

## Coleta e Redução de Dados Gravimétricos

*“Cada partícula de matéria no universo atrai todas as outras com a força diretamente proporcional à sua massa e inversamente proporcional ao quadrado da distância que a separa de outra.”*

**Lei da Gravitação Universal**

ISAAC NEWTON (1642-1727), físico e matemático inglês

### 5.1 APRESENTAÇÃO

Todas as massas na Terra estão sob o efeito de atração mútua regido pela lei da gravitação universal de Newton. Essa lei, combinada com a segunda lei do movimento do próprio Newton (*“a força equivale ao produto da massa pela aceleração”*), mostra que a magnitude da aceleração devida à gravidade na Terra ( $g$ ) é diretamente proporcional à massa da Terra ( $M$ ) e inversamente proporcional ao quadrado do raio até o centro do planeta ( $R$ ):

$$\overline{g}(R) = G \frac{M}{R^2} R, \text{ onde } G \text{ é a constante da gravitação universal} = 6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}.$$

Teoricamente, a aceleração devida à gravidade deveria ser constante em todo planeta. Todavia, a gravidade varia de lugar para lugar devido a forma da Terra: uma esfera achatada ou um elipsóide oblato. Essa forma é consequência da combinação entre as acelerações gravitacional e centrífuga. A superfície elipsoidal, que coincide com o nível médio do mar e tem mesmo valor de gravidade, é chamado de *geóide*. Devido à distribuição irregular de massas no interior do planeta, o geóide não tem a forma idêntica de elipsóide: nos oceanos a superfície está ligeiramente mais próxima do centro do planeta do que nos continentes. Isso gera anomalias de grande comprimento de onda relacionadas também a massas no interior do manto terrestre (Blakely 1996; Reynolds 1997). Em 1971 a União Internacional de Geodésia e Gravimetria adotou uma fórmula precisa para a previsão da forma do geóide e dos valores de gravidade (Luiz & Silva 1995):

$$g_e = 978,031846(1 + 0,005278895 \text{sen}^2 \Phi + 0,000023462 \text{sen}^4 \Phi) \quad (5.1)$$

onde  $g_e$  é a gravidade esperada na latitude geográfica  $\Phi$  e expressa em Gal<sup>9</sup>.

Qualquer mudança lateral de densidade próximo à superfície produz variações locais no valor do campo gravitacional que, embora muito pequenas, podem ser detectadas, permitindo avaliações a respeito da distribuição das densidades dos materiais em subsuperfície. Os materiais mais densos contribuem mais fortemente para o campo gravitacional do que os menos densos.

Volume e profundidade também são parâmetros importantes no estudo gravimétrico (Luiz & Silva 1995). Portanto, um levantamento gravimétrico é efetuado para resolver problemas de densidade, volume e profundidade.

Neste capítulo são descritas metodologias de coleta e redução de dados de gravimetria terrestre usadas neste trabalho. São sugeridas metodologias novas e derivadas das existentes, que foram testadas em uma área de aproximadamente 9000 km<sup>2</sup> na região entre as cidades de Crixás e Itapaci no Estado de Goiás.

<sup>9</sup> A unidade mais usada para  $g$  é o *miliGal* (mGal), que equivale a 10<sup>-3</sup> Gal ou 10<sup>-5</sup> m/s<sup>2</sup>. Também são utilizadas a *unidade gravitacional* (g.u., gravity unit; 1 g.u.=0,1 mGal) e o *microGal* (μGal; 1 μGal = 10<sup>-3</sup> mGal). Essa última é recomendada para levantamentos muito detalhados de prospecção mineral.

## 5.2 LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO

Em um levantamento gravimétrico deve-se atentar para a distinção entre um trabalho de campo regional, de reconhecimento e de detalhe (Mirónov 1977).

O levantamento regional permite obter um quadro geral do campo gravitacional em áreas extensas do território, revelar as propriedades mais gerais do campo e sua ligação com as estruturas geológicas regionais e/ou destacar as zonas de maior perspectiva para um levantamento posterior mais minucioso.

O levantamento de reconhecimento se faz com o objetivo de localizar alvos que possam se traduzir em depósitos minerais, delimitando estruturas e litologias locais que controlam esse alvo.

O levantamento minucioso (detalhado) serve para detalhar alvos previamente selecionados, como jazimentos minerais, e investigar o seu entorno.

Em Mirónov (1977, p.210) encontra-se uma tabela de precisão e densidade da malha de dados para observações gravimétricas, aplicada na ex-União Soviética (Tabela 5.1).

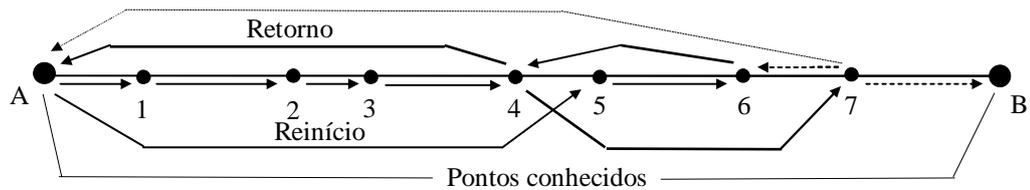
**TABELA 5.1:** Precisão e densidade da malha de observações gravimétricas (Mirónov 1977, modificado).

Intervalo entre as linhas de contorno Bouguer (mGal)	Escala do mapa	Erro médio quadrático em mGal dos dados observados nas estações de referência de 1ª e 2ª ordem (mGal)	Densidade da malha (pontos/km <sup>2</sup> )
10	1:2 500 000	± 0,8	0,0025-0,0067
5-10	1:1 000 000	± 0,6-0,8	0,0025-0,04
5	1:500 000	± 0,6	0,01-0,04
2-5*	1:250 000*	± 0,5-0,6*	0,04-0,13*
2	1:200 000	± 0,5	0,1-0,25
1-2	1:100 000	± 0,3-0,5	0,1-1
0,5-1	1:50 000	± 0,15-0,3	0,25-5
0,5	1:25 000	± 0,15	1-5
0,2-0,25	1:10 000	± 0,08	10-50
0,1-0,25	1:5 000	± 0,03-0,08	10-500
0,1	1:2 000	± 0,03	100-500
0,1	1:1 000	± 0,03	100-500

\* estimativa a partir da tabela original.

Ao se efetuar levantamentos gravimétricos, deve-se assegurar uma boa localização de todos os pontos, que pode ser feita com mapas, fotografias aéreas ou usando-se posicionamento por satélites como o GPS (Global Positioning System). Uma coordenação entre os pontos coletados e uma rede de referência onde se tenha valores absolutos de gravidade conhecidos também é muito importante. Geralmente se usa a *International Gravity Standardization Net* (IGSN71) e/ou uma malha gerada a partir dela, como a Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira (RGFB; Escobar 1980).

Os pontos de referência das redes fundamentais ou do executante devem estar em lugares de fácil acesso e reconhecimento (cruzamentos, locais característicos, como igrejas, escolas, etc.). Um ponto de referência, não necessariamente o mesmo, deve ser ocupado no início e ao final de um conjunto de observações para se corrigir o efeito de *deriva* do aparelho (Figura 5.1). Cada conjunto de observações deve ser feito preferencialmente em intervalos de tempo curtos (no máximo 3 horas) para se minimizar os efeitos da deriva. Esse tempo pode ser estendido, dependendo da escala do levantamento e do tipo de gravímetro. Geralmente alguns gravímetros da Lacoste & Romberg™ podem trabalhar por 24 horas (ou mais) com uma deriva menor que um décimo de miliGal (informação do fabricante).



**FIGURA 5.1:** Exemplo de procedimento para coleta de dados gravimétricos: *salto-de-rã*. A coleta é iniciada no ponto da rede de referência A. Em seguida, os pontos 1, 2, 3 e 4 são coletados no prazo de ~3 horas. Retorna-se, então, ao ponto A para fechar o circuito. Reinicia-se no ponto 5 e coleta-se o ponto 6 em prazo semelhante. Retorna-se ao 4 e coleta-se 7. Tem-se, então duas opções; ou se fecha o circuito em B (outro ponto de referência), ou retorna-se para um ponto já conhecido.

### 5.2.1 CORREÇÕES

Além da *correção de deriva* do aparelho, devem ser levadas em conta a variação do valor de gravidade com a latitude, a altitude, o efeito das massas entre as estações, a topografia do terreno e os efeitos da força gravitacional do Sol e da Lua.

#### 5.2.1.1 CORREÇÃO DE LATITUDE

A correção de latitude é feita pelo fato da gravidade normal aumentar quando se afasta do equador ao longo dos meridianos. Como consequência, valores obtidos em latitudes diferentes não podem ser comparados, sem que sejam corrigidos (Luiz & Silva 1995). A equação (5.1) expressa muito bem esse efeito. A correção é obtida pela diferenciação dessa equação (Telford *et al.* 1990):

$$C_L = 0,811 \text{ sen}^2 \Phi \text{ mGal/km} \quad (5.2)$$

onde  $\Phi$  é o valor da latitude geográfica.

#### 5.2.1.2 CORREÇÃO DE AR-LIVRE (ALTITUDE)

A correção de ar-livre (*free-air*) ou de altitude é empregada para compensar os efeitos da diferença de altitude entre as estações em relação ao geóide ou a um nível de referência arbitrário (Luiz & Silva 1995). A correção de ar-livre é expressa por

$$C_{AL} = 0,3086h \text{ mGal} \quad (5.3)$$

onde  $h$  é a altitude da estação em metros.

#### 5.2.1.3 CORREÇÃO DE MARÉ TERRESTRE

A mudança da posição da Terra em relação ao Sol e à Lua causa perturbações nos valores da gravidade que podem ser observadas dentro de um período de 24 horas. A magnitude dessas perturbações varia com a posição geográfica do ponto de observação e com a época do ano. Em um mesmo ponto, seus valores variam de modo senoidal, apresentando amplitude máxima pico-a-pico inferior a 0,3 mGal. Essa variação, embora muito pequena em relação ao valor da gravidade normal, deve ser eliminada, pois sua magnitude pode atingir a ordem de grandeza de anomalias comumente encontradas nos levantamentos para prospecção (Luiz & Silva 1995).

As perturbações devidas ao Sol e à Lua podem ser calculadas para cada minuto de todos os dias de cada ano, em qualquer posição geográfica, através de fórmulas matemáticas desenvolvidas inicialmente por Longman (1959).

#### 5.2.1.4 CORREÇÃO BOUGUER

É necessário que o efeito da massa entre as estações de medida em um terreno acidentado e o nível do geóide seja eliminado. Isso é realizado através da correção Bouguer, que consiste em adicionar, ao valor normal da gravidade, a atração de um cilindro de raio infinito e altura igual à altitude da estação no terreno. O cilindro deve ter densidade igual à do material que está entre o geóide e a estação (distribuições anômalas de densidade devem ser evitadas; Luiz & Silva 1995).

A correção Bouguer é dada por

$$C_B = 0,04192\rho h \text{ mGal/m} \quad (5.4)$$

onde  $\rho$  é a densidade em  $\text{g/cm}^3$ .

Em levantamentos regionais o valor da densidade é generalizado, assumindo-se normalmente o valor de  $2,67 \text{ g/cm}^3$ . Técnicas de estimativas de densidade são sugeridas mais adiante.

#### 5.2.1.5 CORREÇÃO DE TERRENO OU TOPOGRÁFICA

Na aplicação da correção Bouguer considera-se que acima do nível da estação não existe massa, desprezando-se o efeito do material localizado nas cotas mais elevadas, quando este existir. Existindo, esse material exerce atração sobre qualquer massa colocada na estação e sua componente vertical (cujo sentido opõe-se ao sentido da atração gravitacional) reduz o valor da gravidade medida no ponto. Este efeito deve ser subtraído do valor da gravidade normal reduzido pelas correções ar-livre e Bouguer ou somado ao valor da gravidade medido no terreno. Em vales, por meio da correção Bouguer adiciona-se massa onde na realidade ela, fisicamente, não existe. O efeito desta massa imprópria adicionada deve também ser subtraído do valor normal da gravidade reduzida ou somado ao valor medido no terreno. Como os dois efeitos deixados pela correção Bouguer estão diretamente relacionados à topografia ou elevação do terreno, a sua compensação recebe a denominação de correção de terreno ou topográfica,  $C_T$  (Luiz & Silva 1995; Reynolds 1997).

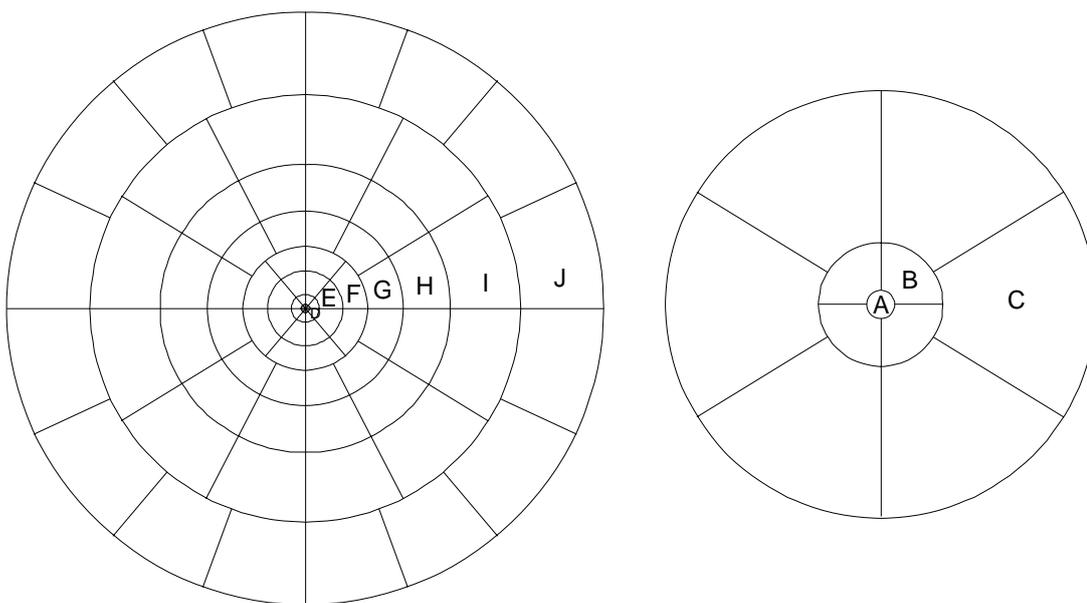
A  $C_T$  é usualmente realizada dividindo-se a região que envolve o ponto de medida em pequenos corpos de forma geométrica simples sobre o mapa topográfico da área, de modo que se possa facilmente calcular sua atração. Hammer (1939) desenvolveu essa técnica utilizando um papel transparente/translúcido no qual havia desenhado uma série de anéis segmentados e concêntricos (Figura 5.2). Esse papel é sobreposto em um mapa topográfico e a altitude média de cada segmento de cada anel é estimada. Cada anel é um cilindro oco de altura  $z$  e raios interno e externo (Figura 5.3). A altura  $z$  é a diferença entre a altitude da estação e a média do segmento. Os raios, interno e externo, de cada anel eram retirados de tabelas especiais que também continham valores que davam um peso para cada anel. Os anéis mais distantes tinham áreas maiores e menores pesos, pois sua influência começava a ser desprezível. Usando a equação abaixo, é possível estimar a influência de cada segmento ou compartimento de cada anel sobre o ponto de medida:

$$\Delta g_{seg} = \frac{2\pi\rho G}{n} \cdot \left( r_e - r_i + \sqrt{r_i^2 + z^2} - \sqrt{r_e^2 + z^2} \right) \text{ mGal} \quad (5.6)$$

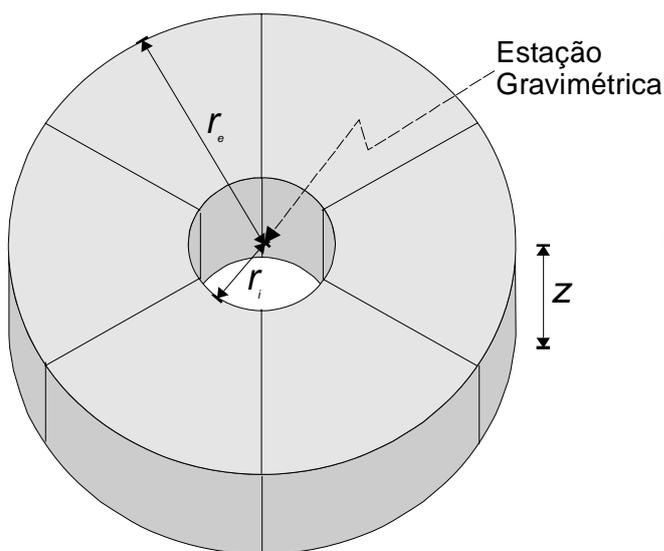
onde  $n$  é o número de segmentos do anel correspondente,  $z$  é o módulo da diferença de altitude entre a estação e a média do segmento,  $G$  é a constante gravitacional,  $\rho$  é a densidade (a mesma da correção Bouguer) e  $r_i$  e  $r_e$  são os raios interno e externo, respectivamente, do anel correspondente (Luiz & Silva 1995; Reynolds 1997). Sendo assim, a  $C_T$  será dada por

$$C_T = \sum_{seg=1}^m \Delta g_{seg} = \sum_1^m t\rho = T\rho \text{ mGal} \quad (5.7)$$

onde  $m$  é o número total de segmentos.



**FIGURA 5.2:** Diagrama de Hammer (1939) para correção de terreno com os anéis indicados por letras. Os anéis A-C são mostrados expandidos para facilitar a visualização (Fontes: Dobrin & Savit 1988; Reynolds 1997).



**FIGURA 5.3:** Representação esquemática de um anel cilíndrico segmentado usado para calcular correções de terreno (Reynolds 1997). É evidente que todos os segmentos não terão o mesmo  $z$  médio.

A Tabela 5.2 mostra os valores que devem ser usados na construção do diagrama de Hammer.

**TABELA 5.2:** Raios de anéis para correção de terreno (modificado de Luiz & Silva 1995).

Anel	r <sub>i</sub> (m)	r <sub>e</sub> (m)	Setores	Anel	r <sub>i</sub> (km)	r <sub>e</sub> (km)	Setores
A	0	2	1	N	3	5	16
B	2	10	4	O	5	7	16
C	10	20	8	P	7	10	16
D	20	50	8	Q	10	15	16
E	50	100	8	R	15	20	16
F	100	200	8	S	20	30	16
G	200	300	16	T	30	50	16
H	300	500	16	U	50	70	16
I	500	700	16	V	70	100	16
J	700	1000	16	W	100	150	16
K	1000	1500	16	X	150	200	16
L	1500	2000	16	Y	200	250	16
M	2000	3000	16	Z	250	300	16

Parker (1995, 1996) descreve um método de correção de terreno usando a FFT. O princípio da técnica é baseado na expansão da função elevação topográfica em séries de potências. Todavia, caso a estação a ser corrigida seja incluída no domínio de integração, as séries divergirão. Para evitar o fato, o autor aconselha que a atração até uma certa distância da observação seja desprezada. O cálculo da correção é dividido em duas partes: 1) o cálculo da atração do material em um cilindro centrado em cada ponto de medida; 2) a atração do material fora desse cilindro usando séries de potências, cujos termos podem ser escritos como convoluções, que, por sua vez, podem ser avaliadas por meio de transformadas de Fourier e, assim, serem numericamente eficientes.

Não há necessidade de que a  $C_T$  seja estimada com base em uma divisão circular do terreno. Uma malha regular pode muito bem ser usada no caso de se ter uma topografia digitalizada. Assim sendo, a ajuda de um computador permite grande rapidez na aplicação da correção (Kane 1962; Krohn 1976; Olivier & Simard 1981; Parker 1995, 1996). Este procedimento requer, no entanto, a digitalização de mapas de contornos topográficos segundo uma malha regular, o que pode ser dispendioso e é prático somente quando a área é de grandes dimensões (Luiz & Silva 1995). O uso de dados topográficos de satélite também pode ajudar. No entanto, esse procedimento requer certos cuidados, tais como a relação entre a resolução dos dados de satélite e a escala do levantamento.

#### 5.2.1.6 ANOMALIA E VALOR BOUGUER

Subtraindo-se a gravidade esperada [equação (5.1)] da gravidade observada (totalmente corrigida) temos que a *anomalia Bouguer* em mGal é

$$\Delta g_B = g_{obs} + 0,3086h - 0,04191\rho h + T\rho - g_e \quad (5.8)$$

onde  $g_{obs}$  é a gravidade observada,  $h$  é a altitude da estação em metros,  $\rho$  a densidade em  $g/cm^3$  e  $g_e$  a gravidade esperada.

A aplicação direta das correções nas medições no terreno define o *valor Bouguer* da estação que é dado por

$$V_B = g_{obs} + 0,3086h - 0,04191\rho h + T\rho \quad (5.9)$$

onde  $g_{obs}$  é a gravidade observada e  $T$  a influência da topografia segundo o método de Hammer (1939) (Luiz & Silva 1995).

## 5.2.2 DETERMINAÇÕES DE DENSIDADE

As correções Bouguer e de terreno requerem o conhecimento da densidade das rochas em subsuperfície na área do levantamento. Geralmente, amostras de rochas retiradas de afloramentos, furos de sondagens ou galerias são levadas a um laboratório para determinações de densidade. Este procedimento, no entanto, nem sempre produz resultados satisfatórios, pois as amostras podem não ser representativas do material da subsuperfície, por terem sofrido intemperismo ou por apresentarem maior saturação em água. Valores de densidade melhores podem ser obtidos em determinações *in situ*, em medidas em poços ou estimativas a partir de medidas de gravidade realizadas na superfície do terreno (Luiz & Silva 1995).

### 5.2.2.1 DETERMINAÇÃO EM LABORATÓRIO

As amostras de rocha levadas ao laboratório são pesadas no ar e na água geralmente em uma balança de Jolly (Dana & Hurlbut 1969). A densidade pode então ser estimada por meio da expressão

$$\rho = \frac{P_{ar}}{P_{ar} - P_{ag}} \quad (5.10)$$

onde  $P_{ar}$  e  $P_{ag}$  representam o peso da amostra no ar e na água.

Este tipo de determinação fornece bons resultados para as rochas ígneas e metamórficas inalteradas. Para as rochas de elevada porosidade, como a maioria das sedimentares, em que a densidade depende não só dos constituintes minerais, como também da quantidade de água presente nos poros, é recomendado que se realizem duas determinações de densidade: uma com a amostra completamente seca e a outra com a amostra totalmente saturada de água. O valor da densidade deve então ser escolhido entre os dois valores obtidos, de acordo com as condições da área (Luiz & Silva 1995).

Quando a amostra da rocha é constituída de fragmentos, a densidade pode ser determinada com o auxílio de um picnômetro (Dana & Hurlbut 1969).

### 5.2.2.2 MEDIDAS EM POÇOS

Medindo o valor da gravidade ao longo de um poço, em dois pontos de profundidades diferentes, é possível estimar-se a densidade do material existente entre esses pontos (Luiz & Silva 1995). A densidade pode também ser estimada a partir de medições de radiação gama em ferramenta introduzida no poço em dois pontos diferentes (método gama-gama). Esse método é usado para determinação de porosidade da rocha. Dentre outros métodos incluem-se o neutrônico e o sônico, utilizados na determinação de porosidade pela determinação da quantidade de hidrogênio e pela velocidade de ondas elásticas, respectivamente (Telford *et al.* 1990).

### 5.2.2.3 MÉTODO DE NETTLETON

Desenvolvido por Nettleton (1939), este método permite estimativas da densidade a partir das medidas de gravidade realizadas na superfície do terreno durante um levantamento.

O método consiste em escolher um perfil de medidas gravimétricas realizado sobre região acidentada, onde não haja anomalias de densidade na subsuperfície, e aplicar as correções para obter a

gravidade Bouguer de cada estação do perfil, usando diversos valores de densidade para as correções Bouguer e topográfica. Os valores corrigidos que apresentarem a menor variabilidade indicarão a melhor estimativa de densidade (Figura 5.4). Os melhores resultados com este método são alcançados nas áreas onde o material às proximidades da superfície do terreno é homogêneo (Luiz & Silva 1995).

#### 5.2.2.4 MÉTODO DE PARASNIS

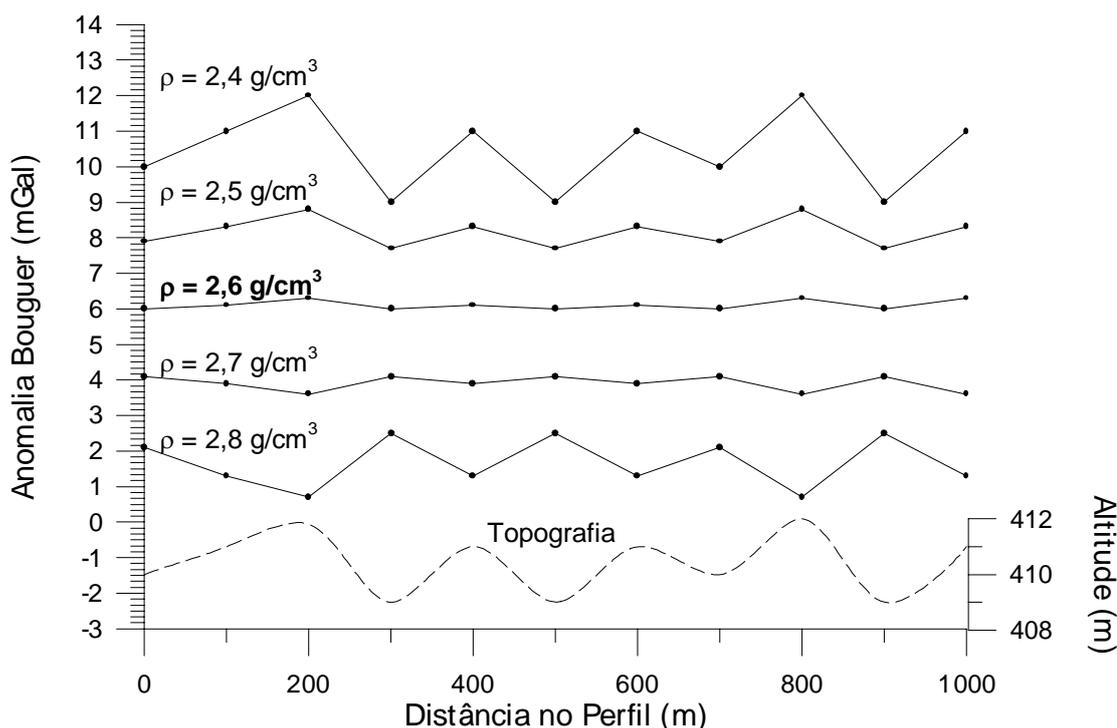
Parasnis (1972) desenvolveu um método que permite estimar a densidade a partir das medidas de gravidade realizadas durante o levantamento. A partir da equação (5.4) e considerando que a anomalia Bouguer é zero (não há anomalias de densidade na subsuperfície), obtém-se

$$g_{obs} - g_e + 0,3086h = (0,04191h - T)\rho \quad (5.11)$$

que é a equação<sup>10</sup> de uma reta com coeficiente angular igual a  $\rho$  (Luiz & Silva 1995). Supondo que o relevo seja bastante suave e, portanto, a correção topográfica seria desprezível, a densidade pode ser dada por

$$\rho = \frac{g_{obs} - g_e + 0,3086h}{0,04191h} \quad (5.12)$$

usando as mesmas convenções da equação (5.4).



**FIGURA 5.4:** Exemplo de estimativa de densidade usando o método de Nettleton. A melhor densidade é aquela em que os valores das anomalias Bouguer são bastantes semelhantes e em que sua relação com a topografia seja mínima (2,6 g/cm<sup>3</sup>). Observação: os valores são fictícios.

<sup>10</sup> Essa equação apresenta erro em Parasnis (1972) e Luiz & Silva (1995), onde o termo  $g_e$ , necessário, não aparece.