

4 – REDUÇÕES GRAVIMÉTRICAS

4.1 – CONSIDERAÇÕES

Nas aplicações da Gravimetria, os valores medidos da aceleração da gravidade (g) estão sujeitos a diferentes tipos de redução consoante o fim a que se destinam. Exemplificando: a anomalia Bouguer, tão importante do ponto de vista geológico e geofísico, pouco significa se considerada isoladamente nas investigações sobre o geóide; enquanto as anomalias isostáticas que podem interessar a geólogos, geofísicos e geodestas, não apresentam interesse nos trabalhos de percepção de natureza local.

Do ponto de vista geofísico, são necessárias algumas reduções, em função dos objetivos. A definição adotada de anomalia da gravidade envolve o valor de g sobre a superfície do geóide, daí a clássica redução da gravidade ao nível do mar.

Para que se possa visualizar o problema na sua forma geral, comecemos por recordar a definição genérica de anomalia da gravidade.

$$\Delta g = g_o - \gamma \quad (4.1.1)$$

O índice que aparece nesta expressão é para enfatizar que a gravidade real está associada a um ponto do geóide; a gravidade normal é obtida com a fórmula internacional, em função da latitude da estação.

Para reduzir a gravidade observada (na superfície física) ao nível médio dos mares (geóide), introduzimos a chamada correção ar-livre (C_A); a anomalia resultante recebe o mesmo nome.

$$\Delta g_A = \Delta g + C_A \quad (4.1.2)$$

A remoção das massas topográficas ou massas externas se obtém empregando, além da correção anterior, a chamada correção Bouguer (C_B), a anomalia resultante é denominada anomalia Bouguer.

$$\Delta g_B = \Delta g + C_A + C_B \quad (4.1.3)$$

Se quisermos ainda considerar a maior parte da crosta em equilíbrio isostático usamos, além das anteriores, mais a correção isostática (C_I), obtendo a anomalia isostática.

$$\Delta g_I = \Delta g + C_A + C_B + C_I \quad (4.1.4)$$

4.2 – ANOMALIA AR-LIVRE

A correção ar-livre para uma estação gravimétrica com altitude ortométrica h é expressa por

$$C_A = \frac{\partial \gamma}{\partial h} h \quad (4.2.1)$$

Onde $\partial \gamma / \partial h$ é o gradiente vertical da gravidade. Nos trabalhos rotineiros podemos utilizar o gradiente da gravidade normal e resulta

$$C_A = 0,3086 h \quad (4.2.2)$$

Com h em metros e C_A em mGal, resultando para a anomalia ar-livre

$$\Delta g_A = \Delta g + 0,3086 h \quad (4.2.3)$$

Em casos de maior precisão, podemos expressar o gradiente por

$$\frac{\partial g}{\partial h} = \frac{2\gamma}{a} (1 + \alpha - 2 \alpha \sin^2 \varphi + m) h \quad (4.2.4)$$

Resultando para a anomalia ar-livre

$$\Delta g_A = \Delta g + \frac{2\gamma}{a} (1 + \alpha - 2 \alpha \text{sen}^2 \varphi + m) h \quad (4.2.5)$$

Convém observar que a medição relativa de g numa estação terrestre, utilizando um gravímetro é operação simples que se conclui em poucos minutos com notável precisão. Mas a obtenção da anomalia ar-livre pressupõe a definição cartográfica da estaca: latitude para o cálculo da gravidade teórica com a fórmula internacional e altitude para o cálculo da correção ar-livre. Os gravímetros utilizados atualmente em levantamentos comuns têm uma precisão de 0,01 mGal, mas um erro de $\pm 0,31$ mGal na anomalia ar-livre.

4.3 – ANOMALIA BOUGER

A anomalia Bouguer considera a massa existente entre o geóide e a superfície física da Terra. A remoção das massas topográficas pode ser expressa por

$$C_B = -A - B + C \quad (4.3.1)$$

O primeiro termo (A) constitui a correção de Bouguer propriamente dita: corresponde à componente vertical da atração exercida por um platô horizontal de espessura H sobre um ponto de massa unitária situado à sua superfície. (Fig. 4.3.1)

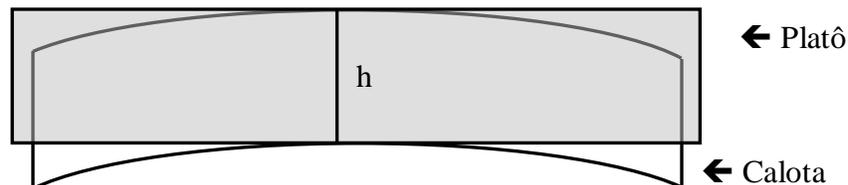


Fig. 4.3.1 Platô e calota de Bouguer

Essa componente, na realidade, se aproxima da que seria produzida por uma calota de mesma espessura e com raio esférico de 166,7 km. Esta, aliás, é a função do segundo termo (B); converter o platô em calota.

O terceiro termo (C), que designaremos por correção topográfica, considera as irregularidades da topografia em relação à calota.

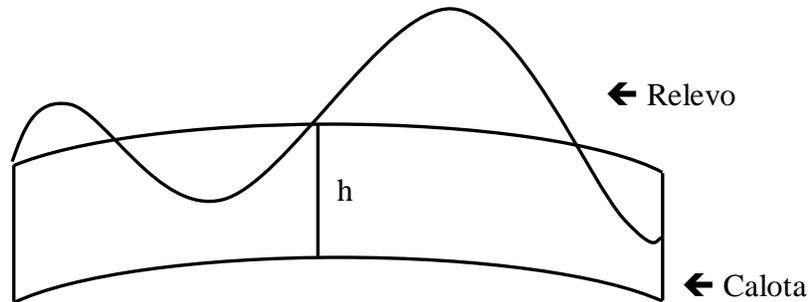


Fig. 4.3.2 Correção topográfica

$$\Delta g_B = \Delta g + 0,3086h - 0,1119h - B + C$$

ou ainda

(4.3.2)

$$\Delta g_B = \Delta g + 0,1967h - B + C$$

Com C negligenciável em escala regional, B dado pela Tab. 4.3.2.1 e γ calculado com a fórmula da gravidade teórica; se h for dado em metros, a anomalia será em mGal.

4.3.1 – CORREÇÃO DE BOUGUER PROPRIAMENTE DITA

A Fig. 4.3.1.1 representa um cilindro de eixo vertical com a base inferior apoiada sobre o geóide. A estação gravimétrica p está situada na face superior.

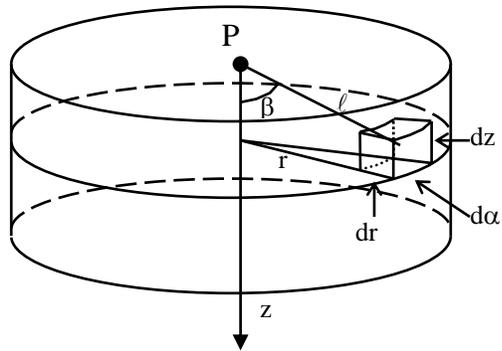


Fig 4.3.1.1 Atração de um cilindro

O elemento de massa

$$dm = \rho dv \quad (4.3.1.1)$$

Produz sobre a massa unitária localizada em p uma atração expressa por

$$dF = \frac{G\rho dv}{l^2} \quad (4.3.1.2)$$

De componente vertical

$$dF_z = \frac{G\rho dv}{l^2} \cos \beta \quad (4.3.1.3)$$

Mas, da Fig. 4.3.1.1, tiramos

$$l^2 = r^2 + z^2 \quad ; \quad \cos \beta = \frac{z}{l} \quad (4.3.1.4)$$

Logo, a componente vertical pode ser escrita na forma

$$dF_z = \frac{G\rho z}{(r^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} dr dz d\alpha \quad (4.3.1.5)$$

A integração desta expressão nos dá a força de atração gravitacional em p.

$$A = F_z = G\rho \int_0^{2\pi} d\alpha \int_0^h z dz \int_0^\infty r (r^2 + z^2)^{\frac{3}{2}} dr \quad (4.3.1.6)$$

A última integral resulta igual a $\frac{1}{z}$; logo

$$A = F_z = G\rho \int_0^{2\pi} d\alpha \int_0^h dz = 2\pi G \rho h \quad (4.3.1.7)$$

Adotando os valores $G = 6,67 \times 10^{-8}$ erg.cm²/g² e $\rho = 2,67$ g/cm³, resulta a correção de Bouguer

$$A = 0,1119 h \quad (4.3.1.8)$$

Com h em metros e A em mGal.

4.3.2 - CALOTA DE BOUGER

O segundo termo (B) da expressão (4.3.1) é a diferença entre as componentes verticais da atração produzida pela calota e pelo platô de mesma espessura, estendida até 166,7 km da estação gravimétrica. Esta correção, entretanto, raramente é aplicada em trabalhos de Geofísica. Mas, quando há interesse, pode ser obtido com auxílio de tabelas na função da altitude da estação gravimétrica (Tab. 4.3.2.1)

h_s	Calota	Platô	B (10^{-4} Gal)
100	11.26	11.18	0.8
200	22.62	22.36	2.6
300	33.98	33.54	4.4
400	45.24	44.72	5.2
500	56.60	55.90	7.0
600	67.86	67.08	7.8
700	79.12	78.26	8.6
800	90.48	89.44	10.4
900	101.74	100.62	11.2
1000	113.00	111.80	12.0
1100	124.26	122.98	12.8
1200	135.52	134.16	13.6
1300	146.78	145.34	14.4
1400	158.04	156.52	15.2
1500	169.20	167.70	15.0
1600	180.46	178.88	15.8
1700	191.72	190.06	16.6
1800	202.98	201.24	17.4
1900	214.14	212.42	17.2
2000	225.30	223.60	17.0

Tab. 4.3.2.1

4.3.3 – CORREÇÃO TOPOGRÁFICA

O terceiro termo (C) da expressão (4.3.1), é a correção topográfica e assume valores relativamente pequenos. Em escala regional, esta correção pode ser negligenciada desde que a topografia seja plana ou moderada. Em escala local, no entanto, ela tem que ser considerada pois as anomalias envolvidas, neste caso, normalmente são pequenas.

O cálculo da correção topográfica envolve boas cartas topográficas da região vizinha à estação. Por meio de circunferências concêntricas, cujos raios são dados na Tab. 4.3.3.1, centrais na estação, a região é dividida em zonas denominadas zonas literais de Hayford. São designadas com letras maiúsculas desde A (pequena calota que envolve a estação) até O, que representa a região mais afastada (com raio de 166,7 km) e que precisamente delimita a calota de Bouguer. As zonas C, D, E, F, e O às vezes são subdivididas em C₁, C₂, D₁, D₂, etc. As zonas de Hayford, por sua vez, são subdivididas por radiais, em compartimentos (fig.4.3.3.1)

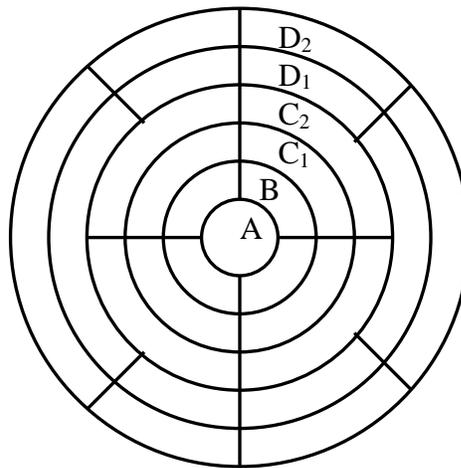


Fig. 4.3.3.1 Zonas e compartimentos

Convém lembrar que as regiões pouco acidentadas, como é o caso do Brasil, a correção topográfica é relativamente pequena (em grande parte do território brasileiro é inferior a 3 mGal). Em resumo, a anomalia Bouguer (completa) é dada por

$$\Delta g_B = \Delta g + C_A + C_B \quad (4.3.3.1)$$

Mas, de acordo com a equação (4.3.1)

$$\Delta g_B = \Delta g + C_A - A - B + C \quad (4.3.3.2)$$

Ou, usando valores numéricos para os gradientes.

4.4 – ANOMALIA ISOSTÁTICA

A isostasia estuda o estado de equilíbrio da litosfera sob os efeitos da gravidade. Aos excessos (montanhas) e às deficiências (oceanos) de massa em relação ao geóide corresponde massas internas de compensação.

O equilíbrio isostático pode estar plenamente atingido em certas regiões, por isso ditas compensadas. Em outras pode se achar em fase de processamento (são as regiões ditas subcompensadas) ou ter sido ultrapassado (regiões supercompensadas), daí um processamento no sentido inverso.

Não dispomos de uma prova concreta e cabal que a isostasia seja uma realidade. Mas o fato de serem as anomalias de Bouguer sistematicamente negativas, nos continentes, e positivas nas regiões oceânicas, parece indicar a existência de irregularidades internas da densidade, positiva no primeiro caso e negativa no segundo, tal como preconiza a isostasia. Uma anomalia isostática aproximadamente nula indicaria equilíbrio isostático; as anomalias fortemente negativas corresponderiam regiões super compensadas e às positivas, regiões subcompensadas.

Um exemplo notável é a existência de anomalias negativas na península escandinava e Finlândia, e também na parte nordeste dos Estados Unidos, regiões onde a crosta acha-se, desde a glaciação do quaternário, em elevação consoante evidências de natureza geológica e geodésica.

A isostasia foi descoberta na Índia. A diferença entre as latitudes geodésicas dos vértices Kaliana, no sopé do Himalaia, e Kalianpur, distanciado do primeiro cerca de 6700 km, superava em 5" a correspondente diferença entre as latitudes astronômicas, discrepância esta inadmissível face ao grau de precisão da triangulação indiana.

Pratt atribuiu-a à maior atração exercida sobre Kaliana pela formidável cordilheira; mas, passando aos cálculos concluiu, pra surpresa sua e geral, que a ação do Himalaia deveria se traduzir por uma discrepância não de 5" mas de 15". As explicações iniciais propiciaram a Airy a oportunidade de lançar os fundamentos da isostasia. Posteriormente Pratt retornou ao assunto propondo também um sistema isostático. Ambos preconizavam

uma deficiência de densidade interna para compensar os excessos superficiais apesar de encararem o problema por prismas completamente diversos.

4.4.1 – O SISTEMA PRATT-HAYFORD

O sistema de Pratt postula a igualdade entre as massas topográficas e as chamadas massas de compensação, que se estendem do geóide até uma determinada profundidade, denominada profundidade de compensação. O equilíbrio isotático ocorreria através da variação de densidade do material subjacente ao geóide: sob as montanhas (excesso de massa em relação ao geóide) haveria uma deficiência de densidade e sob o leito dos oceanos (as massas oceânicas representariam uma deficiência de massa) haveria um excesso em relação ao valor médio atribuído às massas superficiais.

Em outras palavras, blocos prismáticos de seção unitária como amostrados na Fig. 4.4.1.1, quer continentais (a), litorâneos (b) ou oceânicos (c), delimitados inferiormente pela superfície de compensação de profundidade H , conteriam a mesma massa.

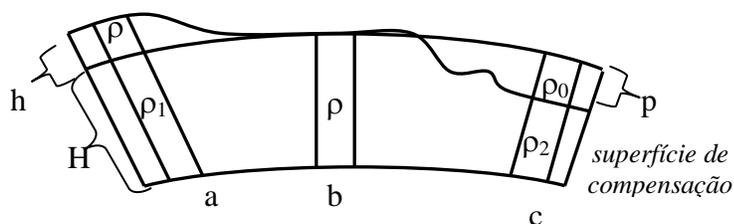


Fig. 4.4.1.1 Sistema isostático de Pratt

Considerando um bloco continental de seção unitária e designando por:

ρ : a densidade da camada superficial (massas topográficas);

ρ_1 : a densidade da parte subjacente ao geóide;

a diferença $\rho_1' = \rho - \rho_1$ é denominada densidade de compensação.

A isostasia postula que (Fig. 4.4.1.1)

$$H \rho_1' = -h \rho \quad (4.4.1.1)$$

ou seja, às massas topográficas do bloco correspondem massas internas de compensação iguais, mas de sinal contrário, logo, a densidade de compensação é expressa por

$$\rho_1' = -\frac{h}{H}\rho \quad (4.4.1.2)$$

Em um bloco oceânico de profundidade p, designando por:

ρ_o : a densidade material

ρ_2 : a densidade do material subjacente ao leito oceânico

ρ_2' : a densidade da compensação ($\rho_2' = \rho - \rho_2$) vem:

$$p(\rho - \rho_o) = (H - p)\rho_2'$$

ou

$$\rho_2' = \frac{p(\rho - \rho_o)}{(H - p)} \quad (4.4.1.3)$$

Uma vez arbitrado o valor de H, a densidade de compensação resulta conhecida e a correção isostática, isto é, a componente vertical da atração produzida pelas massas de compensação pode ser calculada, em essência, de maneira análoga ao efeito das massas topográficas.

Zona	Raio Externo (m)	N	Zona	Raio Externo (m)	N
A	2	1	18	1° 41' 13"	1
B	68	4	17	1 54 52	1
C ₁	130	4	16	2 11 53	1
C ₂	230	4	15	2 33 36	1
D ₁	380	6	14	3 03 05	1
D ₂	590	6	13	4 19 13	16
E ₁	870	8	12	5 46 34	10
E ₂	1280	8	11	7 51 30	8
F ₁	1680	10	10	10 44	6
F ₂	2290	10	9	14 09	4
G	3520	12	8	20 41	4

H	5240	16	7	26 41	2
I	8440	20	6	35 58	18
J	12400	16	5	51 04	16
K	18800	20	4	72 13	12
L	28800	24	3	105 48	10
M	58800	24	2	150 56	6
N	99000	26	1	180	1
O ₁	132850	28			
O ₂	166735	28			

Tab. 4.4.1.1 Raios das zonas de Hayford