

Geração de mapas de anomalia *Bouguer* a partir de dados gravimétricos terrestres e do EGM2008

RESUMO

Um dos propósitos da determinação da gravidade é a obtenção das anomalias da gravidade. O campo de gravidade é um campo potencial e sofre influência da constituição geológica, pois a densidade das rochas gera pequenas variações nos valores de gravidade. As reduções matemáticas buscam eliminar a influência de fatores que interferem no campo de gravidade. A anomalia *Bouguer* remove o efeito gravitacional das rochas existentes entre o ponto de observação e o nível de referência. Dados da missão gravimétrica GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) tem auxiliado na densificação das informações, pois muitos modelos geopotenciais são deficientes devido a irregular distribuição dos dados gravimétricos. Assim, efetuou-se um estudo para o estado do Rio Grande do Sul-RS, visando gerar mapas de anomalia *Bouguer* através de uma análise gravimétrica sob dois aspectos: uso exclusivo de dados do modelo EGM2008 (envolve uso de dados GRACE), e uso combinado de dados EGM2008 (porção oceânica e porção continental externa ao RS) com dados terrestres de campo para o Rio Grande do Sul. Concluiu-se que o emprego de dados de missão satelitais facilmente acessíveis, permitiu gerar mapas de anomalias *Bouguer* que atendem objetivos de cunho geral e até regional, com a vantagem de serem atuais e uniformemente espaçados.

PALAVRAS-CHAVE: Missão GRACE. Análise Gravimétrica. Anomalia Bouguer. EGM2008.

Gilberto Gagg

gilberto.gagg@ufrgs.br

orcid.org/0000-0003-0641-8363

Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil.

Sérgio Florêncio de Souza

sergio.florencio@ufrgs.br

orcid.org/0000-0002-4720-6714

Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil.

INTRODUÇÃO

A gravidade é uma força complexa da natureza, cujo valor varia de lugar para lugar devido à rotação da Terra, achatamento do planeta, altitude do lugar, variação da densidade das rochas no interior da Terra, entre outras. Também podem ocorrer variações no valor da gravidade após o enchimento de reservatórios na região de grandes barragens de usinas hidrelétricas, podendo ser indicativas de subsidência na região (GAGG, 1997).

A determinação da gravidade é importante para obtenção das anomalias da gravidade, cálculo dos modelos geoidais, estudos relacionados à oceanografia, modelagem geofísica, prospecção geológica, estudos sobre espessura crustal entre outros.

Um dos fatores que influencia o campo de gravidade é a constituição geológica, haja vista que a densidade das rochas é a componente geológica que gera pequenas variações nos valores de gravidade, associada também à dimensão e profundidade em que ocorrem.

Numa abordagem regional, levantamentos gravimétricos terrestres conduzem à informação sobre o arranjo estrutural, relações e compartimentações entre as massas crustais. Associado a dados sobre a constituição litológica e considerando a estrutura geológica, são muito úteis na modelagem tectônica nos mapeamentos estruturais (GAGG, 2014).

Considerando-se mapeamentos de subsuperfície com vista à prospecção geológica, as distribuições de densidades diferentes causam distorções no campo de gravidade normal que envolve a Terra, refletindo nos resultados de um levantamento gravimétrico. Tais distorções constituem-se anomalias que são interpretadas como efeito das variações laterais na densidade, causadas pelas estruturas geológicas presentes ou por depósitos minerais ou corpos rochosos que apresentam densidades distintas (TELFORD, et al., 1990). Um dos grandes interesses práticos das aplicações da Gravimetria reside nas anomalias gravimétricas, entre elas a anomalia *Bouguer*.

Assim sendo, quanto mais pontos com anomalia *Bouguer* conhecida estiverem disponíveis, melhor será a modelagem para obtenção do mapa de anomalia *Bouguer*, possibilitando conclusões mais significativas sobre o comportamento de uma área ou região específica. Os dados gravimétricos podem ser obtidos a partir de levantamentos em campo ou através das missões gravimétricas por satélite, caso do GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) (NASA, 2014).

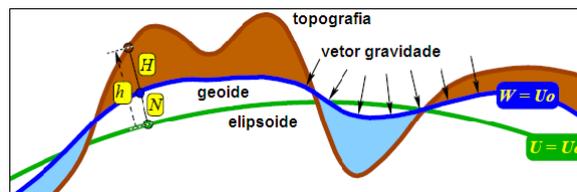
Diante da facilidade de obtenção de dados das missões por satélite, que resultados podem ser alcançados no uso dos mesmos para geração de mapas de anomalia *Bouguer*, quando comparado ao uso de dados gravimétricos terrestres obtidos nas medições de campo?

Neste sentido foram gerados mapas de anomalia *Bouguer* para o estado do Rio Grande do Sul a partir das duas fontes de dados citadas e feita à comparação dos resultados.

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O conhecimento do campo de gravidade terrestre permite modelar a distribuição de massa e o efeito de rotação terrestre, e conseqüentemente calcular a forma do planeta, que por convenção é o geoide, que por sua vez é muito semelhante ao elipsoide de revolução ou Terra normal. No que se refere à forma, a diferença entre geoide e elipsoide é chamada de ondulação geoidal N , medida ao longo da normal ao elipsoide (Figura 1); em termos de potencial, essa diferença consiste no potencial perturbador T (BLITZKOW et al , 2004).

Figura 1 – Geoide, elipsoide e potenciais envolvidos



Fonte: Adaptado de Barthelmes (2009).

Na figura anterior tem-se que:

U, W – potencial normal (esferopotencial) e geopotencial respectivamente;

h – altitude elipsoidal (com respeito ao elipsoide);

H – altitude ortométrica (em relação ao geoide).

A teoria do Potencial é empregada no estudo da estrutura do campo da gravidade e suas influências na definição da forma da Terra.

Considerando um corpo esférico e homogêneo, o potencial gravitacional V (somente atração) produzido por uma massa m , sendo l o raio da esfera, é expresso conforme a Equação 1 por (HEISKANEN & MORITZ, 1967):

$$V = \frac{Gm}{l} \quad (1)$$

Na Equação 1 tem-se que $G = 6,6742 \times 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$, é a constante gravitacional de Newton.

Considerando o exterior das massas atrativas, onde a densidade é nula, o potencial gravitacional satisfaz a chamada equação de Laplace, conforme Equação 2:

$$\Delta V = 0 \quad (2)$$

A Equação 2 também pode ser escrita na forma da Equação 3:

$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \quad (3)$$

A Equação 3 é muito importante, pois todas as funções que satisfazem a equação de Laplace são funções harmônicas (HEISKANEN & MORITZ, 1967). Toda função harmônica é analítica (na região do espaço onde satisfaz a equação de Laplace), ou seja, é uma função contínua, e pode ser desenvolvida em séries de Taylor (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005).

No caso do interior das massas atrativas, o potencial gravitacional depende da densidade do corpo ρ e satisfaz a Equação 4 (Equação de Poisson):

$$\Delta V = -4\pi G\rho \quad (4)$$

CAMPO DE GRAVIDADE TERRESTRE

A força da gravidade num ponto sobre a Terra é a resultante entre a força de atração \mathbf{F} que as massas terrestres exercem, e a força centrífuga \mathbf{C} devido ao movimento de rotação terrestre, que atuam sobre a unidade de massa posicionada no ponto em questão.

Desta forma, o vetor gravidade \mathbf{g} é dado pela Equação 5 por:

$$\mathbf{g} = \mathbf{F} + \mathbf{C} \quad (5)$$

Semelhante à força de atração \mathbf{F} , a força centrífuga \mathbf{C} deriva de um potencial (potencial centrífugo ϕ), dado pela Equação 6 (GEMAEL,2002):

$$\phi = \frac{1}{2}\omega^2(x^2 + y^2) \quad (6)$$

onde w é a velocidade angular da Terra e (x,y) são as coordenadas do ponto na superfície terrestre. Desta forma, \mathbf{C} e \mathbf{F} são dados pelas Equações 7 e 8 respectivamente por:

$$\mathbf{C} = \text{grad}\phi \quad (7)$$

$$\mathbf{F} = \text{grad}V \quad (8)$$

Assim, a gravidade pode ser escrita na forma da Equação 9:

$$g = \text{grad}V + \text{grad}\phi = \text{grad}W \quad (9)$$

onde W é o potencial da gravidade ou geopotencial, obtido pela soma do potencial gravitacional ou de atração V (devido à massa terrestre) e o potencial centrífugo ϕ (devido à rotação do planeta), conforme Equação 10:

$$W = V + \phi \quad (10)$$

POTENCIAL PERTURBADOR

Para se definir o potencial perturbador T , tem-se que recorrer ao esferopotencial U . Para isto, substitui-se a Terra real por um modelo aproximado que consiste de um elipsoide de revolução de mesma massa M (apenas com distribuição diferente) e mesma velocidade de rotação da Terra real, denominado Terra normal. O potencial de gravidade desse elipsoide é semelhante ao geopotencial W , e consiste de um potencial de atração Z e de um potencial centrífugo ϕ , conforme Equação 11:

$$U = Z + \phi \quad (11)$$

O esferopotencial Z deve satisfazer a equação de Laplace externamente ao elipsoide (Equação 12):

$$\Delta Z = 0 \quad (12)$$

O esferopotencial centrífugo ou de rotação ϕ presente na Equação 11 é o mesmo da Terra real (Equação 6).

O potencial anômalo ou potencial perturbador T dado pela Equação 13, consiste na pequena diferença entre o potencial de gravidade da Terra real W (geopotencial) e o potencial de gravidade da Terra teórica (Terra normal) U . Considera-se como sendo o potencial gerado pelas massas anômalas, que transformam a Terra normal (elipsoide) na Terra verdadeira (GEMAEL, 2002). Tem-se:

$$T = W - U \quad (13)$$

Nota-se que pela Equação 13, o potencial centrífugo é cancelado, o que resulta que o potencial perturbador é uma função harmônica externamente à

superfície da Terra, podendo ser desenvolvido em série de harmônicos esféricos. Além disso, satisfaz a equação de Laplace:

$$\Delta T = 0 \tag{14}$$

A modelagem matemática do campo de gravidade terrestre é feita através do potencial perturbador T , que ao ser escrito em série de funções harmônicas esféricas, assume a forma da Equação 15 (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005):

$$T(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} T_n(\theta, \lambda) \tag{15}$$

Na Equação 15, R corresponde ao raio da Terra, r é o raio vetor, θ a distância polar ou colatitude, λ é a longitude geocêntrica, e $T_n(\theta, \lambda)$ são os harmônicos esféricos de superfície de grau n , escritos em função de coeficientes dos harmônicos esféricos convencionais e das funções de Legendre (BARTHELMES, 2009).

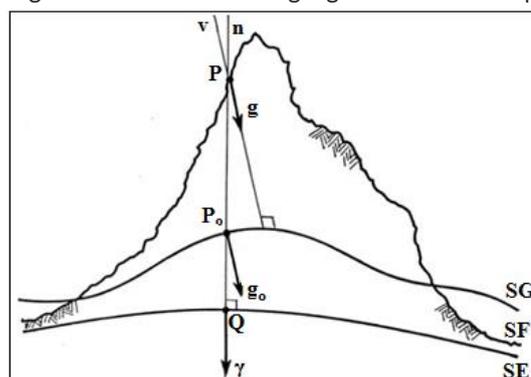
O modelo do geopotencial (W) envolve o conjunto de coeficientes do desenvolvimento do potencial gravitacional em séries de funções harmônicas esféricas. Representa o comportamento do potencial da gravidade sobre toda a Terra, sendo que a partir do mesmo são obtidas informações vinculadas ao campo da gravidade, como é o caso das anomalias da gravidade.

ANOMALIAS DA GRAVIDADE

Genericamente, uma anomalia gravimétrica é a diferença entre a aceleração da gravidade g , medida na superfície terrestre, corrigida de variações periódicas e da topografia, e a aceleração da gravidade produzida por um modelo (no caso o elipsoide) (SÁ, 1994).

A Figura 2 apresenta a gravidade real g e a gravidade teórica γ .

Figura 2 – Gravidade real g e gravidade teórica γ



Fonte: Adaptado de Sá (1994).

Na figura anterior tem-se que:

SG, SE, SF – superfície do geoide, do elipsoide e superfície física respectivamente;

v, n – vertical ao geoide e normal ao elipsoide respectivamente;

g_o – aceleração da gravidade medida, reduzida ao geoide;

γ – aceleração da gravidade teórica na superfície do elipsoide.

A anomalia da gravidade consiste na diferença entre a gravidade real em P_o (no geoide) e a gravidade normal em Q (no elipsoide), dada pela Equação 16:

$$\Delta g = g_o - \gamma \quad (16)$$

As correções que são aplicadas ao valor da gravidade g originam anomalias específicas.

A anomalia ar-livre corresponde à determinação da anomalia ao nível do geoide como resultado da translação do ponto em altitude da superfície topográfica ao geoide, mantendo ainda a influência da atração das massas em excesso no seu exterior (CATALÃO & ANTUNES, 2012), ou seja, elimina apenas o efeito gravitacional devido à altitude do ponto de observação. É dada pela Equação 17:

$$\Delta g_{AL} = g + C_{AL} - \gamma \quad (17)$$

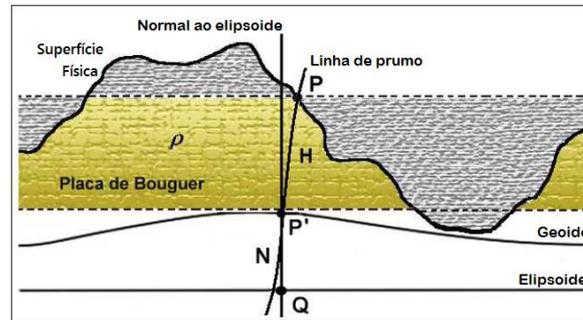
sendo Δg_{AL} a anomalia ar-livre e C_{AL} a correção ar-livre dada pela Equação 18:

$$C_{AL} = 0,3086 H \quad (18)$$

No caso da correção de *Bouguer* é considerada a massa topográfica existente entre o geoide e o ponto de observação na superfície terrestre. O propósito da redução *Bouguer* da gravidade é remover completamente as massas topográficas (massas fora do geoide), removendo assim o efeito gravitacional das rochas existentes entre o ponto de observação e o nível de referência.

Nesta correção considera-se totalmente plana e horizontal a área situada ao redor do ponto gravimétrico, o que constitui o platô ou placa de *Bouguer*, que pode ser visualizado na Figura 3. Este platô tem densidade ρ constante, espessura H igual à altitude entre o ponto (estação) e o geoide, e apresenta extensão infinita no sentido horizontal (HOFMANN-WELLENHOF & MORITZ, 2005).

Figura 3 – Platô de *Bouguer*



Fonte: Adaptado de Lobianco (2005).

A correção de *Bouguer* (C_{BS}) simples é dada pela Equação 19:

$$C_{BS} = 2\pi G\rho H \quad (19)$$

Considerando que a altitude H é dada em metros, G é a constante gravitacional, e adotando-se o valor médio da densidade da crosta como $\rho = 2,67 \text{ g cm}^{-3}$, a correção de *Bouguer* (C_{BS} em miligals) é escrita conforme Equação 20:

$$C_{BS} = 0,1119 H \quad (20)$$

A correção completa de *Bouguer* (envolvendo também a correção ar-livre da Equação 18) resulta na Equação 21:

$$C_B = 0,3086 H - 0,1119 H = 0,1967 H \quad (21)$$

E a anomalia *Bouguer* (Δg_B) é dada pela equação 22:

$$\Delta g_B = g + 0,1967 H - \gamma \quad (22)$$

A anomalia *Bouguer* é bastante usada para aplicações geológicas e geofísicas. Sendo assim, quanto mais dados estiverem disponíveis e acessíveis, mais representativos serão os resultados das análises envolvidas.

A era espacial veio permitir uma melhora no conhecimento do campo gravitacional global, com a possibilidade de se usar dados obtidos das missões por satélite. Os dados gravimétricos obtidos da missão gravimétrica GRACE tem contribuído na densificação de informações, uma vez que muitos modelos geopotenciais apresentam deficiências ocasionadas pela irregular distribuição global dos dados gravimétricos. No caso de áreas desprovidas de informações

gravimétricas, os dados obtidos de satélites específicos para estudo do campo da gravidade, caso do GRACE, permitem um grande avanço.

MODELO EGM2008

Com o emprego de modelos gravitacionais, como é o caso do EGM2008 (*Earth Gravitational Model of 2008*), pode-se obter informações vinculadas ao campo de gravidade, deflexão da vertical, ondulação geoidal, etc, visando-se aplicações diversas.

Na concepção do EGM2008 foram usados bancos de dados do mundo inteiro, compreendendo as melhores informações da gravidade disponíveis, a partir de fontes terrestres, marinhas e aéreas e também das missões de satélite, principalmente GRACE (ICGEM, 2012), além de dados altimétricos. Todos estes dados foram compilados pela *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA).

O EGM2008 é completo até o grau 2.190 e ordem 2.159 em termos dos coeficientes do geopotencial, apresentando resolução espacial de aproximadamente 9 km para o campo de gravidade em caráter global (ICGEM, 2012). Os coeficientes do modelo EGM2008 e produtos relacionados são livremente disponíveis ao usuário (NGA, 2013).

METODOLOGIA

Foi realizado um estudo para uma área de um quadrilátero que envolve o estado do Rio Grande do Sul, compreendido entre as latitudes aproximadas 27°S e 34°S e longitudes aproximadas 49°W e 58°W, para geração dos mapas de anomalia *Bouguer*.

O enfoque deste estudo é regional, sendo que a análise gravimétrica envolveu duas abordagens:

- a) uso de dados de missões gravimétricas por satélite na área oceânica e externa ao estado do Rio Grande do Sul e uso de dados terrestres de campo para a área que abrange o Rio Grande do Sul;
- b) emprego exclusivo de dados de missões gravimétricas por satélite.

CARACTERIZAÇÃO DOS DADOS

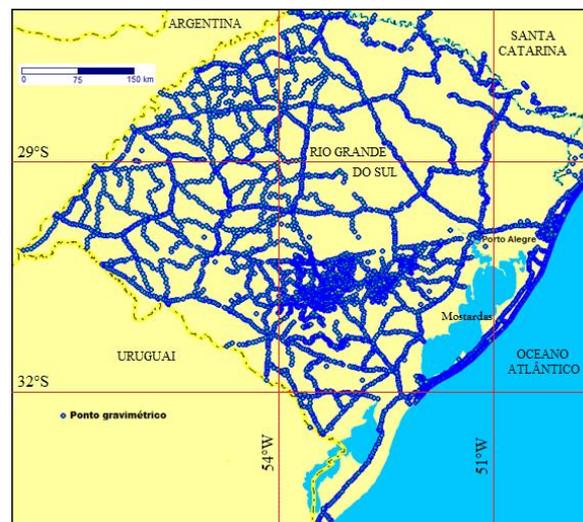
Os dados gravimétricos terrestres obtidos através de medidas de campo para a área de estudo foram disponibilizados pelo LAGEO - Laboratório de Pesquisas em Geodesia da UFRGS, totalizando mais de 7.000 pontos para o estado do Rio Grande do Sul, e que permitiram obter as anomalias *Bouguer*. Estes dados apresentam-se irregularmente espaçados, acompanhando principalmente o traçado das principais estradas, havendo porções mais densificadas do que outras, conforme pode ser visualizado na Figura 4. São dados oriundos de levantamentos geofísicos desenvolvidos por órgãos e empresas públicas tais como Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Petrobras, etc, além de diversas universidades (IG/UFRGS, UFPR, IAG/USP), e que compõe o acervo de dados

geofísicos do Banco Nacional de Dados Gravimétricos Terrestres (BNDG). Estes dados foram compilados pelo LAGEO, e ampliados através de novos levantamentos para aplicações diversas. As medidas terrestres estão referidas a *International Gravity Standardization Net 1971*, por meio da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira (RGFB), implantada a partir de 1975.

Constata-se que a porção oeste do estado do Rio Grande do Sul, bem como as porções centro-sul e sudeste apresentam maior concentração de dados. Já as porções norte, central e leste tem menor quantidade de dados, com alguns vazios localizados. A maior parte da faixa litorânea do estado apresenta grande densificação de dados.

Na porção externa ao estado do Rio Grande do Sul, bem como para a área oceânica, foram usados dados referentes ao modelo EGM-2008 (ICGEM, 2012). A totalização resultou em mais de 12.500 pontos.

Figura 4 – Distribuição dos pontos gravimétricos no estado do Rio Grande do Sul obtidos por medidas de campo



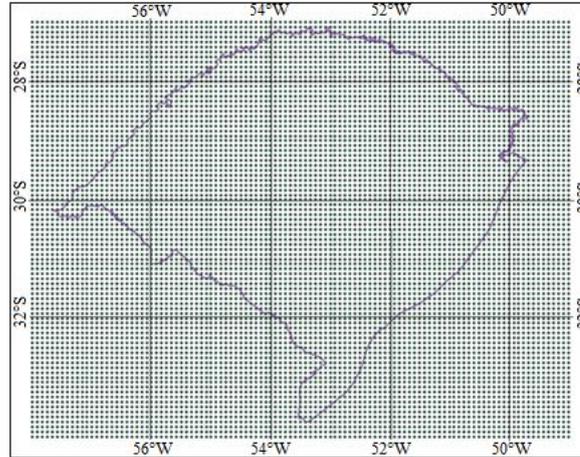
Fonte: Gagg (2014).

Foram utilizados dados do modelo EGM2008, mais especificamente dados de anomalia *Bouguer*, disponibilizados gratuitamente pelo ICGEM - *International Centre for Global Earth Models*, que é um dos seis centros do *International Gravity Field Service* (IGFS) da *International Association of Geodesy* (IAG). No site do ICGEM pode ser encontrada uma série de informações sobre o campo de gravidade global da Terra, com a possibilidade do emprego de outros modelos do geopotencial além do EGM2008 (ICGEM, 2012).

Para extração dos dados de anomalia *Bouguer* fez-se uso da ferramenta “*Calculation Service*” (ICGEM, 2012), na qual são definidas as coordenadas limite do polígono da área de interesse. Definiu-se a adoção do modelo do geopotencial EGM2008 completo até grau 2190 e ordem 2159 e considerou-se a adição do termo de grau zero. O elipsoide empregado é o GRS-80 (*Global Reference System*). O modelo de maré (*tide-system*) que foi selecionado no ICGEM foi a opção “*use unmodified*”. Após estas definições, é gerado um arquivo com a latitude e longitude do conjunto de pontos abrangidos pela área pesquisada, com suas respectivas anomalias *Bouguer*, com uma distribuição geográfica regular, ordenados na forma matricial, o que facilita sua representação gráfica.

A representação dos dados oriundos das missões por satélite é apresentada na Figura 5, com uma disposição de pontos a cada 5' (aproximadamente 10 km). Considerando a área completa de extração, resultaram mais de 9.260 pontos.

Figura 5 – Distribuição dos pontos gravimétricos do modelo EGM2008



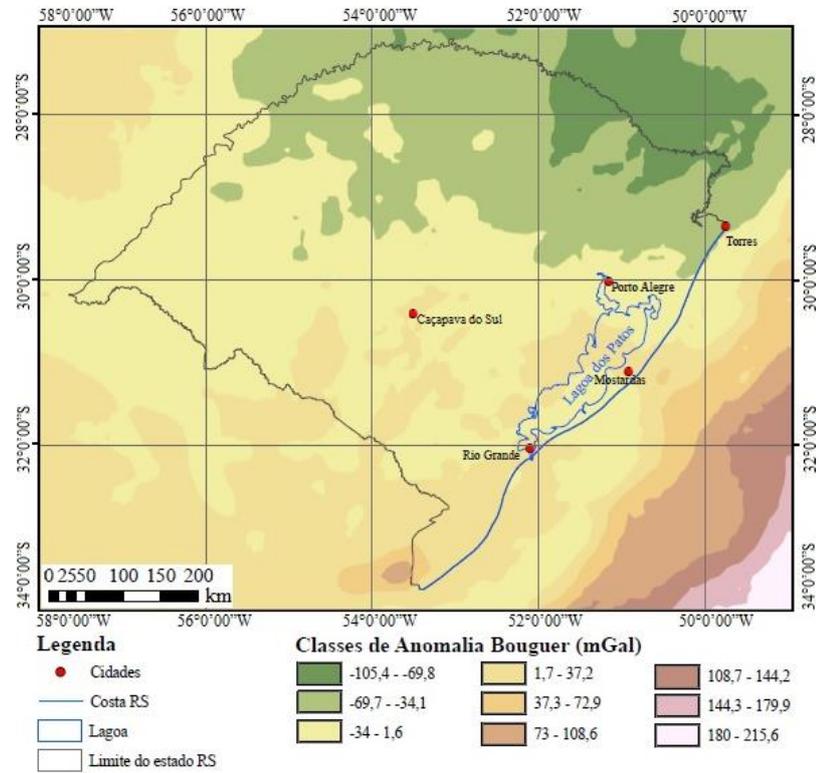
Fonte: Gagg (2014).

Dispondo-se de todos os dados, os mesmos foram compilados e efetuou-se a geração dos mapas de anomalia *Bouguer* a partir das duas abordagens.

RESULTADOS

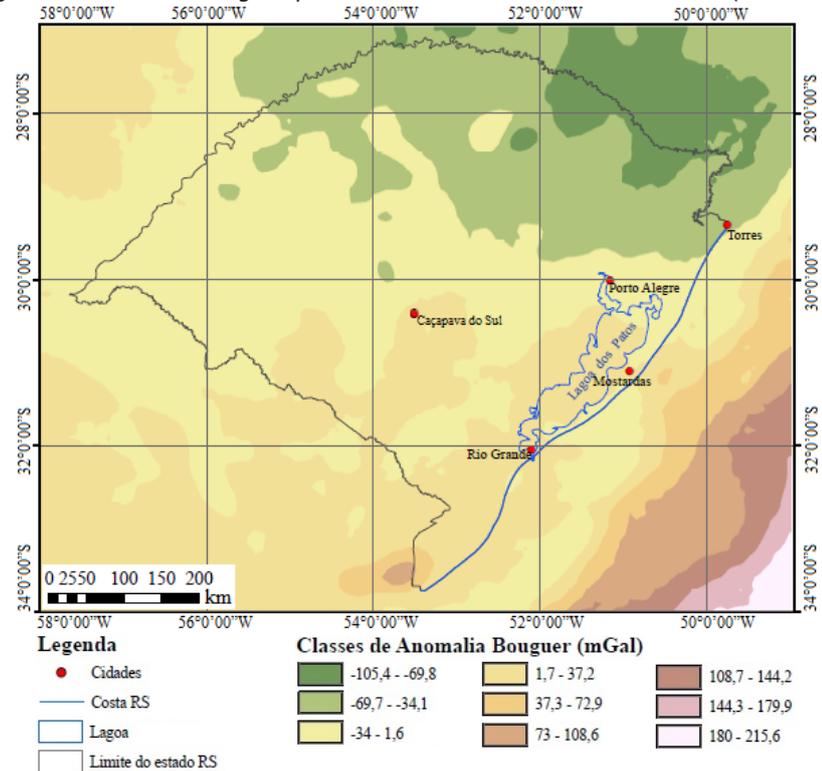
Para a geração das classes de anomalia *Bouguer*, utilizou-se do método de interpolação de krigagem. As Figuras 6 e 7 traduzem o resultado de ações implementadas no *software* ArcGis da ESRI, com a geração dos mapas envolvendo nove classes de anomalia *Bouguer*, cujos valores variaram entre -105,4 a +215,6 mGal.

Figura 6 – Anomalia *Bouguer* para o estado do RS – Dados de satélite (EGM2008) e campo



Fonte: Gagg (2014).

Figura 7 – Anomalia *Bouguer* para o estado do RS – Dados de satélite (EGM2008)



Fonte: Gagg (2014).

DISCUSSÕES E CONCLUSÃO

Comparando-se as Figuras 6 e 7, nota-se grande semelhança nos resultados obtidos, com uma disposição das classes de anomalia *Bouguer* idêntica, sem que haja regiões com grande disparidade de resultados. No uso de dados mistos (EGM2008 e campo), ocorrem polígonos esparsos de classes de anomalia *Bouguer* na porção central da área de estudo (Caçapava do Sul), região que apresenta uma maior densidade de pontos de campo, conforme pode ser visualizado nas Figuras 4 e 6.

No caso da utilização exclusiva de dados obtidos por satélite, com emprego do modelo EGM2008 (Figura 7), os polígonos resultaram com comportamento mais agrupado, haja vista que há uma disposição homogênea e regular dos dados originais.

Comparando-se ambos os mapas de anomalia *Bouguer*, os contornos das classes de anomalia apresentam maior semelhança para as regiões em que a opção do uso de dados de campo apresenta maior carência de dados. O mapa de anomalia gerado a partir do emprego de dados de campo resultou num maior detalhamento do comportamento da anomalia *Bouguer* para as regiões mais densificadas.

No caso da porção norte do estado do Rio Grande do Sul, ambas as propostas resultaram anomalias *Bouguer* mais acentuadamente negativas, evidenciadas pelo tom esverdeado, que é um indicativo de maior espessura crustal naquela região.

As anomalias aumentam positivamente na medida em que há o afastamento da costa em direção a porções mais profundas do oceano, o que é indicativo de um afinamento da espessura da crosta nesta região.

Conclui-se que o emprego de dados de missões gravimétricas de satélite (modelo EGM2008) facilmente acessíveis, permite gerar mapas de anomalias *Bouguer* que atendem muitos objetivos, principalmente de cunho geral e até regional, com a vantagem de serem atuais e homogeneamente espaçados.

Outra grande aplicação refere-se a estudos das áreas oceânicas e também para áreas desprovidas de dados gravimétricos, possibilitando modelagens compatíveis com o nível de resolução inerente.

Aplicações locais visando identificar e/ou delimitar feições geológicas pontuais ou de menor extensão, requerem levantamentos de campo detalhados, com maior densidade de pontos, ou dados disponibilizados segundo uma grade de maior resolução espacial. Levando-se em consideração a resolução espacial dos dados do modelo EGM2008, não foi possível, por exemplo, identificar feições geológicas de menor amplitude.

Futuramente, pretende-se realizar testes utilizando-se de modelos do geopotencial mais recentes como o EIGEN-6C4, que inclui dados da missão GOCE (*Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer*) e outros, e realizar comparações com os resultados a serem obtidos.

Generation of Bouguer anomaly maps from terrestrial gravity data and EGM2008

ABSTRACT

One of the purposes of the determination of gravity is the gravity anomalies. The gravitational field is a potential field and is influenced by geological constitution, because the density of rocks raises small variations in gravity values. Mathematical reductions seek to eliminate the influence of factors that interfere in the gravitational field. The Bouguer anomaly removes the gravitational effect of rocks between the point of observation and the reference level. Data from gravimetric mission GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) has aided in the densification of the information, because many geopotentials models are deficient due to non-regular distribution of gravimetric data. A study was conducted for the state of Rio Grande do Sul-RS, in order to generate maps of Bouguer anomaly using a gravimetric analysis under two aspects: exclusive use of EGM2008 model data (involves use of GRACE mission data), and combined use of EGM2008 data (oceanic and continental portion outside the RS) and field terrestrial data for the State of Rio Grande do Sul. In comparing the results, it was concluded that the use of satellite mission data easily accessible, allowed generate maps of Bouguer anomalies that meet objectives of general nature and even regional, with the advantage of being current and evenly spaced.

KEYWORDS: GRACE Mission. Gravimetric Analysis. Bouguer Anomaly. EGM2008.

REFERÊNCIAS

BARTHELMES, F. Definition of Functionals of the Geopotential and their Calculation from Spherical Harmonic Models: Theory and formulas used by the calculation service of the ICGEM. **Scientific Technical Report STR09/02**, Potsdam, 2009. 32p. Disponível em: < [http:// www.icgem.gfz-potsdam.de](http://www.icgem.gfz-potsdam.de).> acesso em out. 2012. <http://dx.doi.org/10.2312/GFZ.b103-0902-26>.

BLITZKOW, D.; CAMPOS, I. O.; FREITAS, S.R.C. de. Altitude: o que interessa e como equacionar? **Anais do I Simpósio de Ciências Geodésicas e Tecnologia da Geoinformação**, Recife, 2004. Disponível em: <http://www.ufpe.br/cgtg/ISIMGEO/CD/html/geodesia/ Artigos/G004.pdf>. acesso em mar. 2013.

CATALÃO, J.; ANTUNES, C. **Gravimetria**. 27p. 2012. (Apostila). Disponível em: <http://enggeografica.fc.ul.pt/ficheiros/apoio_aulas/CursoGravimetria-IM2013.pdf> . acesso em abr. 2013.

GAGG, G., **Auscultação gravimétrica na região da barragem Bento Munhoz da Rocha**, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná, 1997.

GAGG, G., **Emprego de dados gravimétricos e de altimetria por satélite como subsídio à análise morfoestrutural na região da Bacia de Pelotas – Rio Grande do Sul**, Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2014.

GEMAEL, C. **Introdução à Geodésia Física**, Curitiba: Ed. da UFPR, 2002. 304p.

HEISKANEN, W.; MORITZ, H. **Physical Geodesy**, San Francisco: Freeman and Co., 1967.

HOFMANN-WELLENHOF, B.; MORITZ, H. **Physical Geodesy**. 2. ed. New York: Springer, 2005. 411p.

ICGEM, International Centre for Global Earth Models (ICGEM), 2012. Disponível em: <<http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>>. acesso em out. 2012.

LOBIANCO, M. C. B. **Determinação das alturas do geóide no Brasil**. Tese de Doutorado em Informações Espaciais – Setor de Engenharia de Transportes, Universidade de São Paulo, 165 p. São Paulo, 2005. <http://dx.doi.org/10.11606/T.3.2005.tde-21022006-162205> .

NASA, National Aeronautics and Space Administration, NASA Science Missions, 2014. GRACE. Disponível em

<http://www.nasa.gov/mission_pages/Grace/overview/index.html/>. acesso em out. 2014.

NGA, US National Geospatial-Intelligence Agency, 2013, **EGM2008 - Files & Products for Oceanographic Applications**. Disponível em <<http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/oceano.html>>, Acesso em mai. 2013.

SÁ, N.C. de. **Redução de observações gravimétricas: teoria e prática**. São Paulo: IAG/ USP, 1994. 84p.

TELFORD W.M.; GELDART L.P. & SHERIFF R.E. **Applied Geophysics**. Cambridge University Press, Cambridge, 1990. 770p.

Recebido: 29 set. 2016

Aprovado: 20 mar. 2017

DOI: 10.3895/rbgeo.v5n2.5510

Como citar: GAGG, G.; SOUZA, S. F. Geração de mapas de anomalia Bouguer a partir de dados gravimétricos terrestres e do EGM2008. **R. bras. Geom.**, Curitiba, v. 5, n. 2, p. 186-201, abr/jun. 2016. Disponível em: <<https://periodicos.utfpr.edu.br/rbgeo>>. Acesso em: XXX.

Correspondência:

Gilberto Gagg

Rua Bento Gonçalves, 9500, 635, CEP 91501-970, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil.

Direito autoral: Este artigo está licenciado sob os termos da Licença Creative Commons-Atribuição 4.0 Internacional.

