

Universidade Federal Fluminense  
Instituto de Geociências  
Departamento de Geologia e Geofísica Marinha  
Graduação em Geofísica de Exploração

**ALEX ALVES PEÇANHA**

***“INVERSÃO GRAVIMÉTRICA 2.5D DE BACIAS  
SEDIMENTARES COM DENSIDADE VARIÁVEL EM FUNÇÃO  
DA PROFUNDIDADE”***

Niterói - RJ

Dezembro de 2010

**ALEX ALVES PEÇANHA**

***“INVERSÃO GRAVIMÉTRICA 2.5D DE BACIAS  
SEDIMENTARES COM DENSIDADE VARIÁVEL EM FUNÇÃO  
DA PROFUNDIDADE”***

Monografia apresentada ao curso de Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, na disciplina Projeto Final II, como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Geofísica de Exploração.

Orientador: Prof. Dr. MARCO POLO PEREIRA BUONORA

Niterói - RJ

Dezembro de 2010

**ALEX ALVES PEÇANHA**

***“INVERSÃO GRAVIMÉTRICA 2.5D DE BACIAS  
SEDIMENTARES COM DENSIDADE VARIÁVEL EM FUNÇÃO  
DA PROFUNDIDADE”***

Monografia apresentada ao curso de Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, na disciplina Projeto Final II, como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Geofísica de Exploração.

Aprovada em: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_\_\_

---

Dr<sup>a</sup>. Eliane da Costa Alves (UFF)

---

Dr. Jorge Jesus Cunha Palma (UFF)

---

Dr. Marco Polo Pereira Buonora (UFF)

Niterói - RJ

Dezembro de 2010

*“Não temos exatamente uma vida curta, mas desperdiçamos uma grande parte dela.  
A vida, se bem vivida é suficientemente longa e nos foi dada com muita generosidade  
para a realização de importantes tarefas”*

(Sêneca)

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente à minha mãe, ao meu pai e à minha irmã, por acreditarem em mim, por me incentivarem e apoiarem moral, intelectual e financeiramente, durante todos os momentos até esta realização.

Ao meu orientador, por me apresentar novas ideias dentro da minha área de interesse, por acreditar na minha capacidade de realizar este trabalho, por acompanhar e guiar nessa jornada e por todas as contribuições valiosas durante esse período.

Aos meus amigos, em especial, Alex Passamani, Flora Solon, João Victor de Lima, Patrícia Melgaço e Richard Dantas pelo incentivo, pelos conselhos, pelas discussões teóricas e pelos momentos de acolhimento, carinho e alegria.

Ao amigo Dr. Mauro Andrade de Sousa, que me enriquece a cada conversa compartilhando seus conhecimentos científicos, sua experiência de vida e que me ajuda a enxergar com razão e entusiasmo os caminhos a serem percorridos na carreira.

Aos professores, especialmente aos que se disponibilizaram a fazer parte da banca avaliadora, lendo, avaliando e corrigindo cuidadosamente este trabalho.

E a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

## RESUMO

No presente trabalho, uma metodologia computacional é implementada para a modelagem de fontes gravimétricas representadas por uma geometria 2.5-D com a densidade variando com a profundidade segundo uma função parabólica. O procedimento geral consiste em aperfeiçoar um programa de inversão gravimétrica 2.5-D capaz de estimar, simultaneamente, a anomalia regional de gravidade e a distância ao embasamento de uma bacia sedimentar através de um processo iterativo. Para a avaliação da eficiência do método, foram utilizados dois modelos sintéticos representando, respectivamente, uma bacia sedimentar profunda e uma calha sedimentar rasa, bem como modelos resultantes da adição de ruído, em diferentes níveis, aos dois modelos iniciais. Este trabalho apresenta a teoria e metodologia da inversão, resultados, discussões e conclusões.

**Palavras-chave:** Modelagem 2.5-D, Inversão Gravimétrica, Anomalia de Gravidade, Distância ao embasamento, Anomalia regional, Ruído.

## **ABSTRACT**

In the present work, a computational methodology is implemented for the modeling of gravity sources represented by a 2.5-D geometry with density varying parabolically with depth. The general procedure consists in improve a 2.5-D gravity inversion program able to estimate, simultaneously, the regional gravity anomaly and the depth to basement of a sedimentary basin through an iterative process. For the method's efficiency evaluation, two synthetic models were utilized representing, respectively, a deep sedimentary basin and a shallow sedimentary channel, as well as models resulting from noise addition, in different levels, to the initial models. This work presents the inverse modeling's theory and methodology, results, dicussions and conclusions.

**Keywords:** 2.5-D modeling, Gravity inversion, Gravity anomaly, Basement depth, Regional background, Noise.

# SUMÁRIO

<b>1 – INTRODUÇÃO .....</b>	<b>9</b>
<b>2 – OBJETIVO E JUSTIFICATIVAS .....</b>	<b>10</b>
<b>3 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....</b>	<b>11</b>
3.1 - O MÉTODO GRAVIMÉTRICO.....	11
3.1.1 <i>Princípios Físicos</i> .....	11
3.1.2 - <i>Anomalias Gravimétricas</i> .....	14
3.2. – MODELAGEM GRAVIMÉTRICA.....	20
3.2.1. – <i>Modelagem Direta</i> .....	21
3.2.2. – <i>Modelagem Inversa</i> .....	21
3.3. – FUNÇÃO DE DENSIDADE <i>VERSUS</i> PROFUNDIDADE .....	22
3.4. – ANOMALIA GRAVIMÉTRICA DE UM PRISMA 2.5D.....	25
3.5. – INVERSÃO DAS ANOMALIAS DE GRAVIDADE 2.5D .....	28
<b>4 – METODOLOGIA.....</b>	<b>32</b>
<b>5 – PROGRAMA DE INVERSÃO INV2P5DSB .....</b>	<b>33</b>
<b>6 – RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>35</b>
6.1 – MODELO DE BACIA SEDIMENTAR DE CHAKRAVARTHI E SUNDARARAJAN.....	36
6.1.1 – <i>Inversão do Modelo de Chakravarthi e Sundararajan com Adição de Ruído</i> .....	37
6.2 – CALHA SEDIMENTAR.....	43
6.2.1 – <i>Inversão do Modelo de Calha Sedimentar com Adição de Ruído</i> .....	44
<b>7 – CONCLUSÃO .....</b>	<b>51</b>
<b>9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>52</b>
<b>8 – ANEXOS.....</b>	<b>54</b>
ANEXO A – PROGRAMA INV2P5DSB (MODIFICADO) .....	54
ANEXO B – SUBROTINA GRAV2P5D.....	57
ANEXO C – FUNÇÃO GPRM .....	57
ANEXO D – SUBROTINA SIMEQ .....	58
ANEXO E – PROGRAMA RUIDOBACIA .....	59
ANEXO F – PROGRAMA INV2P5B_PLOT.....	60

## **1 – INTRODUÇÃO**

A modelagem de dados gravimétricos é uma técnica consagrada, há muito tempo utilizada para o estudo da assinatura gravimétrica produzida por corpos em subsuperfície. Baseando-se em sua assinatura, é possível, através da modelagem, revelar a geometria interna e a distribuição de densidades dos corpos-fonte.

A relevância das aplicações da modelagem gravimétrica destaca-se principalmente quando não há dados de sísmica de reflexão ou quando os alvos são estruturas muito profundas (Condi et al., 1999), tais como corpos graníticos, domos salinos ou interfaces com o embasamento de bacias sedimentares – onde a sísmica possui baixa resolução. (Castro, 2005).

Diversos algoritmos de modelagem gravimétrica vêm sendo desenvolvidos – cada um com suas vantagens, desvantagens e aplicações próprias. Neste trabalho, o algoritmo utilizado foi o publicado por Chakravarthi e Sundararajan em 2007, baseado no algoritmo de inversão de Marquadt (1973) e será explicado posteriormente.

## 2 – OBJETIVO E JUSTIFICATIVAS

Diante da conhecida utilidade prática da Modelagem Gravimétrica para fins acadêmicos, científicos e empresariais e da quantidade de algoritmos existentes para estes fins, o objetivo deste trabalho é a implantação e aperfeiçoamento do código de inversão gravimétrica 2.5-D INV2P5DSB, dedicado ao estudo de bacias sedimentares, que considera as densidades variando com a profundidade segundo uma função parabólica.

O código em questão, publicado por Chakravarthi e Sundararajan em 2007, possui duas características fundamentais: a estimativa da profundidade até o embasamento de uma bacia sedimentar e a estimativa da anomalia regional de gravidade da área de estudo.

Assim, este estudo consiste em implementar o código original INV2P5DSB, escrito em linguagem de programação FORTRAN; aperfeiçoar sua entrada e sua saída de dados utilizando um código em linguagem MATLAB; criar uma saída gráfica em linguagem MATLAB que possibilite a visualização de informações como a anomalia calculada, a anomalia regional de gravidade, profundidade até o embasamento, contraste de densidade versus em profundidade e o *misfit* associado e verificar a eficácia do programa realizando testes em modelos sintéticos de bacias sedimentares e modelos criados a partir desses com a adição de ruído.

Com a conclusão deste projeto, espera-se ter um programa de modelagem gravimétrica inversa com bom desempenho, de confiabilidade verificada, gratuito e fácil de utilizar, podendo ser aplicado em estudos diversos relacionados a bacias sedimentares.

## 3 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 3.1 - O MÉTODO GRAVIMÉTRICO

De maneira geral, os métodos geofísicos se baseiam em medidas de sinais físicos com o objetivo de conhecer a estrutura e a composição interna da Terra. Diversos são os tipos de sinais a serem estudados e os contrastes nos parâmetros físicos da Terra são as características principais utilizadas para interpretar tais dados.

No caso do Método Gravimétrico, medidas de gravidade são feitas na superfície ou próximas dela com o intuito de observar e interpretar as distorções sofridas pelo campo de gravidade por causa das diferenças de densidade e geometrias das rochas em subsuperfície.

#### 3.1.1 Princípios Físicos

A atração gravitacional entre dois corpos (considerados pontuais) é diretamente proporcional ao produto das massas dos corpos e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre as mesmas, conforme a Lei da Gravitação Universal de Newton (Sleep & Fujita, 1997)

$$F = G \frac{M_1 M_2}{r^2} \quad (3-1)$$

Onde  $F$  é a força que atua ao longo da linha entre os dois corpos,  $M_1$  e  $M_2$  são as massas dos corpos,  $G$  é a constante gravitacional universal ( $6.673 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$ ) e  $r$  é a distância entre os corpos. Para dar foco ao efeito gravitacional da Terra e suas massas heterogêneas sobre uma massa de teste num instrumento, convém escrever:

$$g = \frac{F}{M_1} = \frac{GM_2}{r^2} \quad (3-2)$$

A variável  $g$ , que possui unidades de força por massa, representa a aceleração de um objeto livre quando a massa da Terra é substituída por  $M_2$ . Sua magnitude varia pela superfície da Terra, mas é sempre próxima de  $9.8\text{m/s}^2$  no S.I. ou  $980 \text{ mGal}$  - unidade de medida que faz referência ao astrônomo italiano Galileo Galilei.

Por ser uma grandeza vetorial, a gravidade,  $\mathbf{g}$ , pode ser representada como:

$$\mathbf{g} = \frac{-GM\hat{\mathbf{a}}_r}{r^2} \quad (3-3)$$

Onde  $\hat{\mathbf{a}}_r$  é o vetor unitário que aponta no sentido de afastamento da massa.

Na prática, a atração gravitacional medida na superfície provém de corpos extensos, não apenas corpos pontuais. Portanto, uma notação mais apropriada é adotada:

Seja um espaço cartesiano  $(x, y, z)$ . A magnitude do vetor de posição é  $|\mathbf{r}|$ ; se  $r = (x, y, z)$ , então  $|\mathbf{r}| = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$ . Assim,  $|\mathbf{g}|$  representa a magnitude da aceleração da gravidade e  $|\mathbf{r}|$  representa a magnitude da distância do ponto  $r$  à origem  $(0, 0, 0)$ .

Em um dado ponto de medida, a gravidade total de diversas fontes é a soma vetorial da gravidade de cada uma das massas individuais. Usando a notação definida acima, a Equação 3-3 pode ser expandida para incluir o efeito de múltiplas fontes em um ponto de observação arbitrário  $\mathbf{r}_m$ :

$$\mathbf{g}(\mathbf{r}_m) = \sum_s \mathbf{g}_s = \sum_s \frac{-GM_s(\mathbf{r}_m - \mathbf{r}_s)}{(|\mathbf{r}_m - \mathbf{r}_s|)^3} = \int_{\text{volume}} d\text{Volume}_s \frac{-G\rho_s(\mathbf{r}_m - \mathbf{r}_s)}{(|\mathbf{r}_m - \mathbf{r}_s|)^3} \quad (3-4)$$

Onde  $s$  representa as várias fontes e  $m$  representa o ponto de medida. A densidade  $\rho$  representa a massa por unidade de volume.

### ***Potencial Gravitacional***

O conceito de energia potencial pode ser generalizado considerando-se uma quantidade de trabalho por unidade de massa,  $gH = U$ , onde  $U$  é o potencial gravitacional. A variação do potencial gravitacional por unidade de altura  $U/H$  é igual a  $g$ .

Uma superfície composta de pontos que possuem o mesmo potencial é chamada de superfície equipotencial. Desta forma, utilizando notação tridimensional, o potencial num ponto  $\mathbf{r}_m$  é:

$$U = - \int_{\mathbf{r}_m}^{\mathbf{r}_{ref}} \mathbf{g} \cdot d\mathbf{r} \quad (3-5)$$

Onde  $\mathbf{r}_{ref}$  é uma referência arbitrária na qual o potencial é definido como zero.

Em notação vetorial e para três dimensões,

$$\mathbf{g} = \text{grad } U \quad (3-6)$$

Obtemos a equação para a variação do potencial ao redor de uma massa pontual definindo o ponto de referência da equação 3-6 no infinito e integrando ao longo da distância radial a partir da massa pontual ( $\mathbf{r}_m$  é o ponto de medida).

$$U = \int_{\mathbf{r}_m}^{\infty} dr g(r) = \int_{\mathbf{r}_m}^{\infty} \frac{dr GM}{r^2} = \frac{GM}{r_m} \quad (3-7)$$

Em suma, o potencial é proporcional à massa do objeto e inversamente proporcional à distância do objeto ao ponto de observação.

### 3.1.2. - Anomalias Gravimétricas

Como é objetivo da gravimetria conhecer a composição e a estrutura da Terra com base nas distorções que as fontes-alvo causam em seu modelo teórico da gravidade (a “Terra Normal”), é necessário que cada um dos efeitos contribuintes para o valor de gravidade observado seja isolado.

Blakely (1995) enumera os vários efeitos de distorção do campo da Terra normal e suas respectivas correções:

*Gravidade observada =*

*Atração do elipsóide de referência*

*+ efeito da elevação acima do nível do mar (correção Ar-livre)*

*+ efeito da massa acima do nível do mar (correções de Bouguer e de Terreno)*

*+ variações dependentes do tempo (correção de Maré Terrestre)*

*+ efeito de uma plataforma móvel (correção de Eötvös)*

*+ efeito das massas que suportam cargas da topografia (correção Isostática)*

*+ efeito das variações de densidade da crosta e do manto superior (correção “geológica)*

(3-8)

Das correções citadas acima, as duas mais importantes, além da correção da gravidade teórica, são as correções Ar-livre e Bouguer.

O programa INV2P5DSB utiliza como entrada dados de anomalia Bouguer, que consideram uma densidade de referência. Por este motivo, a função de densidade *versus* profundidade utilizada pelo programa considera contrastes de densidade em vez do valor absoluto da mesma.

### 3.1.2.1 – Correção da gravidade teórica:

O modelo crustal da Figura 1 será utilizado para descrever o processo de redução dos dados; o isolamento de cada efeito que contribui para o valor observado de gravidade.

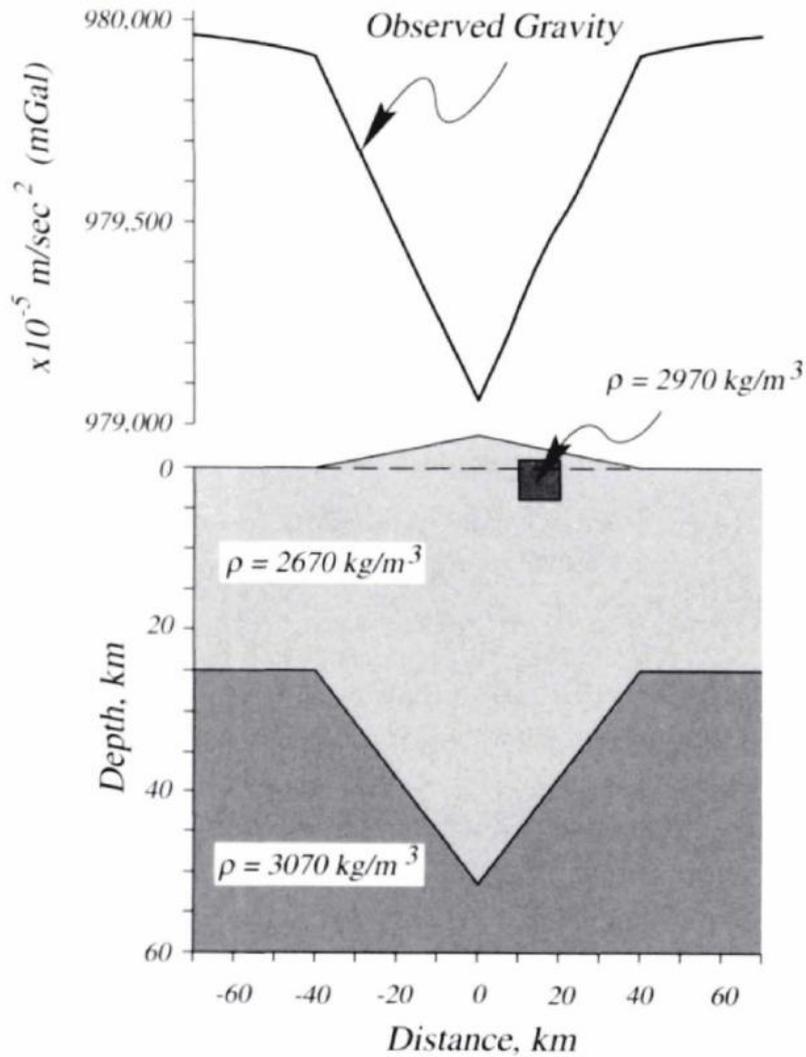


Figura 1: Modelo crustal e sua resposta gravimétrica. (Blakely, 1995)

A primeira correção descrita na equação 3-8 pode ser facilmente realizada subtraindo-se a contribuição do elipsóide de referência, dada pela convenção do *World Geodetic System 1984* (equação 3-9), dos dados observados:

$$g_0 = 9.7803267714 \frac{1 + 0.0019315138639 \sin^2 \lambda}{\sqrt{1 + 0.00669437999013 \sin^2 \lambda}}$$

(3-9)

Onde  $\lambda$  corresponde a latitude e  $g_0$  é chamado de gravidade normal.

A Figura 2 ilustra como o efeito da gravidade é efetivamente alterado com a subtração da contribuição do elipsóide de referência dos dados observados:

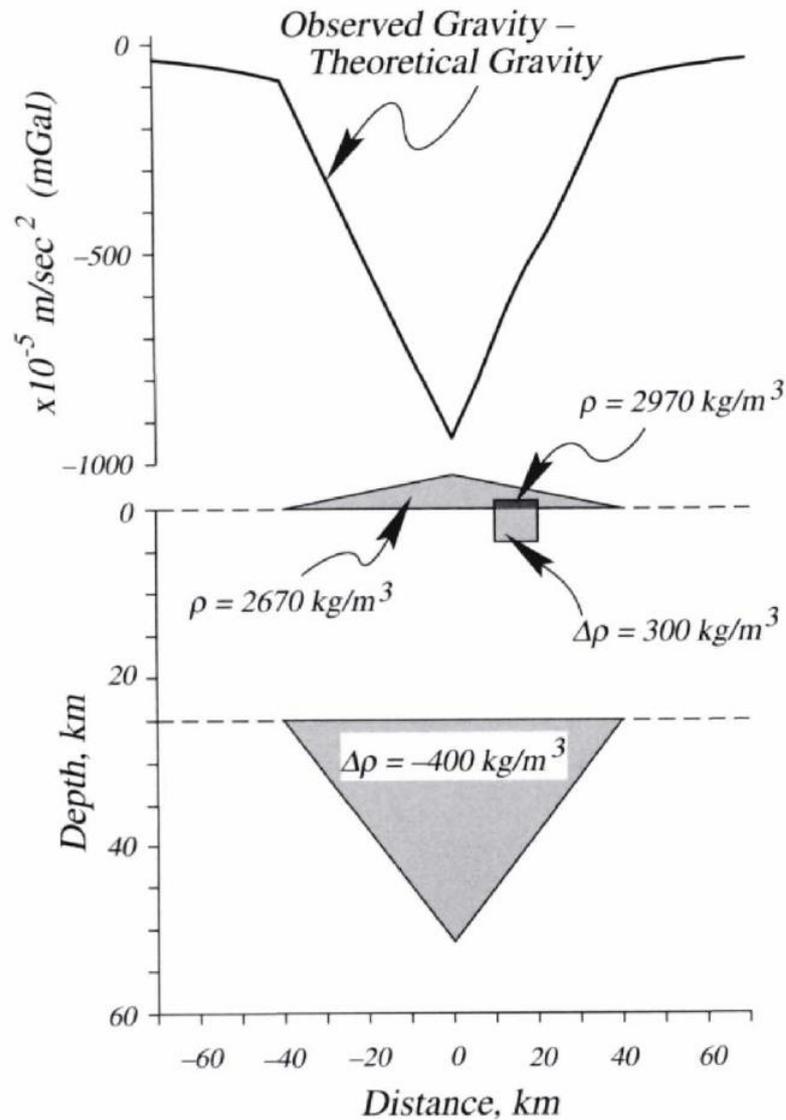


Figura 2: Resposta gravimétrica da seção crustal reduzida da gravidade normal (Blakely, 1995)

### 3.1.2.2. - Correção Ar-livre

É sabido que a gravidade é dependente da distância entre o ponto de observação e a fonte. Em muitos casos, as observações são feitas a determinada distância do campo de referência,  $g_0$ , devido a feições topográficas ou altitude das plataformas de observação em

navios ou aviões. Para corrigir o efeito deste distanciamento, é aplicada a correção Ar-livre, que é dada da seguinte forma:

O valor de gravidade a uma distância  $h$  acima do geóide é dado por uma expansão em série de Taylor (Blakely, 1995),

$$g(r + h) = g(r) + h \frac{\partial}{\partial r} g(r) + \dots \quad (3-10)$$

Truncando os termos de ordem maior, assumindo a Terra como esférica e uniforme e substituindo os valores de  $g$  e  $r$  no nível do mar temos:

$$g_{fa} = -0.3086 \times 10^{-5} h \quad (4-11)$$

Onde  $h$  é a altura acima do nível do mar. A equação 3-11 é válida tanto para os sistemas SI e CGS. A aplicação da correção Ar-livre oferece a Anomalia de Ar-livre, dada pela equação

$$\Delta g_{fa} = g_{obs} - g_{fa} - g_0 \quad (3-12)$$

Onde  $g_{obs}$  é a gravidade observada e  $g_0$ .

A Figura 3 mostra o efeito da correção Ar-livre sobre o modelo crustal de referência:

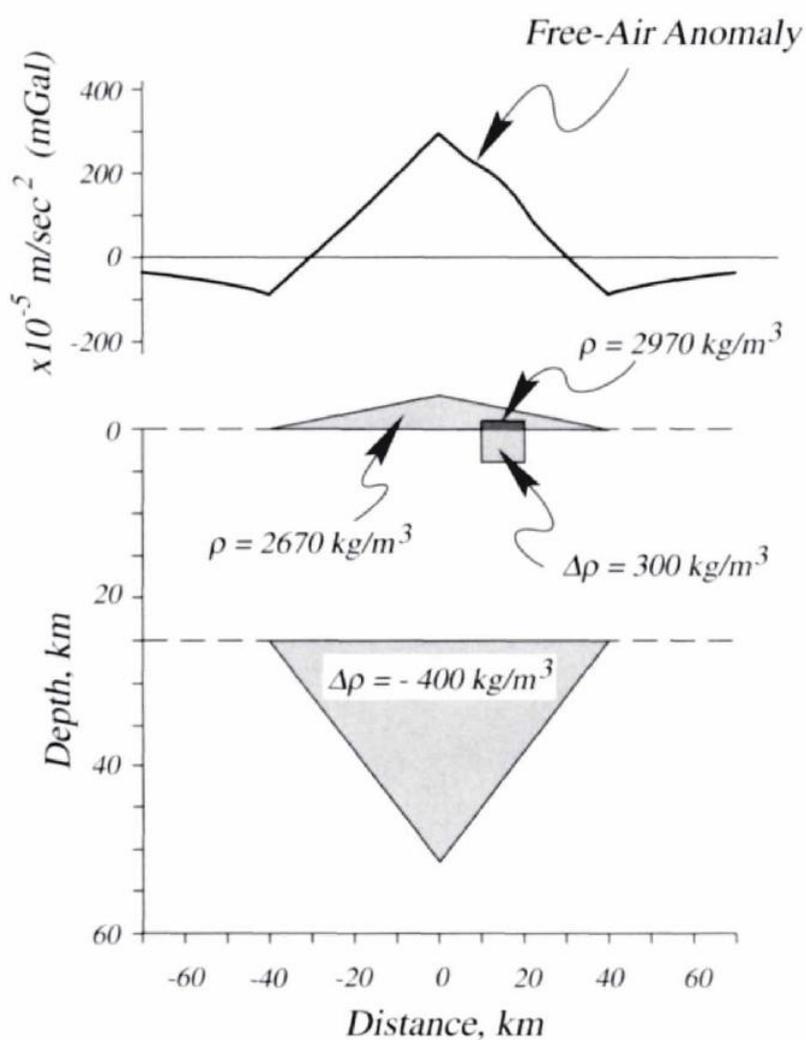


Figura 3: Resposta gravimétrica do modelo crustal após a aplicação da correção Ar-livre (Blakely, 1995)

### 3.1.2.3 - Correção Bouguer

As correções de Ar-livre e da gravidade teórica ignoram a massa existente entre o ponto de medição e o nível do mar. Para isto foi criada a correção Bouguer – para considerar esta massa adicional.

Na correção Bouguer simples, toda a massa acima do nível do mar é aproximada por um platô infinito, homogêneo e com altura igual à do ponto de observação acima do nível do mar. A atração gerada por este platô infinito é descrita pela equação a seguir (Blakely, 1995):

$$g_{sb} = 2\pi G\rho h \quad (3-14)$$

Onde  $h$  é a espessura do platô. Utilizando a densidade crustal típica de  $2670 \text{ kg.m}^{-3}$ , a correção Bouguer simples se torna:

$$g_{sb} = 0.1119 \times 10^{-5} h \quad (3-15)$$

Sendo a equação 3-15 válida tanto para unidades SI quanto unidades CGS. Desta forma, ignorando os efeitos da Maré Terrestre e o Eötvös, a anomalia Bouguer simples é dada por:

$$\Delta_{sb} = g_{obs} - g_{fa} - g_{sb} - g_0 \quad (3-16)$$

A anomalia Bouguer identifica massas anômalas, com densidade acima ou abaixo da densidade crustal média,  $2670 \text{ kg.m}^{-3}$ , definida como referência. A escolha desta densidade é baseada na densidade crustal média, sendo justificada para diversas situações (Blakely, 1995).

Pode-se observar que a anomalia Bouguer simples não considera a forma da topografia adjacente. Para este caso, faz-se a correção de terreno,  $g_t$ , que compensa os efeitos dessas anomalias oriundas de regiões de grande expressão topográfica. A expressão para a anomalia Bouguer completa é:

$$\Delta_{cb} = g_{obs} - g_{fa} - g_{sb} - g_t - g_0 \quad (3-17)$$

As anomalias Bouguer tipicamente mostram uma correlação inversa com a topografia de grande comprimento de onda quando isostaticamente compensada. A razão para isto é mostrada na Figura 4.

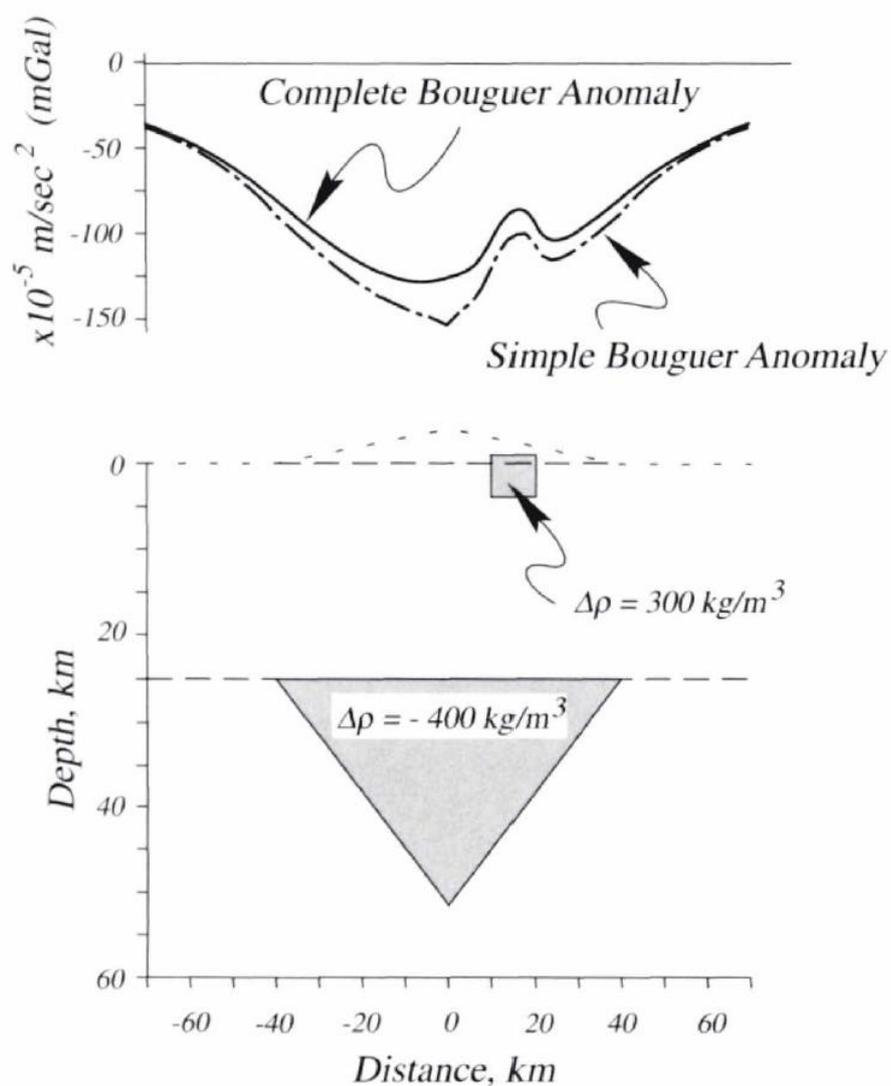


Figura 4: Resposta gravimétrica após as correções Bouguer simples e completa (Blakely, 1995)

Apesar de a correção Bouguer completa ter considerado os efeitos da topografia, ela não considerou a raiz de baixa densidade que suporta a topografia. Então, a anomalia Bouguer na Figura 4 é negativa sobre áreas continentais e positiva sobre bacias oceânicas, por causa das diferenças de espessura crustal entre os dois regimes.

### 3.2. – MODELAGEM GRAVIMÉTRICA

A modelagem gravimétrica processa observações de gravidade de maneira iterativa para que a anomalia gravimétrica gerada por um modelo teórico seja ajustada aos dados observados da melhor forma possível, podendo revelar a geometria das rochas em subsuperfície.

As técnicas de modelagem podem ser divididas basicamente em dois tipos: Modelagem Direta e Modelagem Inversa.

### **3.2.1. – Modelagem Direta**

Na modelagem direta, a profundidade, as densidades e as formas geométricas das fontes são assumidas e o valor de gravidade é calculado e comparado ao observado (Castro, 2005).

Assim, através de um processo de tentativa e erro, os parâmetros do modelo são alterados até que a anomalia calculada a partir dele seja ajustada satisfatoriamente aos dados observados.

### **3.2.2. – Modelagem Inversa**

Na modelagem inversa, também chamada "inversão", a gravidade é especificada e as densidades ou a geometria são incógnitas que deverão ser determinadas automaticamente por procedimentos estatísticos (Castro, 2005).

Sendo as densidades e geometrias as incógnitas, existe a necessidade de vínculos físicos que reduzam o número de soluções e tornem o modelo geologicamente coerente.

As características intrínsecas da modelagem inversa oferecem algumas vantagens sobre a modelagem direta dentre as quais podemos destacar o provimento de estimativas da resolução dos parâmetros do modelo, da incerteza e da não unicidade; a garantia de que os dados foram ajustados de acordo com uma norma específica (Zelt & Smith, 1992 *apud* Condi, 1999) e a redução no tempo requerido para a interpretação dos dados.

Apesar das vantagens mencionadas, existem as desvantagens intrínsecas ao método gravimétrico e que são (1) a perda de resolução em profundidade devido à superposição das respostas gravimétricas desde os corpos rasos até os corpos mais profundos e (2) a não-unicidade de soluções, uma vez que a gravidade depende da densidade, da geometria e da profundidade da fonte (Condi, 1999).

Sabida a utilidade da inversão gravimétrica, diversos autores vêm desenvolvendo algoritmos na tentativa de alcançar o melhor ajuste possível entre seus modelos e o contexto geológico real (Murthy et al., 1988; Annechione et al., 2001 *apud* Chakavarthi & Sundararajan, 2006a). Em muitos destes algoritmos, as bacias sedimentares são tratadas como modelos 2D de densidade constante. Chakavarthi e Sundararajan (2007) afirmam que esses algoritmos, na prática, só são eficientes para o caso de anomalias de gravidade livres da anomalia regional e que o processo de separação entre as anomalias regionais e residuais raramente pode ser feito perfeitamente.

Chakavarthi e Sundararajan (2006), baseados no algoritmo de Marquardt (1963), analisaram anomalias de gravidade produzidas por bacias sedimentares aproximando-as por uma estrutura 2.5D, formada por prismas, com contraste de densidade variando com a profundidade por meio de uma função parabólica. Esta técnica estima, simultaneamente, a profundidade de uma bacia sedimentar e estima a anomalia regional de gravidade.

### **3.3. – FUNÇÃO DE DENSIDADE *VERSUS* PROFUNDIDADE**

Segundo Cordell (1973), a relação densidade-profundidade em espessas seqüências sedimentares não traz por si mesma uma formulação matemática por causa dos efeitos de estratigrafia, fácies, cimentação, diagênese e evolução tectônica que estão envolvidos em adição à simples compactação por pressão geostática. No entanto, o próprio autor afirma que na análise de gravidade feita sobre espessas camadas sedimentares, o contraste de densidade pode ser aproximado por uma função contínua diminuindo exponencialmente com a profundidade.

Apresentando medidas de densidade em profundidade feitas em rochas Paleozóicas em Oklahoma (Athy, 1930), folhelhos Terciários da Venezuela (Hedberg, 1936) e numa área de ocorrência de sal de localização desconhecida (Howell et al, 1966), Cordell simulou o

contraste de densidade variando com a profundidade de acordo com uma função exponencial (Figura5).

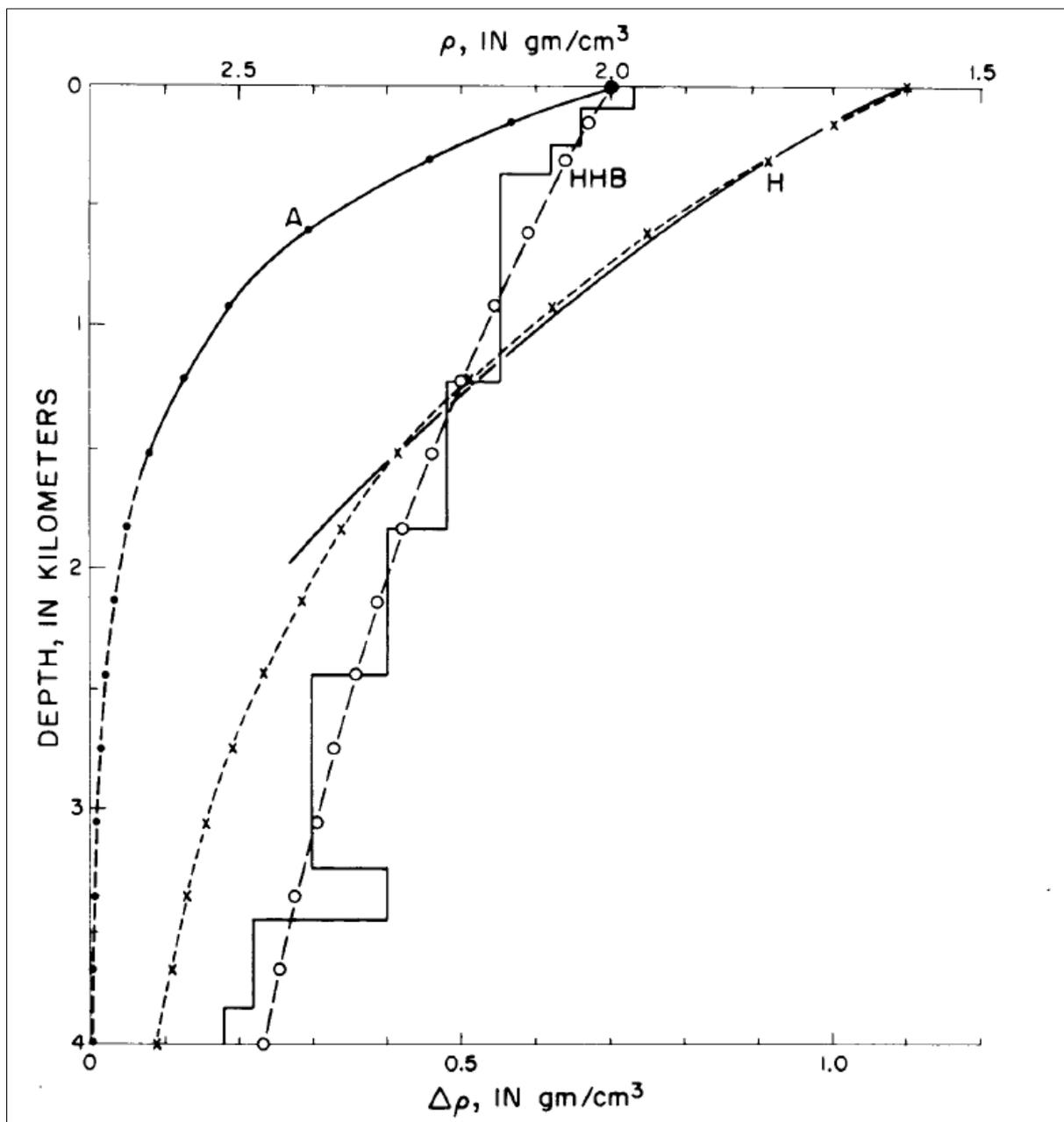


Figura 5: "A" representa as rochas Paleozóicas de Athy's. "H" representa os folhelhos Terciários de Hedberg. "HBB" representa a área com ocorrência de sal, de Howell et al. As linhas sólidas indicam a densidade medida e as linhas descontínuas indicam as funções ajustadas. (Cordell, 1973).

Gallardo (2003), através de observações na "Enseñada Bay", uma baía rasa ao sul do México, propõe um ajuste do contraste de densidade versus profundidade por uma função quadrática, modelo que é contestado por Garcia-Abdeslem (2005). Este autor, através de

medidas feitas com 46 poços no Green Canyon, Golfo do México, propõe um ajuste feito por uma função cúbica (Figura 6).

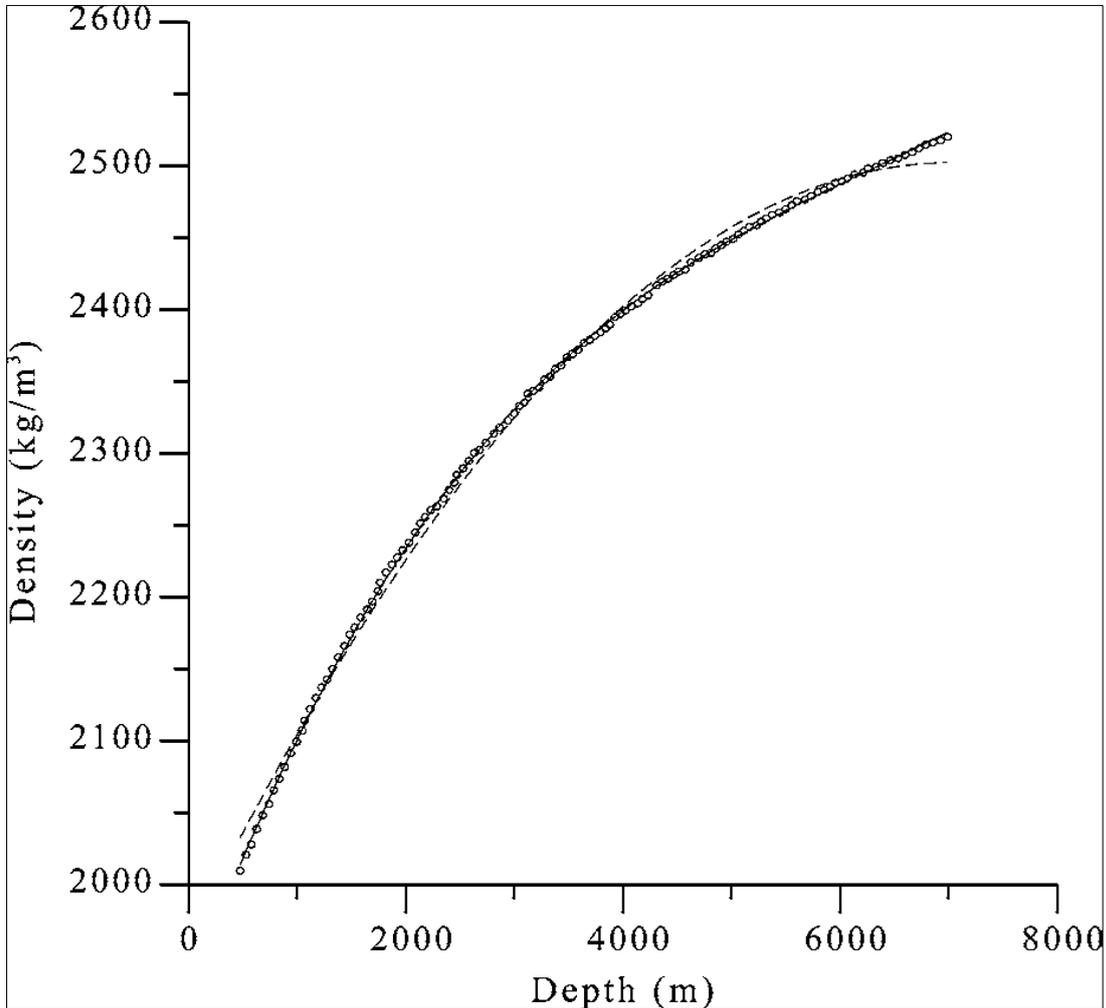


Figura 6: os círculos são os dados medidos no Green Canyon. As linhas tracejada e contínua representam, respectivamente, os polinômios quadrático e cúbico (Garcia-Abdeslem, 2005)

Chakravarthi e Sundararajan (2006b) discutem os modelos citados acima e, valendo-se de dados do Green Canyon, os mesmos publicados por Garcia-Abdeslem (2005), propõe um ajuste do contraste de densidade versus profundidade feito por uma função parabólica (Figura 7), sobretudo para grandes profundidades, a partir de 7Km.

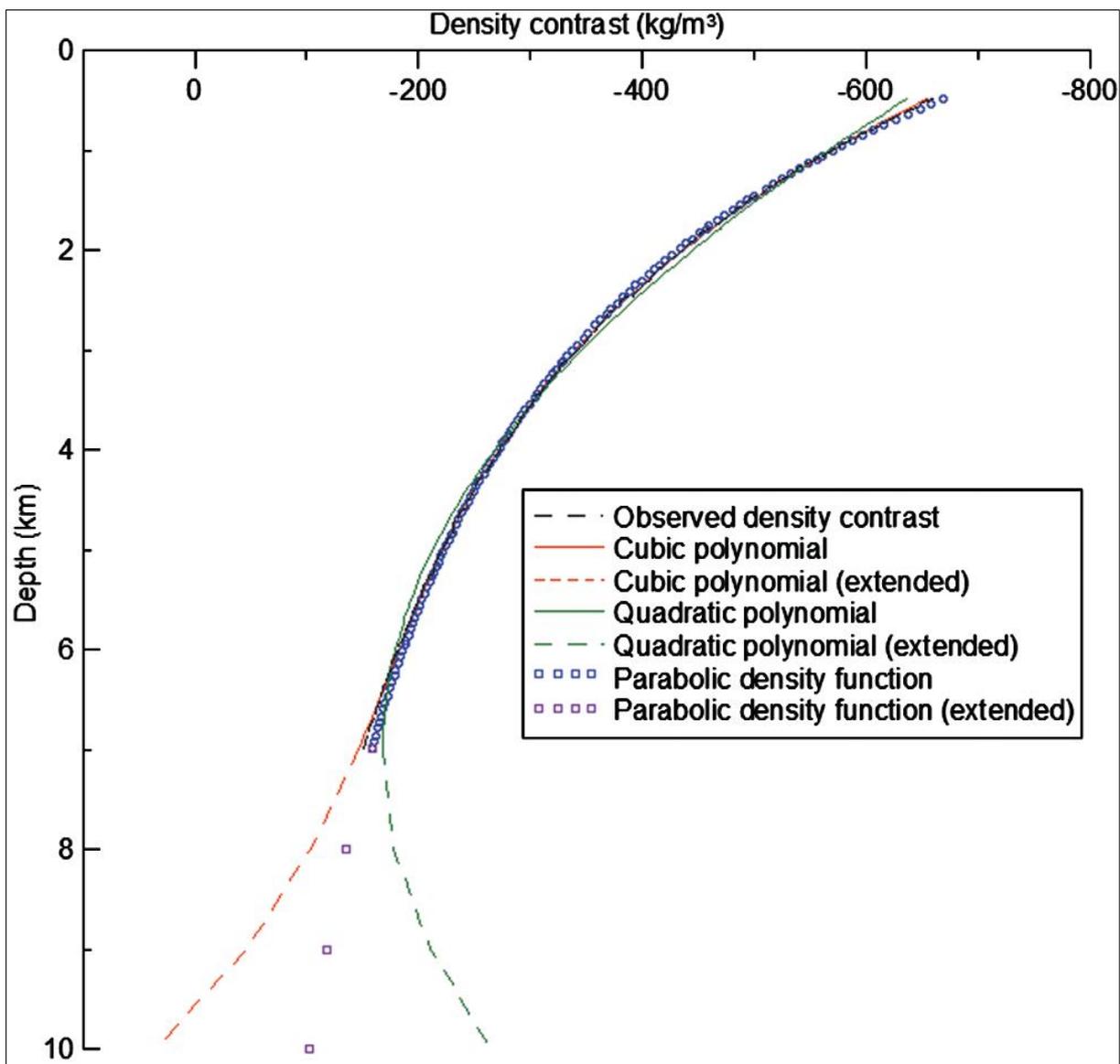


Figura 7: Comparação do ajuste dos modelos quadrático, cúbico e parabólico de densidade versus profundidade. (Chakravarthi & Sundararajan, 2006b)

Sendo assim, é importante destacar que a função de densidade versus profundidade proposta por Chakravarthi e Sundararajan é indicada para estudos profundos e regionais.

### 3.4. – ANOMALIA GRAVIMÉTRICA DE UM PRISMA 2.5D

Do modelo de prisma de Chakavarthi e Sundararajan (2006a), temos:

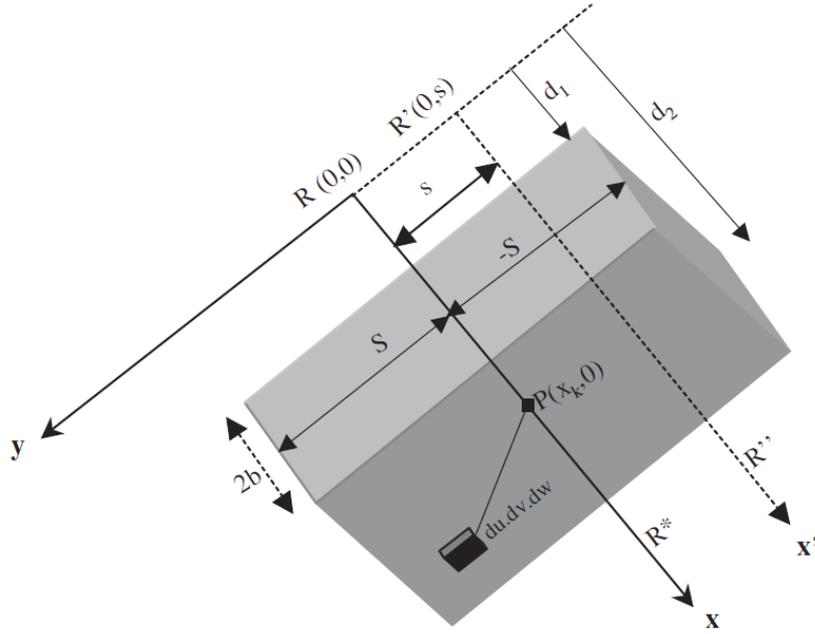


Figura 8: Geometria do prisma 2.5D apresentado por Chakravarthi e Sundararajan (2006)

Seja o eixo  $z$  perpendicular ao plano do papel e positivo para dentro e  $d_1$  e  $d_2$  as profundidades ao topo e à base de um prisma vertical. Seja  $2S$  o comprimento ao longo do eixo  $y$  (*strike*) e  $2b$  a largura do prisma ao longo do eixo  $x$ . Seja o perfil  $RR^*$  transversal ao *strike* do prisma, representando sua bissetriz. Assumindo  $R(0,0)$  a origem acima do centro do prisma, então a anomalia de gravidade, em qualquer ponto  $P(x_k,0)$  sobre o perfil é dada pela seguinte expressão analítica:

$$g(x_k, 0) = \int_{w=d_1}^{d_2} \int_{v=-S}^S \int_{u=-b}^b \frac{G \Delta \rho(w) w du dv dw}{[(u - x_k)^2 + v^2 + w^2]^{3/2}} \quad (3-20)$$

Onde:

$G$  é a constante gravitacional universal,  $du dv dw$  é o volume de uma massa elementar e  $\Delta \rho(w)$  é o contraste de densidade representado por uma função parabólica de densidade em determinada profundidade  $z = w$

$$\Delta \rho(w) = \frac{\Delta \rho^3}{(\Delta \rho_0 - \alpha w)^2} \quad (3-21)$$

Onde  $\Delta\rho_0$  é o contraste de densidade na superfície e  $\alpha$  é uma constante que pode ser obtida ajustando a Equação 3-21 com o conhecimento de pelo menos um dos seguintes itens: (i) informação geológica de subsuperfície (ex: densidade de um trecho), (ii) inversão de dados sísmicos pré ou pós empilhamento ou (iii) tomografia sísmica. Das condições (ii) e (iii) podemos extrair informações de velocidade e profundidade. Após isto, conhecida a profundidade, a densidade pode ser determinada a partir da velocidade.

Conforme Chakravarthi e Sundararajan (2006a), inserindo o termo de densidade variável com a profundidade (Equação 3-21) na equação da anomalia do prisma 2.5D (Equação 3-20) e integrando-a, temos:

$$g(x_k, 0) = -2G\Delta\rho_0^3 \left\{ \frac{\alpha x_k S}{t_4} \left( \frac{1}{t_2} + \frac{1}{t_3} \right) \ln \frac{(R + x_k)}{(R - x_k)} + \frac{x_k}{2t_3} \ln \frac{(R + S)}{(R - S)} \right. \\ \left. + \frac{\Delta\rho_0}{\alpha} \left\langle \frac{1}{t_2} \tan^{-1} \frac{SR}{wx_k} + \frac{1}{t_3} \tan^{-1} \frac{x_k R}{wS} \right\rangle - \frac{1}{\alpha t_5} \tan^{-1} \frac{Sx_k}{wR} \right\}_{x_k-b}^{x_k+b} \Big|_{d_1}^{d_2} \quad (3-22)$$

Onde:

$$R = (x_k^2 + S^2 + w^2)$$

$$t_1 = x_k^2 + S^2$$

$$t_2 = S^2\alpha^2 + \Delta\rho_0^2$$

$$t_3 = x_k^2\alpha^2 + \Delta\rho_0^2$$

$$t_4 = \sqrt{t_1\alpha^2 + \Delta\rho_0^2}$$

$$t_5 = \Delta\rho_0 - \alpha w$$

$$t_6 = -2(\alpha R t_4 + t_1\alpha^2 + \Delta\rho_0\alpha w)$$

A Equação 3-22 é utilizada para calcular a anomalia teórica de gravidade gerada por um prisma vertical 2.5D quando o perfil RR\* passa pela origem, R(0,0). A mesma equação pode ser utilizada para calcular a anomalia teórica de gravidade gerada um prisma 2.5D de densidade constante se fizermos  $\alpha = 0$ . Em outro caso, se o perfil passar por R'R'', a uma distância s da origem, então a anomalia de gravidade pode ser calculada como a média desta equação, substituindo S por S - s e S + s. Resumindo, a Equação 3-22 toma a seguinte forma:

$$g(x_k, 0) = 2G\Delta\rho_0 \left[ \left\{ z \tan^{-1} \frac{Yx_k}{zR} + \frac{Y}{2} \ln \frac{(R+Y)^{x_k+b}}{(R-Y)^{x_k-b}} \right\} \right]_{d_1}^{d_2} \quad (3-23)$$

### 3.5. – INVERSÃO DAS ANOMALIAS DE GRAVIDADE 2.5D

Segundo Chakavarthi e Sundararajan (2006), uma bacia sedimentar pode ser aproximada por uma série de prismas 2.5D justapostos com larguras ( $2b$ ) iguais e diferentes comprimentos ( $2S$ ) (Figura 9).

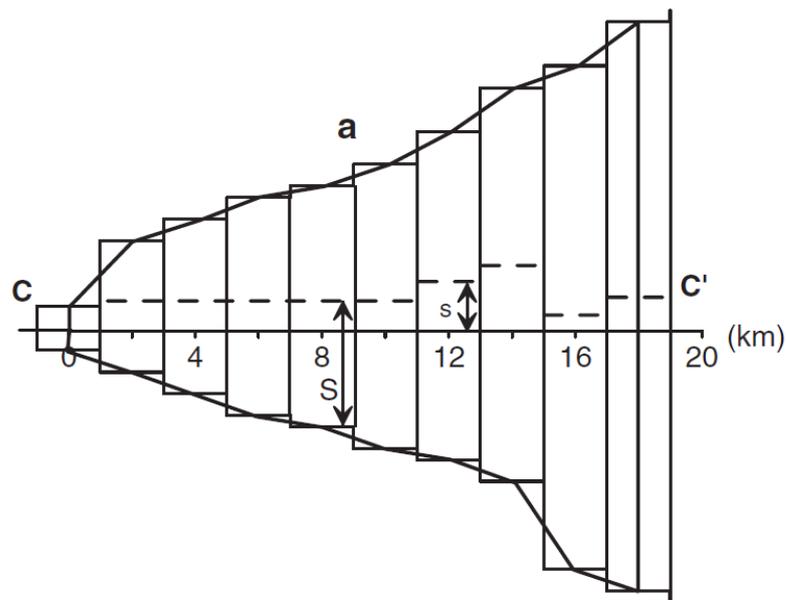


Figura 9: Vista plana do modelo sintético de bacia sedimentar de Chakravarthi e Sundararajan, 2006a.

A separação das anomalias regional e residual tem um papel importante na interpretação das anomalias de gravidade. Técnicas baseadas em Mínima Curvatura (Mickus et al., 1991 *apud* Chakravarthi & Sundararajan, 2006a), Mínimos Quadrados (Agarwal & Sivagi, 1992 *apud* Chakravarthi & Sundararajan, 2006a), Camada Equivalente de Green (Pawlowski, 1994 *apud* Chakravarthi & Sundararajan, 2006a), Fractais (Chapin, 1996 *apud* Chakravarthi & Sundararajan, 2006a), e Elementos Finitos (Mallick & Sharma, 1999 *apud* Chakravarthi & Sundararajan, 2006a) alcançaram sua importância na separação do campo

regional de gravidade das anomalias Bouguer - cada método possui suas vantagens e desvantagens.

Geralmente, o conhecimento geológico da área tem um papel decisivo na interpretação da tendência regional de um mapa Bouguer. Neste modelo, a distância ao fundo da bacia é considerada zero no primeiro e no último ponto de observação do perfil CC' (Figura 9), o que possibilita a vinculação direta da informação geológica observada em superfície com o modelo em questão nos pontos dados.

Considera-se aqui que a anomalia regional de gravidade em qualquer ponto  $P(x_k, 0)$  é descrita por uma função linear do tipo  $Ax_k + B$ , onde  $A$  é o gradiente regional ao longo do perfil e  $B$  é uma constante. Esta representação é justificada ao se considerar um campo regional de grande comprimento de onda (Chakravarthi e Sundararajan, 2007). Assim, na presença de uma anomalia regional de gravidade, a expressão da gravidade devida a uma bacia sedimentar em qualquer ponto,  $P(x_k, 0)$ , pode ser calculada como:

$$g_{basin(k)} = \sum_{i=2}^{N-1} g_i(x_k, 0) + Ax_k + B \quad (3-24)$$

Onde  $N$  é o número de observações. Permitir que os  $N$  parâmetros desconhecidos ( $N - 2$  profundidades e 2 da anomalia regional) sejam determinados por  $N$  observações forma um sistema de  $P_m$ , onde  $P_m - 1 = z_m$ , para  $m = 2, 3, \dots, N - 1$ ,  $P_N - 1 = A$  e  $P_B = B$ . O processo de interpretação começa calculando a estimativa inicial de profundidade, em quilômetros, (Chakravarthi et al., 2001) de uma bacia sedimentar assumindo que a anomalia de gravidade a cada observação  $x_k$  é produzida pela camada equivalente de Green, na qual o contraste de densidade varia de acordo com a Equação 3-21.

$$z_i = \frac{g_{obs}(x_1)\Delta\rho_0}{41.89\Delta\rho_0^2 + \alpha g_{obs}(x_i)} \quad (3-25)$$

Com  $z(1) = 0$  e  $z(N) = 0$

Como a profundidade estimada pela Equação 3-25 é apenas aproximada, a anomalia teórica de gravidade,  $g_{basin(k)}$ , calculada a partir da Equação 3-24, desvia dos valores

observados de gravidade,  $g_{obs(k)}$ . A diferença entre anomalia observada e a anomalia calculada pode ser dada pela Equação 3-26, também chamada *Misfit*:

$$J = \sum_{k=1}^N [g_{obs(k)} - g_{basin(k)}]^2 \quad (3-26)$$

A condição necessária para que o desvio,  $J$ , seja mínimo é que a derivada parcial de  $J$  em relação aos parâmetros seja zero, ou seja:

$$\frac{\partial J}{\partial P_j} = 0 \quad (3-27)$$

Nos métodos gradientes, os parâmetros aproximados  $P'_k, k = 1, 2, \dots, N$  são assumidos e as diferenças entre os valores assumidos e os ideais,  $dp_k, k = 1, 2, \dots, N$  são então resolvidas por uma aproximação iterativa. A expressão para a anomalia de gravidade com os parâmetros ideais para uma bacia sedimentar pode ser expressa como uma expansão de Taylor truncada como

$$g_{basin}(P'_1 + dp_1, P'_2 + dp_2, \dots, P'_N + dp_N) = g_{basin}(P'_1, P'_2, \dots, P'_N) \pm \sum_{\hat{k}=1}^N \frac{\partial g_{basin}}{\partial P_{\hat{k}}} dp_{\hat{k}} \quad (3-28)$$

Das Equações 3-26 e 3-27, a função de erro (*misfit*) pode ser expressa por:

$$\sum_{k=1}^N [g_{obs(k)} - g_{basin(k)}(P'_1, P'_2, \dots)] \frac{\partial g_{basin}}{\partial P_j} = \sum_{k=1}^N \sum_{\hat{k}=1}^N \frac{\partial g_{basin}}{\partial P_j} \frac{\partial g_{basin}}{\partial P_{\hat{k}}} dp_{\hat{k}} \quad (3-29)$$

A Equação 3-29 é resolvida para  $dp_k, k = 1, 2, \dots, N$  a partir de  $N$  observações, justificando a solução para os  $N$  parâmetros desconhecidos. Quando os parâmetros aproximados,  $P'_k, k = 1, 2, \dots, N$  não estão próximos dos parâmetros correntes,  $P_m$ , os incrementos,  $dp_k, k = 1, 2, \dots, N$  obtidos da Equação 3-29 tornam-se espúrios, causando divergência da solução. Com o objetivo de contornar esta dificuldade, o fator de

amortecimento de Marquardt (1963),  $\lambda$ , pode ser incorporado à Equação 3-29 da seguinte forma:

$$\sum_{k=1}^N [g_{obs(k)} - g_{basin(k)}(P'_1, P'_2, \dots)] \frac{\partial g_{basin}}{\partial P_{j'}} = \sum_{k=1}^N \sum_{\hat{k}=1}^N \frac{\partial g_{basin}}{\partial P_{j'}} \frac{\partial g_{basin}}{\partial P_{\hat{k}}} (1 + \delta\lambda) dp_{\hat{k}} \quad (3-30)$$

As derivadas parciais requeridas na Equação 3-30 são calculadas por aproximação numérica para evitar singularidades. Esta aproximação envolve o cálculo da taxa de variação da anomalia de gravidade em relação a cada parâmetro a ser resolvido. Inicialmente, o valor de  $\lambda$  é definido arbitrariamente como 0.5 e então a Equação 3-30 é resolvida para os incrementos/decrementos  $dp_k, k = 1, 2, \dots, N$  para obter os parâmetros modificados  $P'_{modk}, k = 1, 2, \dots, N$ . Se o valor corrente da função de erro,  $J_{mod}$ , obtido a partir de  $P'_{modk}, k=1, 2, \dots, N$  é menos que seu valor anterior,  $J$ , então  $J_{mod}$  é assinalado como  $J$  e  $P'_{modk}, k = 1, 2, \dots, N$  para  $P'_k, k = 1, 2, \dots, N$  e o fator de amortecimento,  $\lambda$ , é reduzido por um fator de  $1/2$ . No caso de  $J_{mod}$  ser maior que  $J$ , então o valor de  $\lambda$  é dobrado e a equação 3-30 é resolvida para  $dp_k, k = 1, 2, \dots, N$  e adicionada/subtraída de  $P'_k, k = 1, 2, \dots, N$  e este processo se repete até  $J_{mod}$  ser menor ou igual a  $J$ . O algoritmo encerra suas iterações automaticamente se (i) o número de iterações definido é atingido, (ii) a função de erro resulta um valor menor do que o erro aceitável pré-definido ou (iii) o fator de amortecimento assume um valor demasiadamente grande.

## 4 – METODOLOGIA

1 - A metodologia adotada para a realização deste trabalho iniciou-se pela pesquisa das referências bibliográficas essenciais para o entendimento do assunto. O entendimento dos conceitos apresentados no tópico da fundamentação teórica é de grande importância para a verificação posterior da consistência das soluções calculadas pelo algoritmo INV2P5DSB;

2 – implementação do código original do INV2P5DSB para a verificação e correção de possíveis erros;

3 – Alteração das formas de entrada e saída no código INV2P5DSB;

4 – Criação do programa INV2P5DSB\_plot, em linguagem MATLAB, destinado a exibir os resultados da modelagem de forma mais amigável, graficamente;

5 - Criação do programa RuidoBacia, em linguagem MATLAB, destinado a adicionar ruído aleatório aos dados e exibir graficamente o seu resultado;

6 – Inversão e interpretação do modelo sintético de bacia sedimentar proposto por Chakravarthi e Sundararajan (2007);

7 – Inversão e interpretação do modelo sintético de bacia sedimentar proposto por Chakravarthi e Sundararajan (2007) com a adição de ruído aos dados;

8 – Inversão e interpretação do modelo de calha sedimentar modificado das notas de aula do professor Marco Polo Pereira Buonora;

9 – Inversão e interpretação do modelo de calha sedimentar modificado das notas de aula do professor Marco Polo Pereira Buonora com a adição de ruído aos dados;

## 5 – PROGRAMA DE INVERSÃO INV2P5DSB

Chakravarthi e Sundararajan (2007), baseados em seu modelo de inversão, desenvolveram um código de programação em linguagem FORTRAN 77 no intuito de estimar, simultaneamente, a profundidade de uma bacia sedimentar aproximada por um modelo 2.5D e a anomalia regional de gravidade a partir de medidas feitas em superfície.

O programa INV2P5SB (Anexo A), utilizado para interpretar anomalias de gravidade devidas a bacias sedimentares, conta com duas sub-rotinas: GRAV2P5D (Anexo B) e SIMEQ (Anexo D). O programa principal calcula a aproximação inicial da profundidade da bacia sedimentar, calcula as derivadas parciais e, iterativamente, melhora as estimativas de profundidade e dos coeficientes utilizados para representar a anomalia regional de gravidade.

A sub-rotina GRAV2P5D calcula o efeito da gravidade da bacia sedimentar sobre cada ponto de observação do perfil e retorna ao programa principal. A função GPRM (Anexo C), incluída na sub-rotina GRAV2P5D, calcula o efeito da gravidade gerada por um prisma e retorna seu valor.

A sub-rotina SIMEQ resolve o sistema de equações utilizado para incrementar/decrementar as estimativas de profundidade e os dois coeficientes da anomalia regional.

A entrada do programa INV2P5SB consiste: no número de observações (N); número de iterações a serem feitas (ITRS); contraste de densidade na superfície (SD), expresso em  $\text{g/cm}^3$ ; a constante da função parabólica de densidade (ALPHA), expressa em  $\text{g/cm}^3/\text{km}$ ; medida de intervalos ao longo do perfil (DDX), em quilômetros; limites máximo (ZMAX) e mínimo (ZMIN) permitidos para as profundidades, em quilômetros; distância do afastamento do perfil ao centro de cada prisma (YDIST), expressa em quilômetros; valor da metade do comprimento de cada prisma (YY), em quilômetros e anomalia de gravidade observada (G), em mGal. As variáveis N e ITRS são do tipo inteiro e as variáveis, SD, ALPHA, DDX, ZMIN, ZMAX, YDIST, YY e G são variáveis do tipo real.

A saída do programa consiste na profundidade até a interface de densidade (embasamento), expressa em quilômetros e a anomalia teórica de gravidade, expressa em mGal.

Neste trabalho, melhorias foram feitas na entrada e na saída do programa INV2P5D. A entrada, que era feita de forma manual, foi automatizada através da importação de um arquivo de texto (INV2P5DSBinput.txt). Os resultados da função de erro foram direcionados para um novo arquivo (misfit.txt), com o intuito de facilitar seu acesso. Por sua vez, a saída do programa também foi direcionada para um arquivo de texto (INV2P5DSBoutput.txt), facilitando o acesso aos dados no final do processamento.

Como o programa original, em linguagem FORTRAN 77, não possui o recurso de saída gráfica, foi também desenvolvido o código INV2P5SB\_plot.m, em linguagem MATLAB, destinado a representar graficamente a anomalia teórica de gravidade, os resultados da função de erro e a profundidade da superfície até o embasamento da bacia em questão.

A eficácia do código pode ser verificada a partir de um modelo sintético de uma bacia sedimentar, fornecido pelos autores Chakravarthi & Sundararajan (2007) com o código FORTRAN.

## 6 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

Como dados de teste para o programa de inversão INV2P5DSB, dois modelos sintéticos foram utilizados.

O primeiro, publicado pelos autores Chakravarthi & Sundararajan (2007), é um modelo sintético de uma bacia sedimentar inspirado no formato da bacia de Gediz, Anatólia, Turquia, com contraste de densidade variável com a profundidade e que conta com 10 estações gravimétricas com 5 quilômetros de separação entre si e valores que variam entre -10.6025 mGal e -78.4018 mGal de anomalia Bouguer.

O segundo modelo é uma calha sedimentar modificada das notas de aula do professor Marco Polo Pereira Buonora, com contraste de densidade variável com a profundidade e que conta com 20 estações gravimétricas com 1 quilômetro de separação entre si e valores que variam entre -0.6975 mGal e -17.0003 mGal de anomalia Bouguer.

Diante dessas características, convém destacar que, relativamente, estes dois modelos representam duas feições com características bem distintas em amplitude de anomalias e, conseqüentemente, em dimensões (na superfície e em profundidade), sendo o primeiro modelo o representante de uma bacia sedimentar extensa e profunda e o segundo modelo o representante de uma mini-bacia rasa e menos extensa.

Com a finalidade de uma análise mais apurada do comportamento do programa de inversão INV2P5DSB, quantidades de ruído foram adicionadas aos dois modelos sintéticos através do programa “RuidoBacia”, feito em linguagem MATLAB e baseado na equação a seguir:

$$RSR_{dB} = 10 \log_{10} \left( \frac{P_{sinal}}{P_{ruído}} \right) \quad 6.1$$

Onde  $RSR_{dB}$  é a relação Sinal/Ruído em decibéis,  $P_{sinal}$  é a potência RMS do sinal e  $P_{ruído}$  é a potência RMS do ruído.

## 6.1 – MODELO DE BACIA SEDIMENTAR DE CHAKRAVARTHI E SUNDARARAJAN

Foram feitas cinco inversões baseadas no modelo de Chakravarthi e Sundararajan. A primeira foi feita com o modelo original e as quatro demais foram feitas após a inserção de ruído cujas relações sinal/ruído foram 10dB, 20dB, 30dB e 40dB.

Os parâmetros de entrada foram definidos da seguinte maneira: Número máximo de iterações (ITRS): 60; Contraste de densidade na superfície (SD):  $-0.65 \text{ g/cm}^3$ ; ALPHA:  $0,04 \text{ g/cm}^3/\text{Km}$ ; Profundidade mínima (ZMIN):  $0.0001 \text{ Km}$ ; Profundidade máxima (ZMAX):  $5.0 \text{ Km}$ ; Distância entre o perfil e o centro de cada prisma (YDIST): entre  $1 \text{ Km}$  e  $2 \text{ Km}$ ; Comprimento de cada prisma (YY): entre  $1 \text{ Km}$  e  $13 \text{ Km}$ .

Definidos os parâmetros e feita a inversão, os resultados foram plotados com o programa INV2P5DSB\_plot, feito em linguagem MATLAB e se apresentam da seguinte forma:

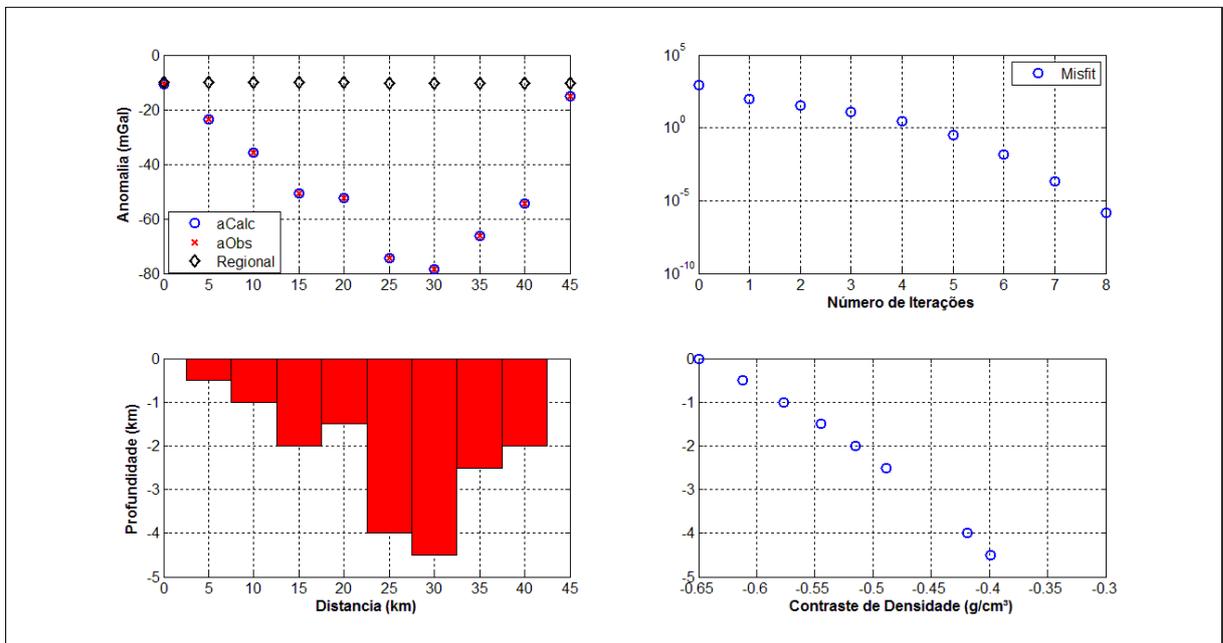


Figura 10: Painel de exibição da anomalia calculada, da anomalia observada, da anomalia regional, *misfit*, profundidade estimada e contraste de densidade do modelo de Chakravarthi & Sundararajan (2007).

O programa reduziu o *misfit* de 860.229 para 0.000002 (menor que o erro máximo permitido) após a iteração número 8, estimando o gradiente regional em  $-0.0070 \text{ mGal/Km}$ , o

valor da anomalia regional na origem em  $-9.9990$  mGal e a profundidade máxima, seu “depocentro sintético”, em  $4.4999$  Km.

Pelo valor de *misfit* alcançado e pela observação do ajuste entre a anomalia observada e a anomalia calculada, a estimativa de profundidade oferecida pelo programa pode ser considerada satisfatória.

### 6.1.1 – Inversão do Modelo de Chakravarthi e Sundararajan com Adição de Ruído

Os resultados a seguir foram gerados a partir de diferentes níveis de ruído adicionados ao sinal da bacia sintética:

#### Relação Sinal/Ruído 40dB:

Uma relação sinal/ruído de 40dB, na prática, significa que a intensidade do sinal é 10000 vezes maior que a intensidade do ruído, quantidade que descaracteriza pouco o sinal como pode ser visto na figura a seguir:

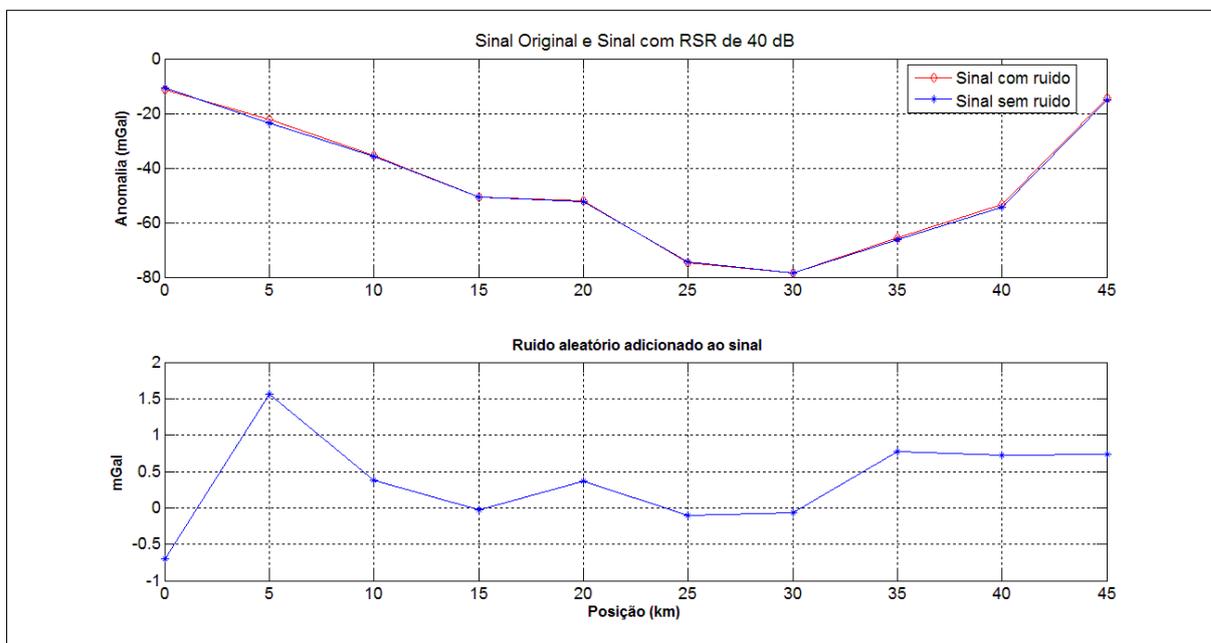


Figura 11: Sinal adicionado de ruído numa Relação Sinal/Ruído de 40dB.

Executando a inversão sobre o sinal adicionado de ruído da figura anterior, chegamos ao seguinte resultado:

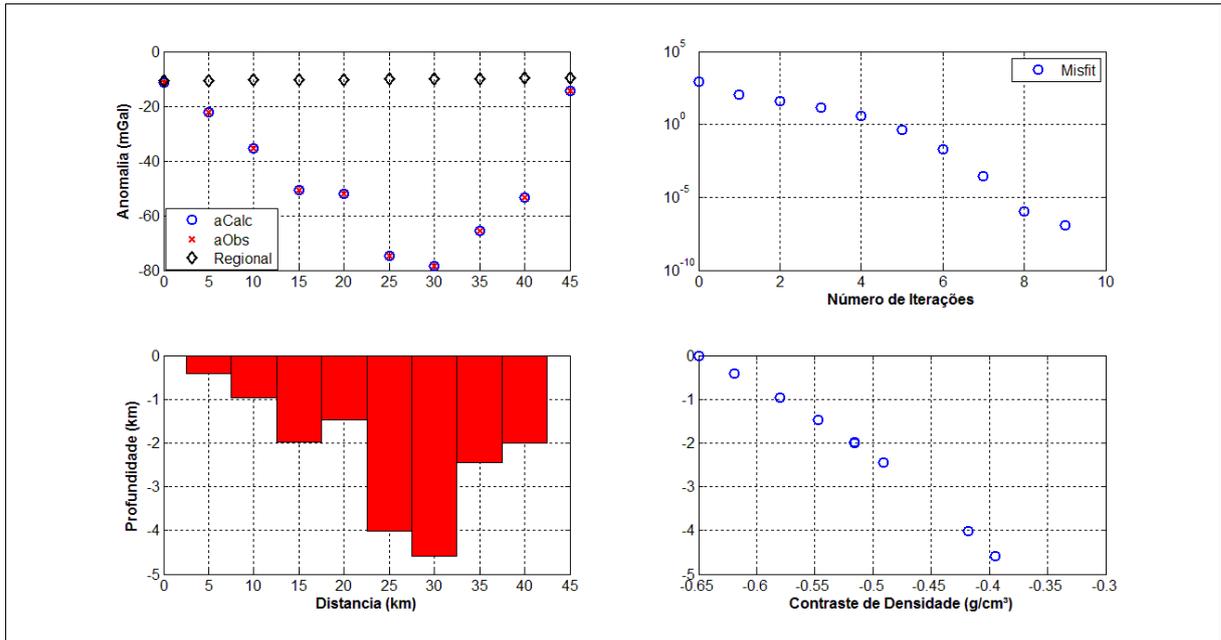


Figura 12: Painel de exibição da anomalia calculada, da anomalia observada, da anomalia regional, *misfit*, profundidade estimada e contraste de densidade do modelo de Chakravarthi & Sundararajan (2007) adicionado de ruído sob uma RSR de 40dB.

O programa reduziu o *misfit* de 861.807 para 0.0000001 (menor que o erro máximo permitido) após a iteração número 9 – uma a mais que o sinal sem ruído - estimando o gradiente regional em 0.0254 mGal/Km, o valor da anomalia regional na origem em -10.7566 mGal e a profundidade máxima em 4.5934 Km.

A adição de ruído numa RSR de 40dB pouco descaracterizou o sinal. O *misfit* final foi baixo quanto no sinal sem ruído e a profundidade máxima da bacia foi estimada num valor aproximado do original.

### Relação Sinal/Ruído 30dB:

Uma relação sinal/ruído de 30dB, na prática, significa que a intensidade do sinal é 1000 vezes maior que a intensidade do ruído. O sinal adicionado de ruído pode ser visto na figura a seguir:

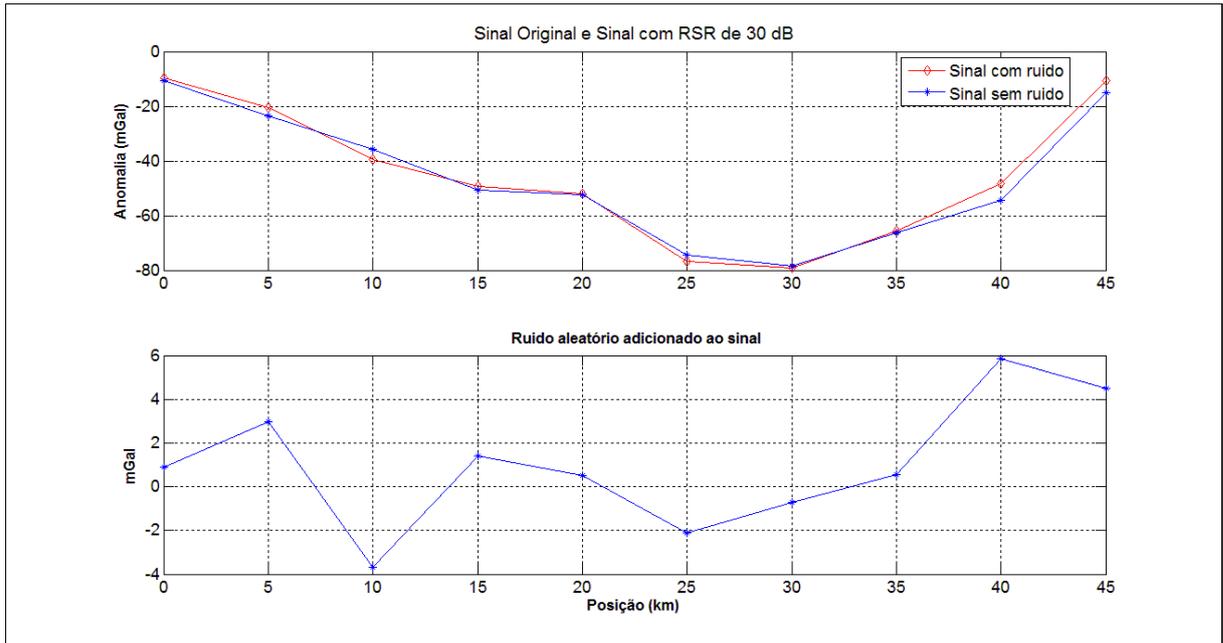


Figura 13: Sinal adicionado de ruído numa Relação Sinal/Ruído de 30dB.

Executando a inversão sobre o sinal adicionado de ruído da figura anterior, chegamos ao seguinte resultado:

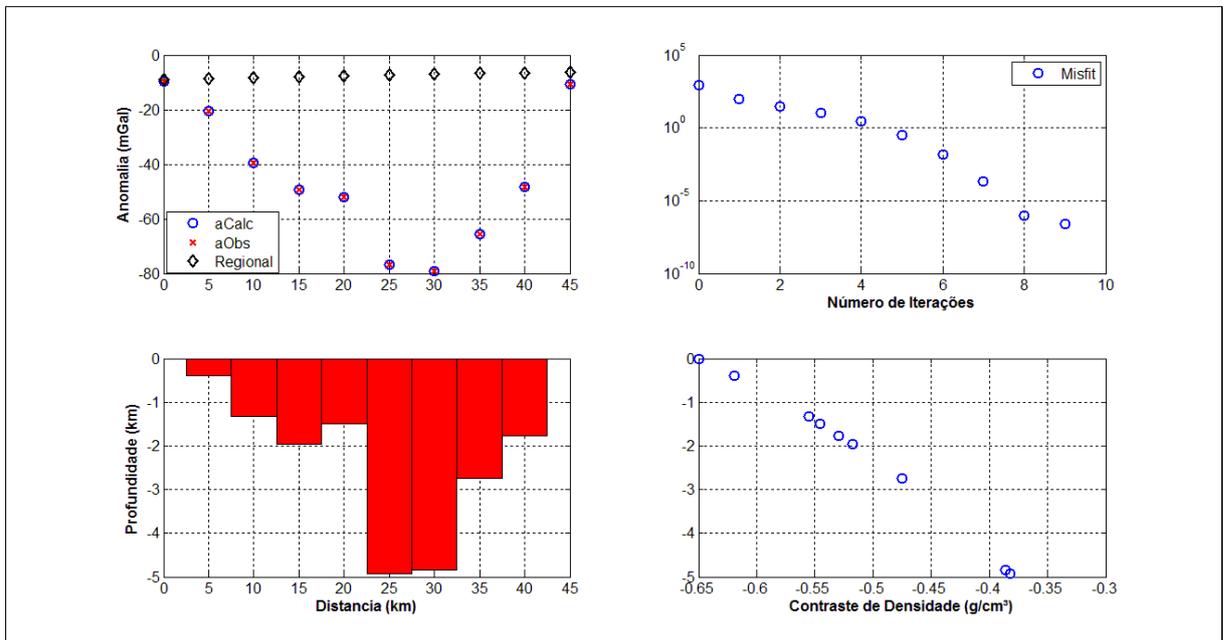


Figura 14: Painel de exibição da anomalia calculada, da anomalia observada, da anomalia regional, *misfit*, profundidade estimada e contraste de densidade do modelo de Chakravarthi & Sundararajan (2007) adicionado de ruído sob uma RSR de 30dB.

O programa reduziu o *misfit* de 816.225 para 0.0000001 (menor que o erro máximo permitido) após a iteração número 9, estimando o gradiente regional em 0.0656 mGal/Km, o

valor da anomalia regional na origem em -9.0712 mGal e a profundidade máxima em 4.9339 Km.

Pode-se observar que o ruído a uma RSR de 30dB descaracterizou moderadamente o sinal, induzindo o programa a convergir para uma estimativa de profundidade mais rasa nas bordas e mais profunda no centro da bacia, deslocando o depocentro sintético da posição 30Km para a posição 25Km.

### Relação Sinal/Ruído 20dB:

Uma relação sinal/ruído de 20dB, na prática, significa que a intensidade do sinal é 100 vezes maior que a intensidade do ruído. O sinal adicionado de ruído pode ser visto na figura a seguir:

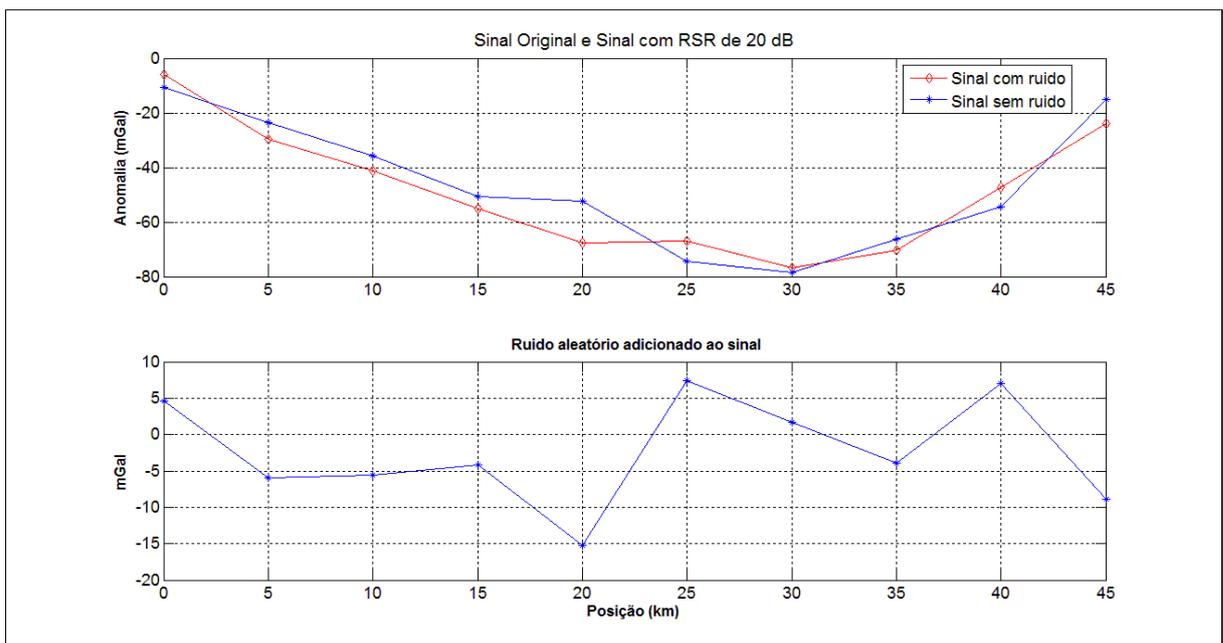


Figura 15: Sinal adicionado de ruído numa Relação Sinal/Ruído de 20dB.

Executando a inversão sobre o sinal adicionado de ruído da figura anterior, chegamos ao seguinte resultado:

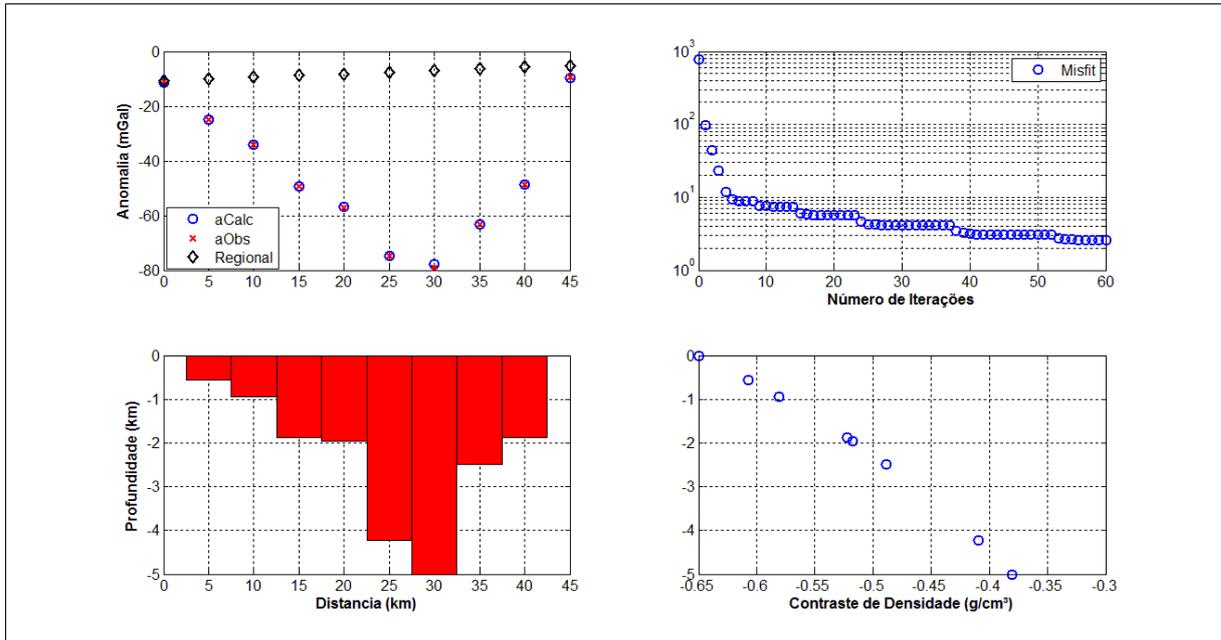


Figura 16: Painel de exibição da anomalia calculada, da anomalia observada, da anomalia regional, *misfit*, profundidade estimada e contraste de densidade do modelo de Chakravarthi & Sundararajan (2007) adicionado de ruído sob uma RSR de 20dB.

Com uma RSR de 20dB, o programa reduziu o *misfit* de 785.469 para 2.566926 após a iteração número 60, que foi definida estimando o gradiente regional em 0.1215 mGal/Km, o valor da anomalia regional na origem em -10.6032 mGal e a profundidade máxima em 5.0000 Km, definida como a profundidade máxima aceitável (ZMAX).

Com esta RSR, pode-se observar que o depocentro sintético retornou para a posição situada em 30Km e que a condição de limite para a profundidade máxima em 5Km impediu que um valor muito maior, distante da realidade, fosse assumido. É notável também que o erro associado diminui significativamente até a décima iteração, com redução pouco expressiva após disso.

### Relação Sinal/Ruído 10dB:

O sinal adicionado de ruído pode ser visto na figura a seguir:

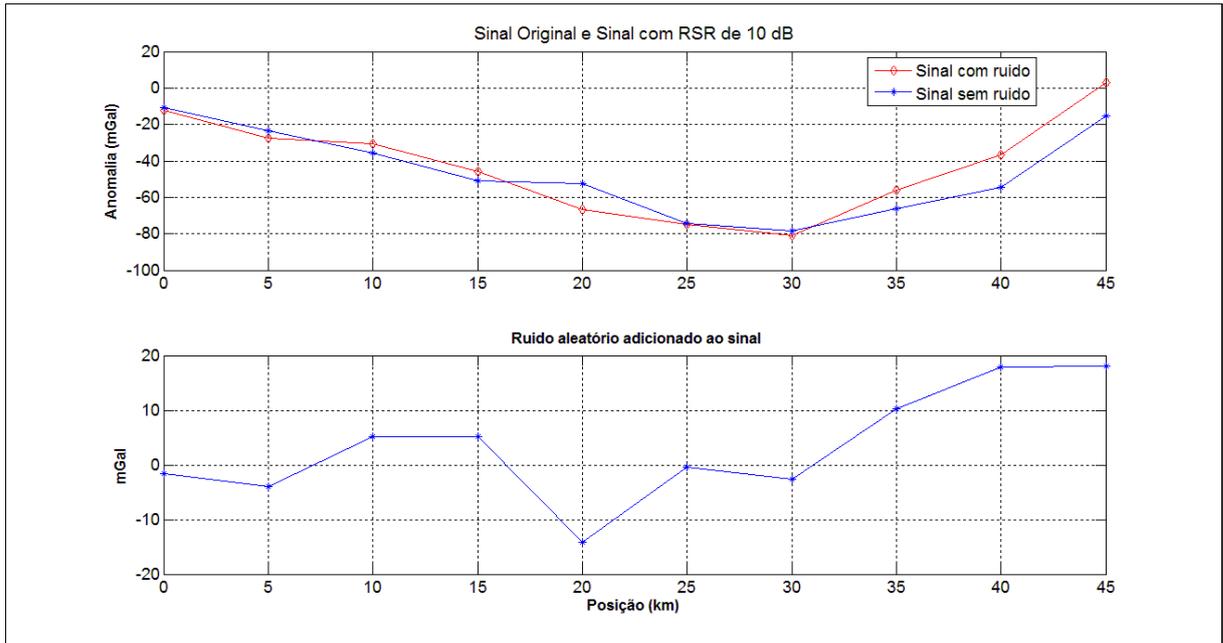


Figura 17: Sinal adicionado de ruído numa Relação Sinal/Ruído de 10dB.

Executando a inversão sobre o sinal adicionado de ruído da figura anterior, chegamos ao seguinte resultado:

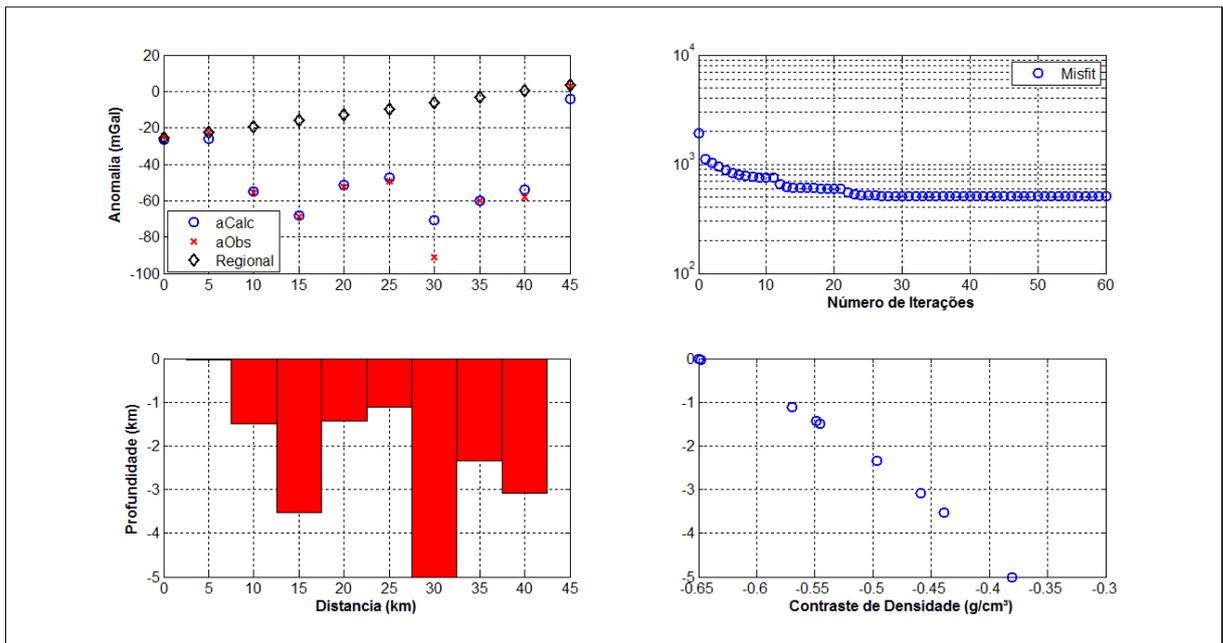


Figura 18: Painel de exibição da anomalia calculada, da anomalia observada, da anomalia regional, *misfit*, profundidade estimada e contraste de densidade do modelo de Chakravarthi & Sundararajan (2007) adicionado de ruído sob uma RSR de 10dB.

Com uma RSR de 10dB, o programa reduziu o *misfit* de 1918.661 para 507.906769 após 60 iterações – definido como o limite máximo de iterações – estimando o gradiente regional em 0.6485 mGal/Km, o valor da anomalia regional na origem em -25.7351 mGal e a

profundidade máxima em 5.0000 Km, definida como a profundidade máxima aceitável (ZMAX).

Com a RSR neste nível, pode-se observar que as características originais do modelo de bacia sedimentar ficam seriamente comprometidos. Devido ao ruído o resultado da inversão indica a presença de dois depocentros e percebe-se que a profundidade da bacia foi limitada pelo valor de 5Km, determinado na entrada do programa. O *misfit* associado reduz-se significativamente até a décima iteração, mas se mantém alto até ser atingido o limite de iterações.

## 6.2 – CALHA SEDIMENTAR

Semelhantemente ao procedimento com o modelo de Chakravarthi e Sundararajan, foram feitas cinco inversões sobre o modelo da calha sedimentar. A primeira foi feita com o modelo original e as quatro demais foram feitas após a inserção de ruído cujas relações sinal/ruído foram 10dB, 20dB, 30dB e 40dB.

Os parâmetros de entrada foram definidos da seguinte maneira: Número máximo de iterações (ITRS): 60; Contraste de densidade na superfície (SD):  $-0.65 \text{ g/cm}^3$ ; ALPHA:  $0,04 \text{ g/cm}^3/\text{Km}$  ; Profundidade mínima (ZMIN): 0.0001 Km ; Profundidade máxima (ZMAX): 10.0 Km; Distância entre o perfil e o centro de cada prisma (YDIST): 0 Km; Comprimento de cada prisma (YY): 16 Km.

Definidos os parâmetros e feita a inversão, os resultados foram plotados com o programa INV2P5DSB\_plot, feito em linguagem MATLAB e se apresentam da seguinte forma:

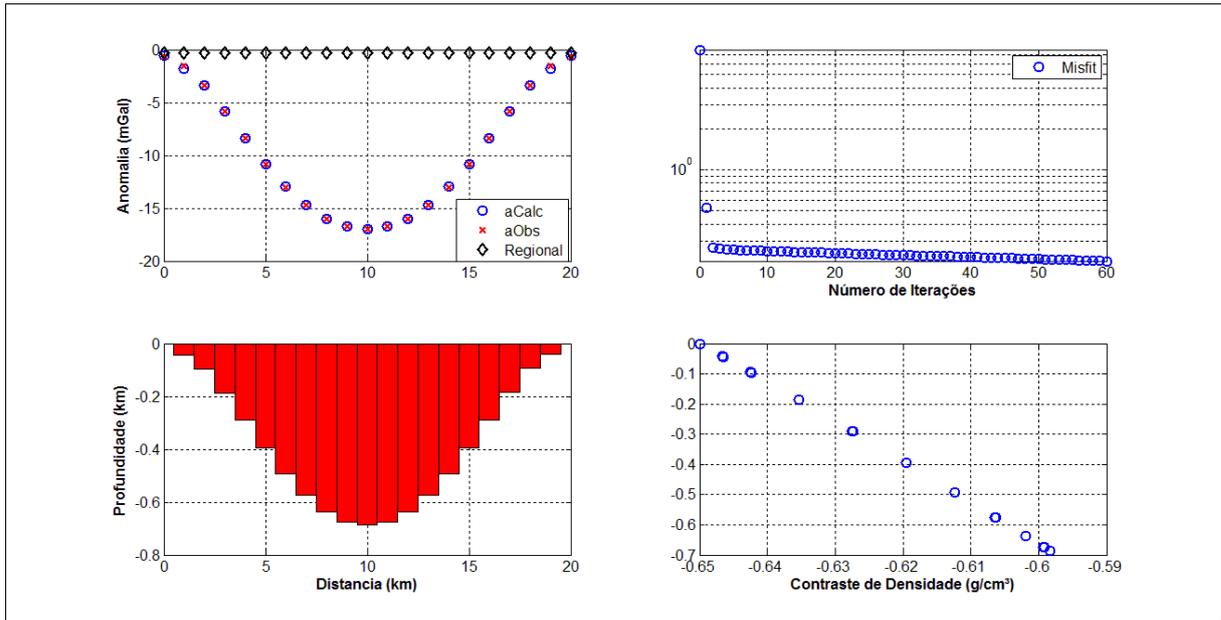


Figura 19: Painel de exibição da anomalia calculada, da anomalia observada, da anomalia regional, *misfit*, profundidade estimada e contraste de densidade do modelo de Calha sedimentar.

O programa reduziu o *misfit* de 7.632 para 0.213619 após atingido o número máximo de iterações, 60, estimando o gradiente regional em - 0.0016 mGal/Km, o valor da anomalia regional na origem em - 0.2967 mGal e a profundidade máxima em 0.6876 Km.

### 6.2.1 – Inversão do Modelo de Calha Sedimentar com Adição de Ruído

Os resultados a seguir foram gerados a partir de diferentes níveis de ruído adicionados ao sinal do modelo de calha sedimentar:

#### Relação Sinal/Ruído 40dB:

Nota-se que o sinal adicionado de ruído a uma RSR de 40dB pouco se diferencia do sinal original.

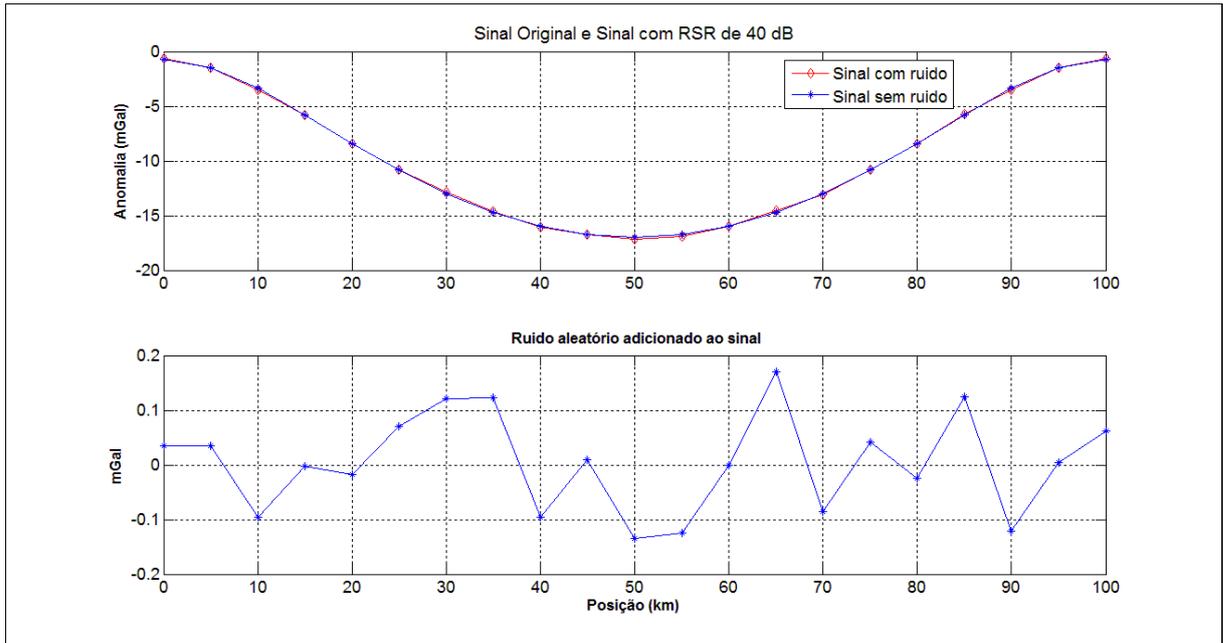


Figura 20: Sinal adicionado de ruído numa Relação Sinal/Ruído de 40dB.

Executando a inversão sobre o sinal adicionado de ruído da figura anterior, chegamos ao seguinte resultado:

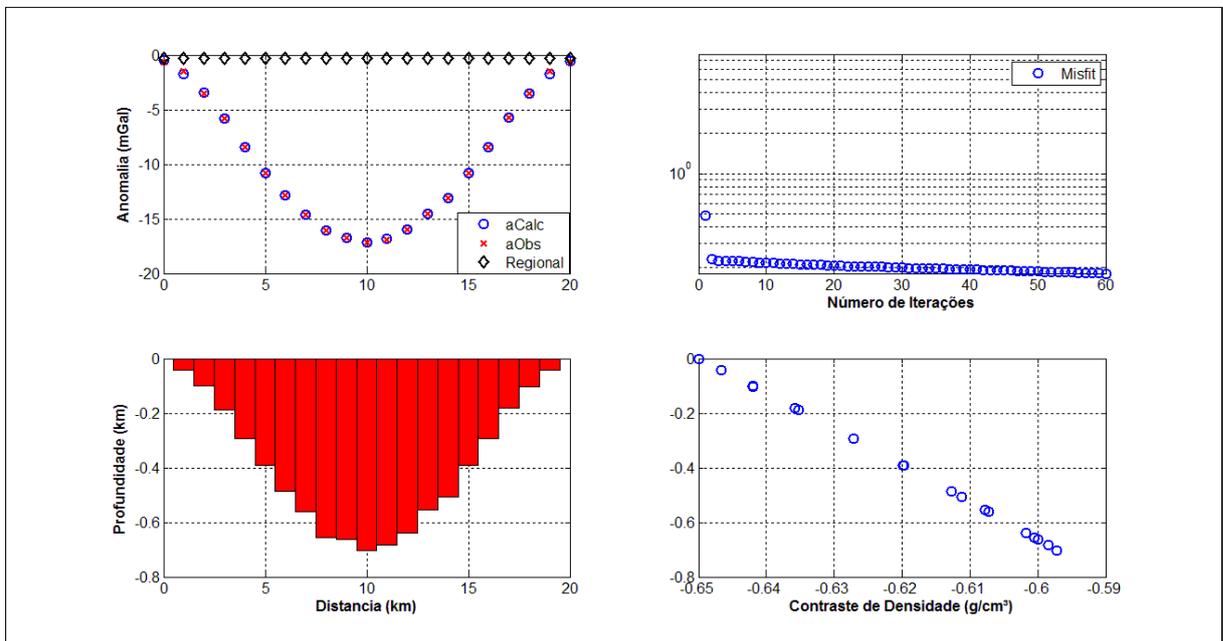


Figura 21: Painel de exibição da anomalia calculada, da anomalia observada, da anomalia regional, *misfit*, profundidade estimada e contraste de densidade do modelo de Calha sedimentar adicionado de ruído sob uma RSR de 40dB.

O programa reduziu o *misfit* de 7.650 para 0.179230 após após atingido o número máximo de iterações, 60, estimando o gradiente regional em -0.0004 mGal/Km, o valor da anomalia regional na origem em -0.2721 mGal e a profundidade máxima em 0.7038 Km.

### Relação Sinal/Ruído 30dB:

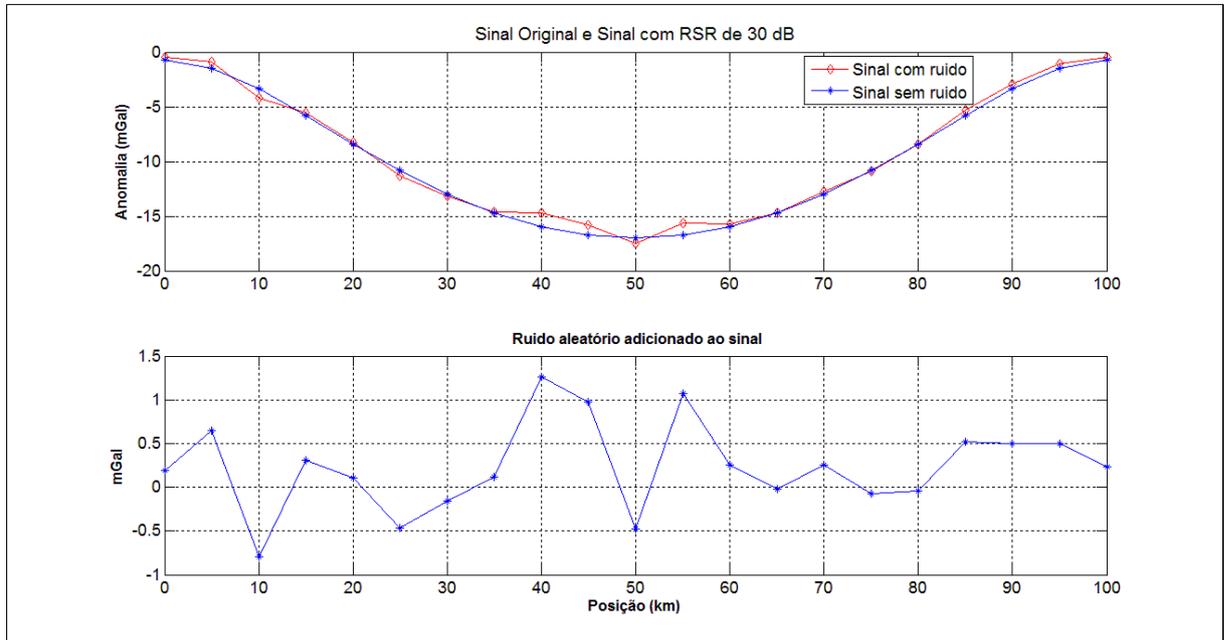


Figura 22: Sinal adicionado de ruído numa Relação Sinal/Ruído de 30dB.

Executando a inversão sobre o sinal adicionado de ruído da figura anterior, chegamos ao seguinte resultado:

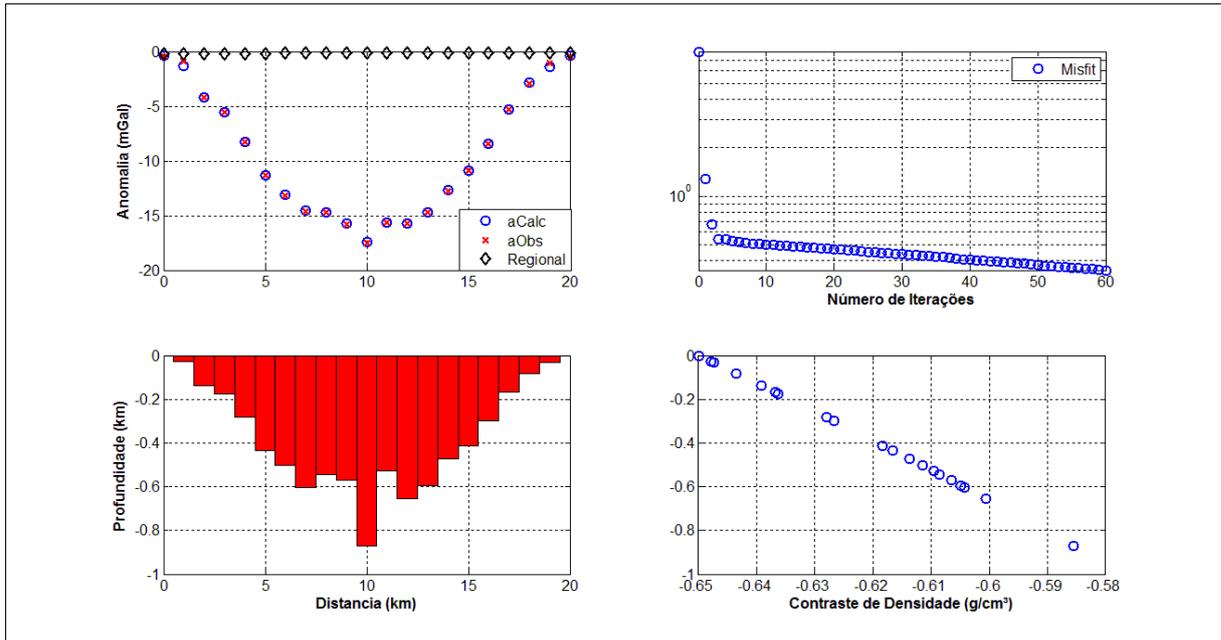


Figura 23: Painel de exibição da anomalia calculada, da anomalia observada, da anomalia regional, *misfit*, profundidade estimada e contraste de densidade do modelo de Calha sedimentar adicionado de ruído sob uma RSR de 30dB.

O programa reduziu o *misfit* de 7.921 para 0.345058 após atingido o número máximo de iterações, 60, estimando o gradiente regional em 0.0011 mGal/Km, o valor da anomalia regional na origem em -0.1755 mGal e a profundidade máxima em 0.8704 Km.

O sinal adicionado de ruído a uma RSR de 30dB alterou, principalmente, as profundidades adjacentes ao centro da calha.

**Relação Sinal/Ruído 20dB:**

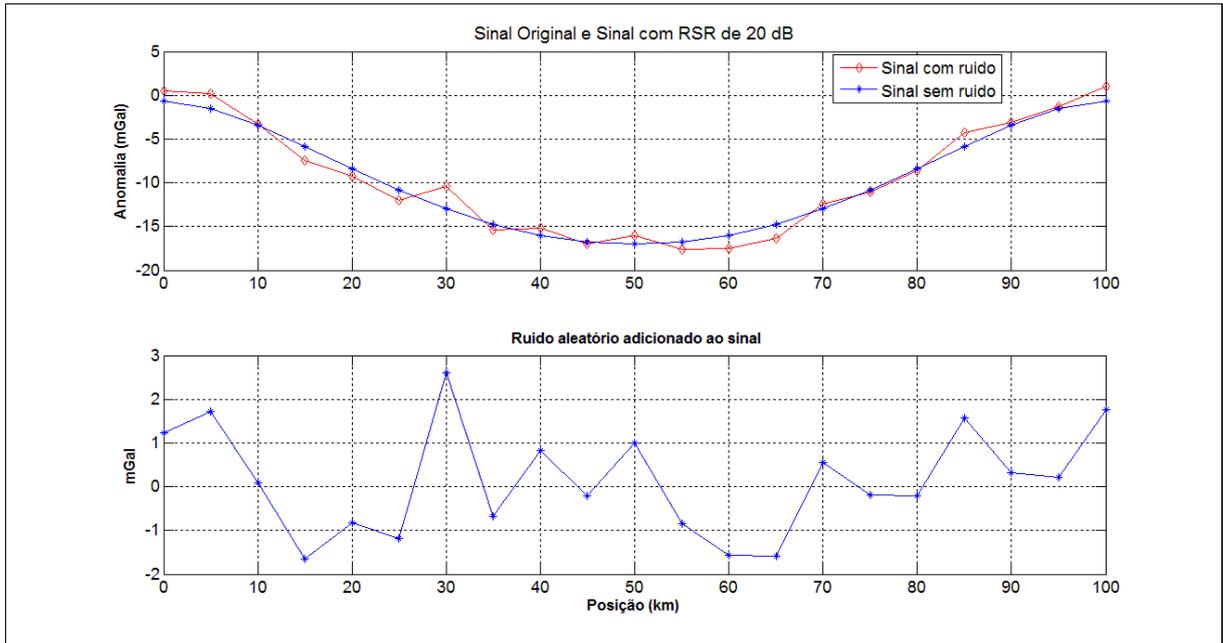


Figura 24: Sinal adicionado de ruído numa Relação Sinal/Ruído de 20dB.

Executando a inversão sobre o sinal adicionado de ruído da figura anterior, chegamos ao seguinte resultado:

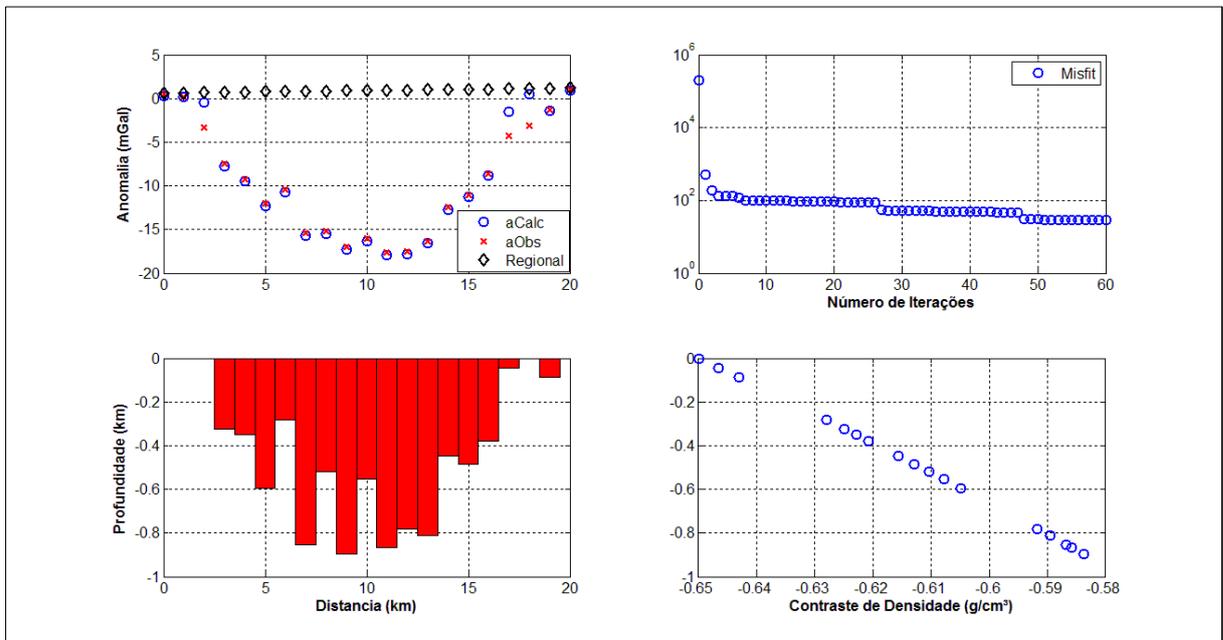


Figura 25: Painel de exibição da anomalia calculada, da anomalia observada, da anomalia regional, *misfit*, profundidade estimada e contraste de densidade do modelo de Calha sedimentar adicionado de ruído sob uma RSR de 20dB.

O programa reduziu o *misfit* de 204069.219 para 28.876343 após atingido o número máximo de iterações, 60, estimando o gradiente regional em 0.0286 mGal/Km, o valor da anomalia regional na origem em 0.6198 mGal e a profundidade máxima em 0.8972 Km, deslocada da estação posicionada a 10 Km no perfil para a estação localizada a 9 Km no perfil.

Com o ruído adicionado sob uma RSR de 20dB a calha sedimentar sofre uma descaracterização ainda maior e o *misfit* passa a assumir valores muito maiores em relação aos do sinal com RSR de 30dB.

### Relação Sinal/Ruído 10dB:

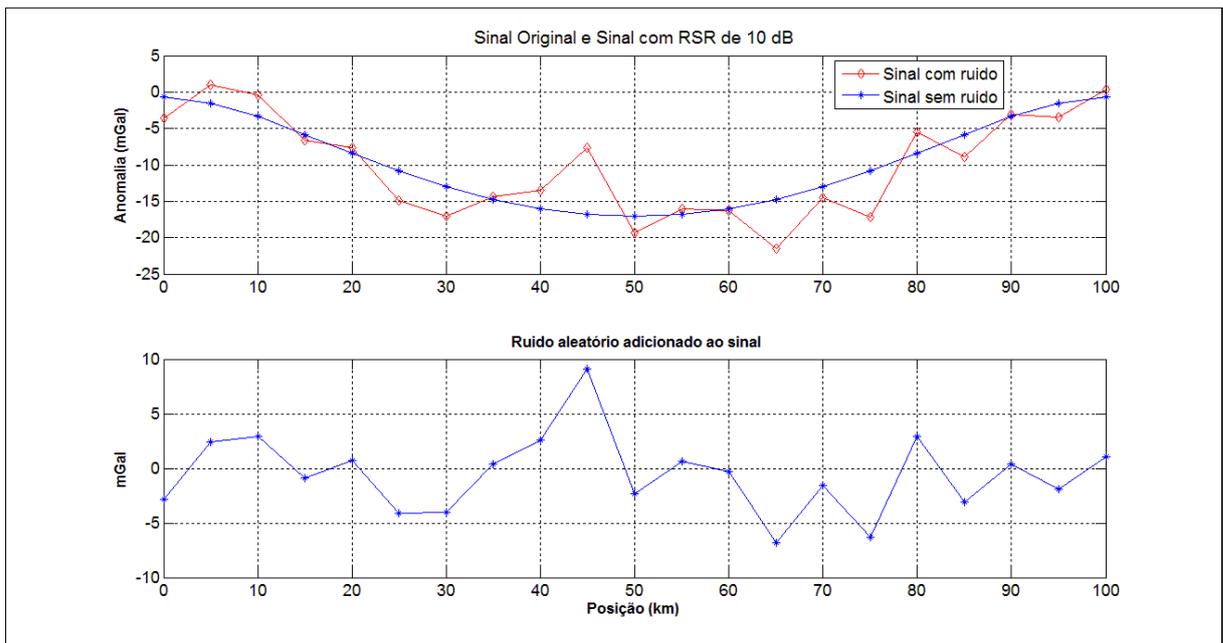


Figura 26: Sinal adicionado de ruído numa Relação Sinal/Ruído de 10dB.

Executando a inversão sobre o sinal adicionado de ruído da figura anterior, chegamos ao seguinte resultado:

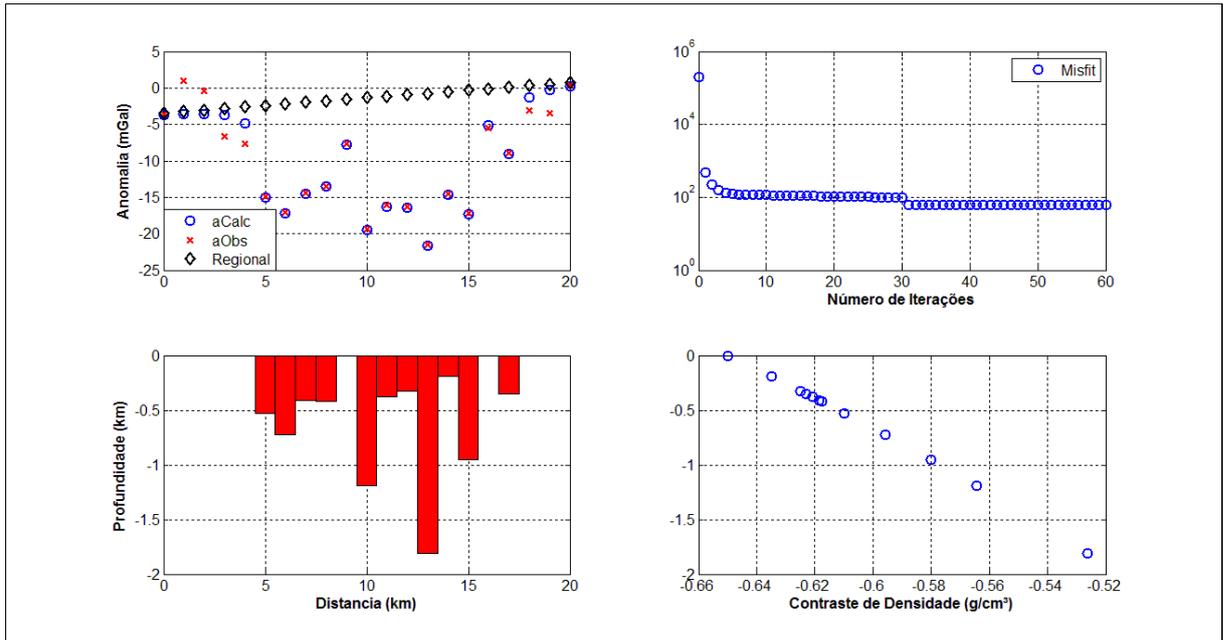


Figura 27: Painel de exibição da anomalia calculada, da anomalia observada, da anomalia regional, *misfit*, profundidade estimada e contraste de densidade do modelo de Calha sedimentar adicionado de ruído sob uma RSR de 10dB.

O programa reduziu o *misfit* de 202831.781 para 60.664543 após atingido o número máximo de iterações, 60, estimando o gradiente regional em 0.2103 mGal/Km, o valor da anomalia regional na origem em -3.4546 mGal e a profundidade máxima em 1.8099 Km, deslocada da estação posicionada a 10 Km no perfil para a estação localizada a 13 Km no perfil.

Torna-se evidente o comprometimento do resultado da inversão pela adição de ruído a uma RSR de 10dB. O depocentro é deslocado do centro do perfil e a interface do fundo da calha é representada por profundidades irrealis. Pode-se observar o desajuste entre a anomalia calculada e a anomalia observada nas bordas da bacia.

## 7 – CONCLUSÃO

O programa de inversão INV2P5DSB mostrou-se eficaz na inversão e estimativa da anomalia regional dos dois modelos propostos na ausência de ruído, destacando o desempenho na inversão no modelo de bacia sedimentar de Chakravarthi e Sundararajan (2007), enquanto que o modelo de calha sedimentar apresentou um pequeno desajuste nas bordas.

Sendo assim, o INV2P5DSB é um programa de inversão predominantemente recomendado para o estudo de interfaces de densidade de proporções regionais, como bacias sedimentares, o que cumpre perfeitamente o seu propósito.

Também foi visto que é de grande importância definir as condições de contorno do programa. Um exemplo claro foi a profundidade máxima definida para o modelo da bacia sedimentar, que impediu que o programa assumisse soluções fora da realidade.

Ficou evidente que a adição de ruído é capaz de mascarar o sinal original, resultando numa estimativa de profundidade errada denunciada pelo alto *misfit*, principalmente, nos dados com Relação Sinal/Ruído inferior a 30dB. Uma solução para a minimização deste efeito é aumentar o número de iterações do programa de acordo com a necessidade.

## 9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGARWAL, B.N.P. e SIVAGI, Ch., **Separation Of Regional And Residual Anomalies By Least-Squares Orthogonal Polynomial And Relaxation Techniques: A Performance Evaluation**, Geophys. Prospecting, v.40, p.143–156, 1992

ATHY, L.F., **Density, Porosity, and Compaction of Sedimentary Rocks**, American Association of Petroleum Geologists Bull, v.14, p.1–2, 1930

BLAKELY, R.J., **Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications**, Cambridge University Press, pp. 437, 1995.

CASTRO, D.L., **Modelagem Gravimétrica 3-D de Corpos Graníticos e Bacias Sedimentares com Embasamento Estrutural de Densidade Variável**, Revista Brasileira de Geofísica, v.23, n.3, p.295-308, 2005

CHAKAVARTHI, V. e SUNDARARAJAN, N., **Gravity Anomalies of 2.5-D Multiple Prismatic Structures with Variable Density: A Marquardt Inversion**, Pure and Applied Geophysics, v.163, p.229-242, 2006a

CHAKAVARTHI, V. e SUNDARARAJAN, N., **Discussion and Reply on “The Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism With Density Varying with Depth Following a Cubic Polynomial” (García-Abdeslem, 2005, GEOPHYSICS, 66, 1793-1804)**, Geophysics, v.71, n.5, p.X17-X19, 2006b

CHAKAVARTHI, V. e SUNDARARAJAN, N., **INV2P5DSB – A Code for Gravity Inversion of 2.5-D Sedimentary Basins Using Depth Dependent Density**, Computer & Geosciences, v.33, p.449-456, 2007

CHAPIN, D.A., **A Deterministic Approach Toward Isostatic Gravity Residuals; A Case Study From South America**, Geophysics v.61, p.1022–1033, 1996

CONDI, F.J., ZELT, C.A., SAWYER, D.S e HIRASAKI, G. J., **Gravity Inversion for Rifted Margin Deep Structure Using Extension and Isostatic Constraints**, Geophysical Journal International, v.138, p.435-446, 1999

CORDELL, L., **Gravity Analysis Using an Exponential Density-Depth Function – San Jacinto Graben, California**, Geophysics, v.38, n.4, p.684-690, 1973

GALLARDO-DELGADO, L.A., PÉREZ-FLORES, M.A., e GÓMEZ-TREVIÑO, E., **A Versatile Algorithm for Joint 3D Inversion of Gravity and Magnetic Data**, *Geophysics*, v.68, n.3, p. 949–959, 2003

GARCIA-ABDESLEM, J., **The Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism With Density Varying with Depth Following a Cubic Polynomial**, *Geophysics*, v.70, n.6, p. J39–J42, 2005

HEDBERG, H. D., **Gravitational Compaction of Clays and Shales**, *American Journal of Science*, v.31, v.5, p. 241–287, 1936

HOWELL, L.G. *et al.*, **The Development and use of a High-Precision Downhole Gravity Meter**, *Geophysics*, v.31, v.4, p. 764–772, 1953

MALLICK, K. e SHARMA, K.K., **A Finite Element Method For Computation Of The Regional Gravity Anomaly**, *Geophysics*, v.64, p. 461–469, 1999

MARQUARDT, D.W., **An Algorithm For Least Squares Estimation Of Nonlinear Parameters**, *Soc. Indian Appl. Math*, v.11, p.431–441, 1963

MICKUS, K.L., AIKEN, C.L.V., e KENNEDY, W.D., **Regional-Residual Gravity Anomaly Separation Using Minimum Curvature Technique**, *Geophysics*, v.56, p.279–283, 1991

MURTHY, I.V.R., KRISHNA, P.R., e RAO, S.J., **A Generalized Computer Program For Twodimensional Gravity Modeling Of Bodies With A Flat Top Or A Flat Bottom Or Undulating Over A Mean Depth**, *J. Assoc. Expl. Geophysics*, v.9, p.93–103., 1988

PAWLOWSKI, R.S., **Green's Equivalent-Layer Concept In Gravity Band-Pass Filter Design**, *Geophysics*, v.59, p.69–76, 1994

SLEEP, N., e FUJITA, K., **Principles of Geophysics**, Blackwell Science, pp.608., 1997

ZELT, C.A. E WHITE, D.J., **Crustal Structure And Tectonics Of The Southeastern Canadian Cordillera**, *J. Geophysics*, v.100, p.24255-24273, 1995

## 8 – ANEXOS

### ANEXO A – PROGRAMA INV2P5DSB (MODIFICADO)

```
C      INV2P5DSB - A CODE FOR GRAVITY INVERSION OF 2.5-D SEDIMENTARY BASINS
C      USING DEPTH DEPENDENT DENSITY.
C
C      V.CHAKRAVARTHI, N.SUNDARARAJAN.
C
C      Modified by Alex Peçanha, December/2010
C
C      INPUT:
C
C      N : Number of observations on the profile
C      ITRS : Number of iterations to be performed
C      SD : Observed surface density contrast (g/cm3)
C      ALPHA : Constant of parabolic density function (g/cm3/km)
C      DDX : Station interval (km)
C      ZMIN : Minimum admissible depth to the density interface (km)
C      ZMAX : Maximum admissible depth to the density interface (km)
C      YDIST : Offset distance of the profile from centre of each prism (km)
C      YY : Half strike length of each prism (km)
C      G : observed gravity anomaly (mGal)
C
C      OUTPUT:
C
C      Z : depth to density interface (km)
C      GC : Theoretical anomaly (mGal)
C      A : Regional gradient along the profile (mGal/km)
C      B : Regional at first observation on the profile (mGal)
C
C      SUPPORTING PROGRAMS:
C
C      GRAV2P5D,GPRM and SIMEQ
C
C
C      *****
C
C      DIMENSION X(50),G(50),GC(50),G1(50),G2(50),P(50,51),ST(50,51),
C      *B(50),PAR(50),PAR1(50),PAR2(50),DUPAR(50),ERR(50),ACTZ(50),
C      *YY(50),YDIST(50)
C      REAL LAMBDA
C      OPENING THE INPUT FILE
C      OPEN (UNIT=7, FILE="INV2P5DSBinput.txt")
C      WRITE (*,*) 'SPECIFY NUMBER OF OBSERVATIONS ON THE PROFILE'
C      READ (7,*) N
C      WRITE (*,*) 'SPECIFY NUMBER OF ITERATIONS TO BE PERFORMED'
C      READ (7,*) ITRS
C      WRITE (*,*) 'SPECIFY SURFACE DENSITY CONTRAST'
C      READ (7,*) SD
C      WRITE (*,*) 'SPECIFY CONSTANT OF PARABOLIC DENSITY FUNCTION'
C      READ (7,*) ALPHA
C      WRITE (*,*) 'SPECIFY STATION INTERVAL'
C      READ (7,*) DDX
C      WRITE (*,*) 'SPECIFY MINIMUM ADMISSIBLE DEPTH IN KM'
```

```

READ(7,*) ZMIN
c   WRITE(*,*) 'SPECIFY MAXIMUM ADMISSIBLE DEPTH IN KM'
READ(7,*) ZMAX
c   WRITE(*,*) 'SPECIFY OFFSET OF THE PROFILE FROM CENTRE OF EACH PRISM&
c   IN KM'
DO 2 K = 1,N
2   READ(7,*) YDIST(K)
c   WRITE(*,*) 'SPECIFY OFF-STRIKE LENGTH OF EACH PRISM IN KM'
DO 3 KL = 1,N
3   READ(7,*) YY(KL)
c   WRITE(*,*) 'SPECIFY OBSERVED GRAVITY ANOMALY IN MGAL'
DO 4 LK = 1,N
4   READ(7,*) G(LK)
DO 8 KL=1,N
8   X(KL)=(KL-1)*DDX
   DPAR=0.1
   AERR=0.0000001
   PI=22.0/7.0
   GK=13.3333
   T=(X(2)-X(1))/2.0
DO 12 KK=2,N-1
   ZZ=GK*PI*SD**2
   ZZ1=ALPHA*G(KK)
12  PAR(KK-1)=(G(KK)*SD)/(ZZ+ZZ1)
   PAR(N-1)=0.0
   PAR(N)=0.0
   CALL GRAV2P5D(SD,ALPHA,X,PAR,YY,T,N,YDIST,GC)
   FUNCT1=0.0
DO 25 K=1,N
   ERR(K)=G(K)-GC(K)
25  FUNCT1=FUNCT1+ERR(K)**2
C   CLOSING INPUT FILE AND OPENING OUTPUT FILE
   CLOSE (7)
   OPEN (UNIT=6, FILE="INV2P5DSBoutput.txt")
   WRITE(6,850) FUNCT1
   LAMBDA=0.5
   NP1=N+1
DO 700 ITER=1,ITRS+1
   ITER1=ITER-1
   WRITE(6,860) ITER1
   WRITE(6,870)
DO 30 KJ=1,N-2
30  ACTZ(KJ+1)=PAR(KJ)
   WRITE(6,880) (X(K),G(K),GC(K),ACTZ(K),K=1,N)
   WRITE(6,890)
   WRITE(6,900) PAR(N-1),PAR(N)
   WRITE(2,997) ITER1,FUNCT1
997  FORMAT(I3,1X,F10.5)
DO 35 K=1,N
35  PAR1(K)=PAR(K)
DO 40 I=1,N
   PAR1(I)=PAR(I)+DPAR/2.0
   CALL GRAV2P5D(SD,ALPHA,X,PAR1,YY,T,N,YDIST,G1)
   PAR1(I)=PAR(I)-DPAR/2.0
   CALL GRAV2P5D(SD,ALPHA,X,PAR1,YY,T,N,YDIST,G2)
DO 40 K=1,N
40  ST(I,K)=(G1(K)-G2(K))/DPAR
DO 45 J=1,NP1
DO 45 I=1,N
45  P(I,J)=0.0
DO 50 J=1,N

```

```

DO 50 I=1,N
DO 50 K=1,N
50 P(I,J)=P(I,J)+ST(I,K)*ST(J,K)
DO 55 J=1,N
DO 55 K=1,N
55 P(J,NP1)=P(J,NP1)+ERR(K)*ST(J,K)
200 CON=LAMBDA+1.0
DO 60 I=1,N
60 DUPAR(I)=PAR(I)
DO 70 L=1,N
DO 70 J=1,N
IF(L-J) 70,65,70
65 P(L,J)=P(L,J)*CON
70 CONTINUE
CALL SIMEQ(P,B,N,KS)
DO 80 I=1,N
80 PAR2(I)=DUPAR(I)+B(I)
DO 85 KK=1,N-2
IF(PAR2(KK).LE.ZMIN) PAR2(KK)=0.0001
IF(PAR2(KK).GT.ZMAX) PAR2(KK)=ZMAX
85 CONTINUE
CALL GRAV2P5D(SD,ALPHA,X,PAR2,YY,T,N,YDIST,GC)
FUNCT2=0.0
DO 90 K=1,N
ERR(K)=G(K)-GC(K)
90 FUNCT2=FUNCT2+ERR(K)**2
c
c ===== printing initial misfit and iteration number=====
OPEN (UNIT=7, FILE="misfit.txt")
write(7,*), funct1, iter-1
c
IF(FUNCT1-FUNCT2) 95,110,110
95 LAMBDA=LAMBDA*2.0
WRITE(6,910)
DO 100 I=1,N
DO 100 J=1,N
IF(I-J)100,98,100
98 P(I,J)=P(I,J)/CON
100 CONTINUE
GO TO 200
110 IF(FUNCT2-AERR)120,120,125
120 WRITE(6,920)
STOP
125 FUNCT1=FUNCT2
WRITE(6,930)
DO 130 I=1,N
130 PAR(I)=PAR2(I)
WRITE(6,940)FUNCT2
LAMBDA=LAMBDA/2.0
700 CONTINUE
WRITE(6,950)
c CLOSING OUTPUT FILE
CLOSE (6)
850 FORMAT(/4X,'INITIAL MISFIT =',F15.3/)
860 FORMAT(/4X,'THE ITERATION NO.IS',I4/)
870 FORMAT(3X,45('-'),/6X,'DIS-',5X,'OBSERVED',5X,'CALCULATED',4X,
*'DEPTH',/5X,'TANCE',6X,'ANOMALY',6X,'ANOMALY',/6X,'(KM)',6X,
*' (MGALS)',6X,' (MGALS)',6X,'(KM)',/3X,45('-'))
880 FORMAT(4(F10.4,2X))
890 FORMAT(3X,45('-'))
900 FORMAT(/4X,'REGIONAL GRADIENT (MGAL/KM) =',F8.4/

```

```

*4X, 'REGIONAL AT ORIGIN (MGAL) =', F8.4/)
910  FORMAT (/4X, 'THE NEW MISFIT IS GREATER THAN THE PREVIOUS ONE. ')
920  FORMAT (/4X, 'THE MISFIT IS LESS THAN THE ALLOWABLE ERROR. '/
*4X, 'THE LAST PRINTED TABLE PROVIDES THE BEST SOLUTION. ')
930  FORMAT (/4X, 'THE NEW MISFIT IS LESS THAN THE PREVIOUS ONE. ')
940  FORMAT (/4X, 'NEW MISFIT =', F10.6)
950  FORMAT (/4X, 'THE SPECIFIED NUMBER OF ITERATIONS ARE COMPLETED. '/
*4X, 'THE LAST PRINTED TABLE PROVIDES THE BEST SOLUTION. ')
STOP
END

```

## ANEXO B – SUBROTINA GRAV2P5D

GRAV2P5D computes gravity anomalies of sedimentary basins along a selected profile

```

*****
SUBROUTINE GRAV2P5D (SD, ALPHA, X, PAR, YY, T, N, YDIST, GC)
DIMENSION X (100), GC (100), PAR (100), YY (50), YDIST (50), EFFY (2), G2 (2)
DO 2 JJ=1, N
2  GC (JJ)=0.0
DO 15 II=1, N
DO 10 LL=2, N-1
X1=X (II)-X (LL)
Z2=PAR (LL-1)
EFFY (1)=YY (LL)-YDIST (LL)
EFFY (2)=YY (LL)+YDIST (LL)
DO 11 LK=1, 2
Y1=EFFY (LK)
11  G2 (LK)=GPRM (X1, Y1, Z2, T, SD, ALPHA)
G2F=(G2 (1)+G2 (2))/2.0
10  GC (II)=GC (II)+G2F
15  GC (II)=GC (II)+(PAR (N-1)*X (II)+PAR (N))
RETURN
END

```

## ANEXO C – FUNÇÃO GPRM

GPRM calculates the gravity effect a prism

```

*****
FUNCTION GPRM (X1, Y, Z2, T, SD, ALPHA)
DIMENSION XX (4), Z (4), F (4)
Z1=0.0000001
A2=Y**2*ALPHA**2+SD**2
XX (1)=X1+T
XX (2)=X1-T
XX (3)=X1+T
XX (4)=X1-T
Z (1)=Z2
Z (2)=Z2
Z (3)=Z1

```

```

Z(4)=Z1
DO 21 I=1,4
F(I)=0
A=SQRT (XX (I) **2+Y**2)
R=SQRT (XX (I) **2+Y**2+Z (I) **2)
TER1=ATAN (( Y*XX (I) ) / (Z (I) *R) ) / (ALPHA* (SD-ALPHA*Z (I) ) )
TER2=(Y*XX (I) ) /ALPHA
TER31=ALPHA**2/SQRT (A**2*ALPHA**2+SD**2)
TER312=2*ALPHA*R*SQRT (A**2*ALPHA**2+SD**2)
TER321=TER312+2* (A**2*ALPHA**2+ALPHA*SD*Z (I) )
TER322=ABS ((SD-ALPHA*Z (I) ) )
TER32=ALOG (TER321/TER322)
TER33=(1/A2) + (1/ (XX (I) **2*ALPHA**2+SD**2) )
TER3=TER31*TER32*TER33
TER41=SD/ (Y*A2)
TER42=(1/XX (I) ) *ATAN (( Y*R) / (XX (I) *Z (I) ) )
TER43=( (ALPHA*Y) / (2*XX (I) *SD) ) *ALOG (ABS (( XX (I) -R) / (XX (I) +R) ) )
TER4=TER41* (TER42-TER43)
TER51=SD/ (XX (I) * (XX (I) **2*ALPHA**2+SD**2) )
TER52=(1/Y) *ATAN (( XX (I) *R) / (Y*Z (I) ) )
TER53=( (ALPHA*XX (I) ) / (2*SD*Y) ) *ALOG (ABS (( Y-R) / (Y+R) ) )
TER5=TER51* (TER52-TER53)
VAL=TER1+TER2* (TER3-TER4-TER5)
21 F(I)=13.3333*SD**3*VAL
GPRM=F(1) -F(2) -F(3) +F(4)
RETURN
END

```

## ANEXO D – SUBROTINA SIMEQ

SIMEQ solves the system of normal equations

```

*****
SUBROUTINE SIMEQ (P,B,N,KS)
DIMENSION P(50,51),B(50),A(6000000)
I=N+1
DO 17 I1=1,N
DO 17 I2=1,N
I3=(I1-1)*N+I2
17 A(I3)=P(I2,I1)
DO 18 I4=1,N
18 B(I4)=P(I4,I)
TOL=0.0
KS=0
JJ=-N
DO 68 J=1,N
JY=J+1
JJ=JJ+N+1
BIGA=0.0
IT=JJ-J
DO 31 I=J,N
IJ=IT+I
IF (ABS (BIGA) -ABS (A (IJ) ) ) 28,31,31
28 BIGA=A (IJ)

```

```

      IMAX=I
31  CONTINUE
      IF (ABS (BIGA) -TOL) 35,35,36
35  KS=1
      RETURN
36  I1=J+N*(J-2)
      IT=IMAX-J
      DO 56 K=J,N
      I1=I1+N
      I2=I1+IT
      SAVE=A (I1)
      A (I1)=A (I2)
      A (I2)=SAVE
56  A (I1)=A (I1)/BIGA
      SAVE=B (IMAX)
      B (IMAX)=B (J)
      B (J)=SAVE/BIGA
      IF (J-N) 55,71,55
55  IQS=N*(J-1)
      DO 68 IX=JY,N
      IXJ=IQS+IX
      IT=J-IX
      DO 61 JX=JY,N
      IXJX=N*(JX-1)+IX
      JJX=IXJX+IT
61  A (IXJX)=A (IXJX) - (A (IXJ) *A (JJX) )
68  B (IX)=B (IX) - (B (J) *A (IXJ) )
71  NY=N-1
      IT=N*N
      DO 81 J=1,NY
      IA=IT-J
      IB=N-J
      IC=N
      DO 81 K=1,J
      B (IB)=B (IB) -A (IA) *B (IC)
      IA=IA-N
81  IC=IC-1
      RETURN
      END

```

## ANEXO E – PROGRAMA RUIDOBACIA

```

%Programa RUIDOBACIA
%Autor: Alex Alves Peçanha, Dezembro/2010
clear all, close all
load sinal.txt;
rsrdB=input(' Entre com a Razão Sinal Ruido em dB ');
sinalCruído=awgn(sinal,rsrdB,'measured')
% rsr=10.^(rsrdB/10);
% sinal = sinal';
n = length(sinal);
x=0:n-1;
% Asinal = sum(sinal.^2)/n; %amplitude do sinal mgal²
% Aruido = Asinal/rsr; %amplitude do sinal mgal²
% ruido = sqrt(Aruido)*randn(1,n); %ruido mgal
% sinalCruído = sinal + ruido;

```

```

figure
subplot(2,1,1, 'fontsize',13)
plot(5*x,sinalCruído,'-dr', 5*x,sinal,'-b*');grid

title(['Sinal Original e Sinal com RSR de ',num2str(rsrdB),'
dB'],'fontsize',14)...
;ylabel('Anomalia (mGal)', 'fontsize',12,'fontweight','b');
legend('Sinal com ruído','Sinal sem ruído')
subplot(2,1,2, 'fontsize',13)
plot(5*x,sinalCruído-sinal,'-*');grid;
title(' Ruído aleatório adicionado ao sinal',
'fontsize',12,'fontweight','b')...
;xlabel('Posição (km)', 'fontweight','b', 'fontsize',12)...
;ylabel('mGal', 'fontsize',12,'fontweight','b');

savefile = 'BaciaRuido.txt';
% sinalCruído=sinalCruído;
save(savefile, 'sinalCruído', '-ASCII')

```

## ANEXO F – PROGRAMA INV2P5B\_plot

```

%PROGRAMA INV2P5B_plot
clear all, close all
% Autor: Alex Peçanha
% 06/04/2010
LW=2.1;
load misfit.txt
misfit1= misfit(:,1);
iter= misfit(:,2);
load INV2P5DSBoutBEST.txt
dist=INV2P5DSBoutBEST(:,1);
aobs=INV2P5DSBoutBEST(:,2);
acalc=INV2P5DSBoutBEST(:,3);
depth=INV2P5DSBoutBEST(:,4);
%anomalia regional
A= input('entre com o gradiente regional ');
B= input('entre com a anomalia regional na primeira observacao');
regional=A*dist+B;
%funcao de densidade
dRhosup = -0.65;
alpha= 0.04;
dRho=(dRhosup.^3)./((dRhosup-alpha*depth).^2);
figure
subplot(2,2,1,'fontsize',12);
plot(dist,acalc,'bo',dist,aobs,'xr',dist,regional,'dk',...
'LineWidth',LW,'markersize',8);xlim([0 45]);grid
ylabel('Anomalia (mGal)', 'fontsize',12,'fontweight','b')...
;legend('aCalc','aObs','Regional');
subplot(2,2,3,'fontsize',12);bar(dist,-depth,1,'r')

xlim([0 45]);grid;
xlabel('Distancia (km)', 'fontsize',12,'fontweight','b')...
;ylabel('Profundidade (km)', 'fontsize',12,'fontweight','b');
subplot(2,2,2,'fontsize',12);
semilogy(iter,misfit1,'ob','markersize',8,'LineWidth',LW);legend('Misfit');

```

```
xlabel('Número de Iterações','fontsize',12,'fontweight','b');grid
subplot(2,2,4,'fontsize',12);
plot(dRho,-depth,'ob','LineWidth',LW,'markersize',8);...
    xlabel('Contraste de Densidade
(g/cm3)','fontsize',12,'fontweight','b');grid
```