitsin (1984a, 1984b) desenvolveu, matematicamente, um algoritmo para a determinação única da geometria e contraste de densidade para corpos, a partir da integração de dados gravimétricos de poço e de superfície, utilizando também informações da sísmica. O algoritmo se baseia na comparação entre as observações gravimétricas no poço e as na superfície, continuadas ao mesmo nível. Entretanto, na prática, esse algoritmo deve apresentar muitos problemas de estabilidade, devido à operação de continuação para baixo agravada pela diferença de precisão entre os dois levantamentos. Contudo, adaptações para a inversão conjunta de dados gravimétricos de poço e superfície, em algoritmos de inversão compacta (Last & Kubric, 1983; Barbosa, 1991) ou de corpos em contração (Danilov & Shul'man, 1983) podem apresentar bons resultados na melhoria da resolução da inversão de dados gravimétricos.

No Brasil, muitos outros levantamentos podem ser realizados como continuação dos testes com o gravímetro de poço, dentre os quais se destacam a perfilagem de poços mais profundos e também para estudos associados com a sísmica de superfície. Esta associação pode ser de grande utilidade para a migração e inversão sísmica e, principalmente, para a melhoria da resolução da sísmica nos casos da presença de níveis basálticos ou calcáreos, muito comuns nas bacias brasileiras.

### 5.4 Considerações finais

O desenvolvimento tecnológico tem trazido muitos benefícios para a gravimetria de poço em especial no tocante ao desenvolvimento de novos sistemas de telemetria por parte de empresas americanas como a AMOCO e EDCON, que operam comercialmente com gravímetros de poço.

Estes novos sistemas têm permitido aumentar a precisão dos levantamentos gravimétricos através da automatização das leituras, eliminação dos saltos de contagem, bem como um maior controle de ocorrência de "tares". Por outro lado, houve grande desenvolvimento de algoritmos para o processamento de dados gravimétricos de poço. MacQueen (1989) desenvolveu uma metodologia para a construção de perfis de densidade a partir dos dados gravimétricos de poço por inversão. Isso é basicamente o reconhecimento de que os dados são contaminados com ruídos, o que permite a estabilização de estimativas de densidade em pequenos intervalos entre as medidas (50 *cm* ou menos). Apesar disso, a utilização mais extensiva da gravimetria de poço ainda é muito limitada pelo desenvolvimento instrumental. A lentidão e, conseqüentemente, os altos custos operacionais, inviabilizam a realização de levantamentos muito detalhados, o que é necessário na investigação de poços desconhecidos. Por isso, o grande desafio da gravimetria de poço consiste no desenvolvimento de gravímetros ou gradiômetros mais baratos que possam realizar leituras em movimento e também operar sob condições mais adversas de temperatura e pressão, que os atuais equipamentos disponíveis no mercado.

## AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Douglas Patrick O'Brien pela participação e orientação tanto nos trabalhos de campo quanto durante a fase de interpretação.

Ao convênio UFPa/ FADESP/ CNPq/ FINEP/ PETROBRÁS pelo suporte financeiro.

Aos outros membros da banca examinadora, Dr. Hilton B. Evans e Dr. Marco Polo P. da Boa Hora, pelas correções e sugestões.

À equipe de perfilagem da Petrobrás (EPP-1) pelo trabalho desempenhado durante a realização dos levantamentos.

Aos geólogos/geofísicos Zenóbio, Mario, Michele, Fernando Barros, Edmilson, Bressane e Paulo Lopes do DENEST/DIRGEO pelo apoio técnico e material nos trabalhos de campo.

Ao Dr. Donald B. Hoover do U.S.G.S. pela idealização e apoio para a realização dos testes com o gravímetro de poço no Brasil e ao técnico Frederick G. Clutsom responsável pela operação do gravímetro.

Aos geofísicos Francisco Nepomuceno Filho e Lucia Dilon do CENPES /DIVEX/SEGEF pela coordenação do projeto e viabilização da vinda do técnico americano e do equipamento.

Aos funcionários do Prédio de Geofísica de Petróleo pelo suporte nas tarefas diárias, em especial ao Sr. Ronald Vieira pela confecção das figuras, e ao Sr. André Oliveira pela revisão final da tese.

A todos os colegas do Curso de Pós Graduação em Geofísica da UFPa, em especial a Carlos Augusto Gonçalves pelas contribuições, Walter E. Medeiros pela revisão crítica do texto e José A. Bucheb pelo apoio.

## REFERÊNCIAS

- BANARJEE, B. ; DAS GUPTA, S. P. 1977. Gravitational attraction of a rectangular paralelepiped. *Geophysics*, 42 (5) : 1053-1055.
- BARANOV, W. 1975. Potential fields and their transformations in applied geophysics. Berlin, Gebruder Borntraeger. 121 p. (Geoexploration Monographs Series 1, nº 6).
- BARBOSA, V. C. F. 1991. Reconstituição gravimétrica compacta. 94 p. (Tese de Mestrado do Dep. Geof./UFPa).
- BELTRÃO, J. F.; SILVA, J. B. C.; COSTA, J. C. 1991. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, 56 (1) : 80-89.
- BEYER, L. A. 1971. The vertical gradient of gravity in vertical or near-vertical boreholes. Washington, Department of Interior. 229 p. (U. S. Geological Survey Open-File Report, p. 7-2).
- BEYER, L. A. 1982. Interpretation and application of borehole gravity surveys. In: SEG SHORT COURSE, Denver, Colorado, nov. 4-5, 1982. P. 7-2.
- BRADLEY, J. W. 1975. The application of borehole gravimeter to the evaluation and exploration of oil and gas reserves. In: ANNUAL MEETING OF SEG, 45, Denver, Colorado, 1975. 8 p.
- BRADLEY, J. W. 1976. The commercial application and interpretation of the borehole gravimeter. Tulsa. AMOCO PRODUCTION CORPORATION, 11p.
- BRIGGS, I. C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39 : 39-48.
- BROWN, A. R.; RASMUSSEN, N. F.; GARNER, C. O.; CLEMENT, W. G. 1975. Borehole gravimeter logging fundamentals. In: ANNUAL MEETING OF SEG, 45, Denver, Colorado, 1975, 9 p.
- CATON, P. W. 1981. Improved methods for reducing borehole gravity data—Applications and analyses of reduced gravity plots. In: SPWLA ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM, 22, Mexico, 1981. Transactions. v. 2, p. RR1-RR41.

- CLAERBOUT, J. F. 1976. Fundamentals of geophysical data processing: with applications to Petroleum Prospecting. New York, McGraw-Hill. 274 p.
- COYLE, L. A. 1976. The application of borehole gravimetry to remote sensing of anomalous masses. Purdue, 89 p. (Tese de Mestrado Univ. Purdue).
- DANILOV, V. L. & SHUL'MAN, I. I. 1983. New algorithms for solving inverse problem on gravity exploration. *Izvestiya, Earth Physics*, v. 9 (2) : 132-139.
- DEVITSIN, V. M. 1984a. Solution of the Inverse Potential Problem for the Case of Two-Dimensional Stratified Media Based on Measurements with Surface and Well Gravimeters (trad.). *Izvestiya, Earth Physics*, 20 (10) : 550-831.
- DEVITISIN, V. M. 1984b. Solution of the Inverse Problem of Potential for Three-Dimensional Layered Media Using a Combination of Surface and Borehole Gravity Data and Seismic Logs (trad.). *Izvestiya, Earth Physics*, 20 (11) : 550-831.
- LaFEHR, T.R. 1983. Rock density from borehole gravity surveys. *Geophysics*, 48(3) : 341-356.
- FUGITA, A. M. 1974. A geomorfologia da superfície de discordância pré-apitana na bacia Sergipe-Alagoas e sua relação com os campos de óleo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG. p. 121-135.
- GONÇALVES, C. A. 1991. Aplicação do gravímetro de poço em problemas de avaliação de formação no Brasil. Belém, 108 p. (Tese de Mestrado Dep. Geof. UFPa.)
- HAMMER, S. 1950. Density determinations by underground gravity measurements. *Geophysics*, 15 (4) : 637-652.
- HAMMER, P. T. C.; HILDEBRAND, J. A.; PARKER, L.R. 1991. Gravity inversion using semi-norm minimization: Density modeling of Jasper seamount. *Geophysics*, 56 (1) : 68-79.
- HEARST, J. R.; SCHMOKER, J. W.; CARLSON, R. C. 1980. Effects of terrain on borehole gravity data. *Geophysics*, 45 (2) : 234-243.
- HUBER, P. J. 1981. Robust statistics. New York, John Wiley & Sons, 308 p.

- JAGELER, A. H. 1976. Improved hydrocarbon reservoir evaluation through use of borehole gravimeter data. *J. Petr. Tech.*, 28 (6) : 709-718.
- LANA, M. C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In: *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás, 414 p.
- LAST, B. J. & KUBICK, K. 1983. Compact gravity inversion. *Geophysics*, 48 (6) : 713-721.
- LIMA, C. C. 1987. Estruturação pós-rift da porção sergipana da Bacia de Sergipe-Alagoas; O papel do basculamento e das descontinuidades do embasamento. Ouro Preto. (Tese de Mestrado da Escola de Minas da Univ. Fed. Ouro Preto).
- LIMA, C. C.; CESERO, P. de; PISCETTA, M. V. R.; TINOCO, D. L. 1984. O embasamento fraturado de Carmópolis, Alto de Aracaju, Bacia de Sergipe. Rio de Janeiro, Petrobrás, Cenpes.
- MACQUEEN, J.D. 1989. Inversion of borehole gravimeter data. In: *ANNUAL MEETING OF SEG*, 59, Dallas, Texas, 1989. Expanded Abstract. 2 p.
- McCULLOH, T. H.; KANDLE, J. R.; SCHOELLHAMER, J. E. 1968. Application of gravity measurements in wells to problems of reservoir evaluation. In: *SPWLA ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM*, 9, 1968. p. 1-29.
- McCULLOH, T. H.; LaCOSTE, L. J. B.; SCHOELLHAMER, J. E.; PAMPEYAN, E. H. 1967a. The U.S.G.S.-LaCoste & Romberg precise borehole gravimeter system-instrumentation and support equipment. *Geological Survey Research, U.S.G.S. Prof. Paper 575D*, D92-D100.
- McCULLOH, T. H.; SCHOELLHAMER, J. E.; PAMPEYAN, E. H.; PARKS, H. B. 1967b. The U.S.G.S.-LaCoste & Romberg precise borehole gravimeter system-Test results. *Geological Survey Research, U.S.G.S. Prof. Paper 575D*, D101-D112.
- PARKER, R. L.; SHURE, L.; HILDEBRAND, J. A. 1987. The application of inverse theory to seamount magnetism. *Rev. of Geophysics*, 25 (1) : 17-40.
- POHANKA, V. 1988. Optimum expression for the computation of the gravity field of a homogeneous polyhedral body. *Geoph. Prosp.*, 36 : 733-757.

- RAMIREZ, J. A.; VASCONCELOS, J. A.; ANDRADE, J. C. B. 1990. Cálculo de campos bidimensionais utilizando o método de elementos finitos com geração automática de malha. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AUTOMÁTICA, 8, Belém, 1990. Belém, UFPA.
- RASMUSSEN, N. F. 1973. Borehole gravity survey planning and operation. In: SPWLA ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM, 14, 1973. P. Q1-Q28.
- RASMUSSEN, N. F. 1975. The successful use of borehole gravity meter in northern Michigan. *The Log Analyst*, 16 (5) : 3-10.
- ROBBINS, S. L. 1989. Borehole gravimetry reviews. Virginia, Department of Interior. 64 p. (U. S. Geological Survey Circular 890).
- ROY, A. 1962. Ambiguity in geophysical interpretation. *Geophysics*, 27 (1) :90-99.
- SCHALLER, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas. *Bol. Tec. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 12 (1) : 21-86.
- SCHMOKER, J. W. 1978. Accuracy of borehole gravity data. *Geophysics*, 43 (3) : 538-542.
- SMITH, N. J. 1950. The case for gravity data from boreholes. *Geophysics*, 15 (4) : 605-636.
- SNYDER, D. D. 1976. The borehole Bouguer gravity anomaly—Application to interpreting borehole gravity surveys. In: SPWLA ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM, 17, 1976. p. AA1-AA20.
- SZATMARI, P. et al. 1974. Evaporitos de Sergipe; geologia e geoquímica. Aracaju, Petrobrás, RPNE, v. 1.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A. 1976. *Applied Geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press, 843 p.
- VAN DER VEN, P. H.; CAINELLI, C.; FERNANDES, G. J. F. 1989. Bacia Sergipe-Alagoas: geologia e exploração. *Bol. Geoc. Petrobrás*, 3 (4) : 307-315.
- WATSON, D. F. 1982. Acord: Automatic contouring of raw data. *Comput. and Geol.*, 8 : 97-102