



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA**

**DARCILÉA FERREIRA SANTOS**

**PROCESSAMENTO INTERPRETATIVO DE DADOS**  
**MAGNETOMÉTRICOS E INVERSÃO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS**  
**APLICADOS À PROSPECÇÃO DE HIDROCARBONETOS**

**BELÉM**  
**2007**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA**

**DARCICLÉA FERREIRA SANTOS**

**PROCESSAMENTO INTERPRETATIVO DE DADOS**  
**MAGNETOMÉTRICOS E INVERSÃO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS**  
**APLICADOS À PROSPECÇÃO DE HIDROCARBONETOS**

**Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica da Universidade Federal do Pará, para obtenção do título de Doutor em Geofísica.**

**Área de Concentração: Métodos Gravimétrico e Magnético**

**Orientador: João Batista Corrêa da Silva**

**BELÉM**  
**2007**

- S237p Santos, Darcicléa Ferreira  
Processamento interpretativo de dados magnetométricos e inversão de dados gravimétricos aplicados à prospecção de hidrocarbonetos. / Darcicléa Ferreira Santos; orientador, João Batista Corrêa da Silva; co-orientador, Valéria Cristina Ferreira Barbosa. – 2007  
121 f. : il.  
Tese (Doutorado em Geofísica) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Belém, 2007.

1. Interpretação aeromagnética. 2. Interpretação gravimétrica. 3. Inversão 4. Regularização. 5. Limite crosta continental-crosta oceânica. 6. Continuação analítica. 7. Bacias marginais. 8. Domos salinas. 9. Almofadas salinas. 10. Prospecção de hidrocarbonetos. I. Universidade Federal do Pará. II. Silva, João Batista Corrêa da, orient. III. Barbosa, Valéria Cristina Ferreira, co-orient. IV. Título.

**DARCICLÉA FERREIRA SANTOS**

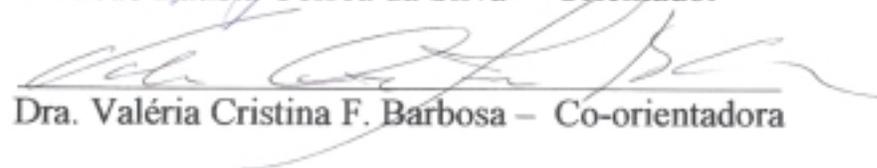
**PROCESSAMENTO INTERPRETATIVO DE DADOS  
MAGNETOMÉTRICOS E INVERSÃO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS  
APLICADOS À PROSPECÇÃO DE HIDROCARBONETOS**

**Tese apresentada ao Programa de Pós-  
Graduação em Geofísica da Universidade  
Federal do Pará, para obtenção do título de  
Doutor em Geofísica.**

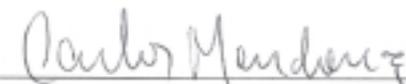
**Área de Concentração  
Métodos Gravimétrico e Magnético**

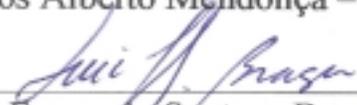
**BANCA EXAMINADORA:**

  
UFPA Dr. João Batista Corrêa da Silva – Orientador

  
ON Dra. Valéria Cristina F. Barbosa – Co-orientadora

  
UFPA Dr. José Gouvêa Luiz – Membro

  
IAG-USP Dr. Carlos Alberto Mendonça – Membro

  
FUGRO Dr. Luiz Fernando Santana Braga – Membro

*A minha mãe Estelia Maria, a minha sobrinha Jéssica Lissandra  
e a minha segunda mãe Benildes Lopes.*

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a Deus e a minha família pelos incentivos e apoio para a elaboração deste trabalho.

Aos professores doutores João Batista Corrêa da Silva e Valéria Cristina Ferreira Barbosa por terem dedicado paciência e horas de discussões valiosas na orientação acadêmica deste trabalho.

À empresa Fugro Airborne Survey pela cessão dos dados aeromagnéticos das bacias da Foz do Amazonas e do Jequitinhonha.

Ao doutor Luiz Fernando Santana Braga pelo apoio e sugestões indispensáveis para a elaboração deste trabalho.

Aos membros da banca professores doutores Carlos Alberto Mendonça e José Gouvêa Luiz pelas sugestões na elaboração final deste trabalho.

Ao programa de recursos humanos da ANP representada pelo convênio PRH/ANP/MCT-06 pelo suporte financeiro na forma de bolsa de estudo e taxa de bancada.

*“O ser humano não pode deixar de cometer erros; é com os erros, que os homens de bom senso aprendem a sabedoria para o futuro.” (Plutarco)*

## RESUMO

Apresentamos dois métodos de interpretação de dados de campos potenciais, aplicados à prospecção de hidrocarbonetos. O primeiro emprega dados aeromagnéticos para estimar o limite, no plano horizontal, entre a crosta continental e a crosta oceânica. Este método baseia-se na existência de feições geológicas magnéticas exclusivas da crosta continental, de modo que as estimativas das extremidades destas feições são usadas como estimativas dos limites da crosta continental. Para tanto, o sinal da anomalia aeromagnética na região da plataforma, do talude e da elevação continental é amplificado através do operador de continuação analítica para baixo usando duas implementações: o princípio da camada equivalente e a condição de fronteira de Dirichlet. A maior carga computacional no cálculo do campo continuado para baixo reside na resolução de um sistema de equações lineares de grande porte. Este esforço computacional é minimizado através do processamento por janelas e do emprego do método do gradiente conjugado na resolução do sistema de equações. Como a operação de continuação para baixo é instável, estabilizamos a solução através do funcional estabilizador de primeira ordem de Tikhonov. Testes em dados aeromagnéticos sintéticos contaminados com ruído pseudo-aleatório Gaussiano mostraram a eficiência de ambas as implementações para realçar os finais das feições magnéticas exclusivas da crosta continental, permitindo o delineamento do limite desta com a crosta oceânica. Aplicamos a metodologia em suas duas implementações a dados aeromagnéticos reais de duas regiões da costa brasileira: Foz do Amazonas e Bacia do Jequitinhonha. O segundo método delinea, simultaneamente, a topografia do embasamento de uma bacia sedimentar e a geometria de estruturas salinas contidas no pacote sedimentar. Os modelos interpretativos consistem de um conjunto de prismas bidimensionais verticais justapostos, para o pacote sedimentar e de prismas bidimensionais com seções verticais poligonais para as estruturas salinas. Estabilizamos a solução, incorporando características geométricas do relevo do embasamento e das estruturas salinas compatíveis com o ambiente geológico através dos estabilizadores da suavidade global, suavidade ponderada e da concentração de massa ao longo de direções preferenciais, além de vínculos de desigualdade nos parâmetros. Aplicamos o método a dados gravimétricos sintéticos produzidos por fontes 2D simulando bacias sedimentares intracratônicas e marginais apresentando densidade do pacote sedimentar variando com a profundidade segundo uma lei hiperbólica e abrigando domos e almofadas salinas. Os resultados

mostraram que o método apresenta potencial para delinear, simultaneamente, as geometrias tanto de almofadas e domos salinos, como de relevos descontínuos do embasamento. Aplicamos o método, também, a dados reais ao longo de dois perfis gravimétricos sobre as Bacias de Campos e do Jequitinhonha e obtivemos interpretações compatíveis com a geologia da área.

Palavras-chaves: Interpretação aeromagnética. Interpretação gravimétrica. Inversão. Regularização. Limite crosta continental-crosta oceânica. Continuação analítica. Bacias marginais. Domos salinos. Almofadas Salinas. Prospecção de hidrocarbonetos.

## ABSTRACT

We present two potential field data interpretation methods applied to hydrocarbon prospecting. The first one uses aeromagnetic data to estimate the horizontal projection of the limit between the continental and oceanic crusts. This method is based on the existence of geological sources, which are magnetized and belongs exclusively to the continental crust. In this way, the estimates of the sources' ends are used as estimates of the continental crust limits. The total-field anomaly measured above the continental shelf, continental slope and part of the continental rise is amplified using the downward continuation operator implemented in two different ways: the equivalent layer principle, and the Dirichlet boundary condition. Most of the computational load in computing the downward continued anomaly comes from the solution of a large-scale system of linear equations. This computational effort has been reduced not only by processing the whole area by moving windows of smaller dimensions, but also by the use of the conjugate gradient in the solution of the system of equations. Because the downward continuation operator is unstable, it was stabilized through the first-order Tikhonov stabilizing functional. Tests with noise-corrupted synthetic data have shown the efficiency of both implementations to enhance the termination of magnetic sources belonging to the continental crust, allowing, in this way, the estimation of the limit between the continental and oceanic crusts. Both implementations have been applied to two different areas offshore the Brazilian coast: *Foz do Amazonas* and *Bacia do Jequitinhonha*. The second method simultaneously delineates the basement topography and the geometry of salt structures occurring within the sedimentary rocks using gravity data. The interpretation models consist of a set of vertical, 2D juxtaposed prisms for the sedimentary pack, and of 2D horizontal prisms with polygonal cross sections for the salt structures. The solution has been stabilized by incorporating the geometric characteristics of the basement relief and of the salt structures, which are compatible with the a priori knowledge about the geological setting. To this end, we imposed inequality constraints to the parameters of the interpretation model, and used the stabilizing functionals known as global smoothness, weighted smoothness, and mass concentration along selected directions. We applied the method to synthetic data produced by simulated intracratonic and marginal basins, presenting density contrast with the basement varying with depth and containing salt structures. The results have shown that the method is potentially useful in simultaneously delineating the faulted basement relief and the salt structures

geometries. We applied the method to real data along two gravity profiles across the Campos and Jequitinhonha Basins, and obtained interpretations in accordance with the known geology of the area.

**Key-words:** Gravity and magnetic methods. Inversion. Regularization. Continental crust. Oceanic crust. Analytic continuation. Marginal basins. Salt domes. Salt pillows. Hydrocarbon prospecting.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

|            |  |    |
|------------|--|----|
| Figura 2.1 | Representação esquemática de uma região contendo feições lineares magnéticas cortando exclusivamente a crosta continental. ....  | 27 |
| Figura 2.2 | Representação esquemática mostrando o nível em que as observações foram coletadas e as superfícies para onde as observações poderão ser continuadas.....   | 28 |
| Figura 2.3 | Esquema da malha contendo $M$ fontes equivalentes de dipolo .....  | 29 |
| Figura 2.4 | Relação entre a superfície onde a anomalia original, $h(x_i, y_i, z_i)$ , foi coletada, a superfície onde a anomalia continuada, $h_D(x_i, y_i, z_i)$ , será calculada e o nível, $z_o$ , da anomalia “auxiliar”, $f(x, y, z_o)$ ..... | 33 |
| Figura 2.5 | Esquema de processamento com 16 janelas úteis.....   | 36 |
| Figura 2.6 | Representação esquemática da geometria dos corpos que modelam as fontes dos lineamentos magnéticos em planta (a) e em seção vertical ao longo da maior dimensão do corpo (b). ....   | 41 |
| Figura 2.7 | Representação esquemática da aproximação da seção vertical de um corpo em forma de cunha através da justaposição de prismas horizontais.....   | 41 |
| Figura 2.8 | Anomalia magnética de campo total produzida por uma única fonte simulando uma feição geológica magnética ocorrendo exclusivamente na crosta continental.....   | 42 |
| Figura 2.9 | Relevo do embasamento sintético da região costeira hipotética cuja anomalia magnética de campo total é mostrada na Figura 2.8.....   | 43 |

|             |  |    |
|-------------|--|----|
| Figura 2.10 | Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela ao relevo do embasamento mostrado na Figura 2.9 usando a implementação da camada equivalente .....                | 43 |
| Figura 2.11 | Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela ao relevo do embasamento mostrado na Figura 2.9 usando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet..... | 44 |
| Figura 2.12 | Representação esquemática dos prismas empregados para simular fontes simples de lineamentos magnéticos ocorrendo na crosta continental.....  | 46 |
| Figura 2.13 | Representação esquemática das fontes complexas de lineamentos magnéticos na crosta continental .....   | 46 |
| Figura 2.14 | Anomalia magnética de campo total produzida por seis prismas simulando fontes simples de lineamentos magnéticos da crosta continental.....   | 47 |
| Figura 2.15 | Anomalia magnética de campo total produzida por quatro prismas simulando fontes complexas de lineamentos magnéticos da crosta continental.....   | 47 |
| Figura 2.16 | Relevo do embasamento da região costeira hipotética da Figura 2.12 e cujas anomalias magnéticas de campo total são mostradas na Figura 2.14.....                                       | 48 |
| Figura 2.17 | Relevo do embasamento da região costeira hipotética da Figura 2.13 e cujas anomalias magnéticas de campo total são mostradas na Figura 2.15.....                                       | 49 |
| Figura 2.18 | Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela ao relevo do embasamento mostrado na Figura 2.16 usando a implementação da camada equivalente .....               | 50 |

|             |   |    |
|-------------|---|----|
| Figura 2.19 | Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela ao relevo do embasamento mostrado na Figura 2.16 usando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet..... | 50 |
| Figura 2.20 | Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela ao relevo do embasamento mostrado na Figura 2.17 usando a implementação da camada equivalente.....                 | 51 |
| Figura 2.21 | Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela ao relevo do embasamento mostrado na Figura 2.17 usando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet..... | 51 |
| Figura 2.22 | Anomalia de campo total da bacia da Foz do Amazonas interpolada em uma malha com espaçamentos $dx=dy=500$ m .....   | 54 |
| Figura 2.23 | Anomalia de campo total da bacia da Foz do Amazonas interpolada em uma malha com espaçamentos $dx=dy=4000$ m .....  | 54 |
| Figura 2.24 | Anomalia de campo total da bacia do Jequitinhonha interpolada em uma malha com espaçamentos $dx=dy=250$ m .....   | 55 |
| Figura 2.25 | Anomalia de campo total da bacia do Jequitinhonha interpolada em uma malha com espaçamentos $dx=dy=4000$ .....  | 55 |
| Figura 2.26 | Área 1 – Bacia da Foz do Amazonas. Anomalia magnética de campo total decimada .....   | 58 |
| Figura 2.27 | Área 1 – Bacia da Foz do Amazonas. Batimetria associada aos dados reais da Figura 2.26.....   | 58 |

|             |  |    |
|-------------|--|----|
| Figura 2.28 | Área 1 – Bacia da Foz do Amazonas. Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela à superfície batimétrica mostrada na Figura 2.27 usando a implementação da camada equivalente .....                        | 59 |
| Figura 2.29 | Área 1 – Bacia da Foz do Amazonas. Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela à superfície batimétrica mostrada na Figura 2.27 usando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet .....        | 59 |
| Figura 2.30 | Área 2 – Bacia do Jequitinhonha. Anomalia magnética de campo total .....   | 61 |
| Figura 2.31 | Área 2 – Bacia do Jequitinhonha. Batimetria associada aos dados da Figura 2.30.  | 61 |
| Figura 2.32 | Área 2 – Bacia do Jequitinhonha. Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela à superfície batimétrica mostrada na Figura 2.31, usando a implementação da camada equivalente .....                         | 62 |
| Figura 2.33 | Área 2 – Bacia do Jequitinhonha. Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela à superfície batimétrica mostrada na Figura 2.31 usando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet. ....          | 62 |
| Figura 3.1  | (a) Anomalia gravimétrica $g(x)$ . (b) Representação esquemática de uma bacia sedimentar apresentando pacote sedimentar com densidade variando com a profundidade, estruturas salinas e embasamento com densidades constantes..... | 69 |
| Figura 3.2  | (a) Anomalia gravimétrica. (b) Representação esquemática de uma bacia sedimentar apresentando pacote sedimentar com densidade variando com a profundidade e embasamento com densidade constante. ....                              | 71 |

|             |   |    |
|-------------|---|----|
| Figura 3.3  | Modelo interpretativo do relevo do embasamento consistindo de um conjunto de $M$ prismas verticais justapostos. ....  | 71 |
| Figura 3.4  | (a) Anomalia gravimétrica. (b) Representação esquemática de estruturas salinas ..   | 73 |
| Figura 3.5  | Fonte anômala $Q_j$ e modelo interpretativo consistindo de um polígono $P_j$ em que o $k$ -ésimo vértice é definido pelas coordenadas polares $r_k$ e $\theta_k$ .....  | 74 |
| Figura 3.6  | Solução descartada por não ajustar os dados. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Relevo do embasamento e contorno geométrico das estruturas verdadeiras e estimadas .....   | 81 |
| Figura 3.7  | Solução descartada por não produzir uma solução geologicamente razoável. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Relevo do embasamento e contorno geométrico das estruturas verdadeiras e estimadas .....               | 82 |
| Figura 3.8  | Solução aceitável, mostrando a ambigüidade associada a diferentes informações a priori. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Relevo do embasamento e contorno geométrico das estruturas verdadeiras e estimadas..... | 83 |
| Figura 3.9  | Ambiente simulado 1. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Relevo do embasamento e contorno geométrico das estruturas verdadeiras e estimadas.....  | 85 |
| Figura 3.10 | Ambiente simulado 2. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Relevo do embasamento e contorno geométrico das estruturas verdadeiras e estimadas.....  | 87 |

|             |  |    |
|-------------|--|----|
| Figura 3.11 | Ambiente simulado 3. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Relevo do embasamento e contorno geométrico das estruturas verdadeiras e estimadas..... | 88 |
| Figura 3.12 | Seção geológica esquemática regional da Bacia de Campos.....   | 90 |
| Figura 3.13 | Seção geológica esquemática da Bacia do Jequitinhonha .....  | 92 |
| Figura 3.14 | Mapa da localização geográfica do perfil na Bacia de Campos .....  | 94 |
| Figura 3.15 | Mapa da localização geográfica do perfil na Bacia do Jequitinhonha.....  | 94 |
| Figura 3.16 | Mapa de anomalia gravimétrica da bacia de Campos, mostrando a localização do perfil interpretado .....   | 95 |
| Figura 3.17 | Mapa de anomalia gravimétrica da bacia do Jequitinhonha, mostrando a localização do perfil interpretado .....  | 95 |
| Figura 3.18 | Perfil gravimétrico da Bacia de Campos, cuja localização é mostrada nas Figuras 3.14 e 3.16.....   | 96 |
| Figura 3.19 | Perfil gravimétrico da Bacia do Jequitinhonha, cuja localização é mostrada nas Figuras 3.15 e 3.17.....  | 96 |
| Figura 3.20 | Perfil gravimétrico (a) produzido pela bacia marginal hipotética mostrada em (b), separando quatro meios: água, sedimentos, embasamento e manto. ....              | 97 |

|             |  |     |
|-------------|--|-----|
| Figura 3.21 | (a) Anomalia gravimétrica corrigida do efeito da lâmina d'água. (b) Seção geológica equivalente, contendo três meios (sedimentos, embasamento e manto) separados por duas interfaces. ....   | 98  |
| Figura 3.22 | (a) Perfil gravimétrico corrigido dos efeitos gravimétricos da lâmina d'água e da diminuição da profundidade da Moho em direção ao oceano. (b) Seção geológica equivalente, contendo dois meios separados por uma interface. ....                  | 99  |
| Figura 3.23 | Bacia de Campos. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Estimativas do relevo do embasamento e das geometrias de cinco possíveis estruturas salinas. (c) Detalhe da estrutura salina contida no retângulo azul mostrado em (b)..... | 101 |
| Figura 3.24 | Bacia do Jequitinhonha. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Estimativas do relevo do embasamento e das geometrias de duas possíveis estruturas salinas .....   | 103 |

# SUMÁRIO

|         |  |    |
|---------|--|----|
| 1       | <b>INTRODUÇÃO</b> .....  | 21 |
| 2       | <b>DELIMITAÇÃO DA INTERFACE CROSTA CONTINENTAL-CROSTA OCEÂNICA USANDO DADOS AEROMAGNÉTICOS</b> .....                   | 25 |
| 2.1     | <b>INTRODUÇÃO</b> .....  | 25 |
| 2.2     | <b>METODOLOGIA</b> .....   | 27 |
| 2.2.1   | <b>Princípio da camada equivalente</b> .....   | 28 |
| 2.2.2   | <b>Condição de fronteira de Dirichlet</b> .....  | 32 |
| 2.2.3   | <b>Processamento por janelas</b> .....   | 35 |
| 2.2.4   | <b>Escolha do parâmetro de regularização <math>\mu</math></b> .....  | 37 |
| 2.2.5   | <b>Escolha do nível <math>z_0</math></b> .....   | 38 |
| 2.2.6   | <b>Vantagens e desvantagens das implementações do princípio da camada equivalente e da integral de Dirichlet</b> ..... | 39 |
| 2.3     | <b>RESULTADOS</b> .....  | 39 |
| 2.3.1   | <b>Aplicações a dados sintéticos</b> .....   | 40 |
| 2.3.1.1 | Geração das anomalias sintéticas.....  | 40 |
| 2.3.1.2 | Resultados em dados sintéticos.....  | 42 |
| 2.3.2   | <b>Aplicações a dados reais</b> .....  | 53 |
| 2.3.2.1 | Decimação dos dados.....   | 53 |
| 2.3.2.2 | Resultados em dados reais .....  | 56 |
| 2.4     | <b>CONCLUSÕES</b> .....  | 63 |
| 3       | <b>DELINEAMENTO SIMULTÂNEO DO RELEVO DO EMBASAMENTO E DE ESTRUTURAS SALINAS EM PACOTES SEDIMENTARES COM</b>            |    |

|           |  |     |
|-----------|--|-----|
|           | <b>DENSIDADE VARIANDO COM A PROFUNDIDADE ATRAVÉS DA GRAVIMETRIA</b> .....            | 65  |
| 3.1       | INTRODUÇÃO .....   | 65  |
| 3.2       | METODOLOGIA .....  | 68  |
| 3.2.1     | <b>Ambiente geológico</b> .....  | 68  |
| 3.2.2     | <b>Modelo interpretativo</b> .....   | 70  |
| 3.2.2.1   | Modelo interpretativo do relevo do embasamento .....                                 | 70  |
| 3.2.2.2   | Modelo interpretativo das estruturas salinas.....                                    | 72  |
| 3.2.2.3   | Modelo interpretativo completo.....  | 74  |
| 3.2.3     | <b>Determinação do relevo do embasamento e da geometria das estruturas salinas</b> . | 75  |
| 3.2.4     | <b>Interatividade usando a metodologia proposta</b> .....                            | 79  |
| 3.3       | RESULTADOS .....   | 84  |
| 3.3.1     | <b>Aplicação a dados sintéticos</b> .....  | 84  |
| 3.3.1.1   | Geração das anomalias sintéticas.....  | 84  |
| 3.3.1.2   | Resultados em dados sintéticos.....  | 84  |
| 3.3.2     | <b>Aplicação a dados reais</b> .....   | 89  |
| 3.3.2.1   | Geologia das Bacias Marginais.....   | 89  |
| 3.3.2.1.1 | <i>Bacia de Campos</i> .....   | 89  |
| 3.3.2.1.2 | <i>Bacia do Jequitinhonha</i> .....  | 91  |
| 3.3.2.2   | Base de dados gravimétricos.....   | 93  |
| 3.3.2.3   | Resultados em dados reais .....  | 99  |
| 3.4       | CONCLUSÕES .....   | 103 |
| 4         | CONCLUSÕES FINAIS .....  | 105 |
|           | <b>REFERÊNCIAS</b> .....   | 107 |
|           | <b>APÊNDICES</b> .....   | 111 |

|  |            |
|--|------------|
| <b>APÊNDICE A: FORMULAÇÃO MATRICIAL E DETALHES MATEMÁTICOS DOS FUNCIONAIS ESTABILIZADORES EMPREGADOS NO CAPÍTULO 3 .....</b> | <b>112</b> |
| <b>APÊNDICE B: VÍNCULOS DE DESIGUALDADE.....</b>   | <b>115</b> |
| <b>APÊNDICE C: MINIMIZAÇÃO DO FUNCIONAL 3.11.....</b>  | <b>117</b> |
| <b>APÊNDICE D: ALGORITMO DO MÉTODO APRESENTADO NO CAPÍTULO 3 .....</b>   | <b>120</b> |

# 1 INTRODUÇÃO

Os indícios diretos de hidrocarbonetos, como as exsudações, foram responsáveis pelas descobertas de reservas de petróleo no início das explorações comerciais de hidrocarbonetos. No entanto, este tipo de ocorrência é exceção. A esmagadora maioria das concentrações de hidrocarbonetos não apresenta qualquer evidência direta de sua existência, localizando-se a profundidades inatingíveis através apenas do mapeamento geológico sistemático. Assim, a exploração de petróleo em sub-superfície precisou lançar mão de métodos indiretos para localizar as acumulações de hidrocarbonetos. Entre estes, os métodos geofísicos sempre desempenharam um papel de extrema importância no delineamento de estruturas geológicas associadas a ocorrências de petróleo em bacias sedimentares. As ferramentas usadas na exploração geofísica dependem de parâmetros associados às características físicas das rochas existentes na sub-superfície terrestre. Os métodos gravimétrico e magnético, por exemplo, analisam os campos físicos associados às distribuições de densidade e de susceptibilidade magnética para identificar, localizar e estimar as dimensões de estruturas do embasamento e do pacote sedimentar, no caso da prospecção de hidrocarbonetos.

O método geofísico mais empregado na prospecção de petróleo é a sísmica de reflexão, devido à alta resolução e à grande precisão dos dados sísmicos. A alta resolução é inerente às relações físicas intrínsecas do método, ao passo que a grande precisão é devida à geometria dos arranjos fontes-receptores, empregados na aquisição dos dados. Esta geometria permite a organização dos traços sísmicos em famílias de ponto médio comum (CMP), permitindo, através do posterior empilhamento, aumentar a razão sinal-ruído dos dados. Entretanto o método de reflexão sísmica apresenta dificuldades tais como o imageamento da geometria das bases de estruturas salinas em bacias sedimentares, devido ao alto contraste de impedância acústica entre o sal e os sedimentos e o imageamento de regiões muito falhadas, devido ao fenômeno de difração. Nestas situações, a integração da sísmica com outros métodos geofísicos, particularmente os métodos potenciais, pode melhorar muito a interpretação geofísica (MIO; CHANG; CORRÊA, 2005).

Apesar de os métodos gravimétrico e magnético apresentarem baixas resoluções comparadas à resolução do método sísmico, estes métodos são eficazes, por exemplo, na

detecção e localização de falhas verticais no embasamento de bacias sedimentares (BARBOSA; MENEZES; SILVA, 2007; BARBOSA; SILVA; MEDEIROS, 1999; GRAUCH; HUDSON; MINOR, 2001), podendo assim, auxiliar o processamento sísmico nestes ambientes geológicos. A interpretação gravimétrica pode também melhorar a interpretação sísmica, corrigindo através de modelagem interativa, as inclinações das estimativas dos flancos de domos de sal, obtidas apenas da interpretação de dados sísmicos (SCHENK; MORRIS; HALL, 1996). Além do mais, os equipamentos usados em gravimetria e magnetometria podem ser aerotransportados, permitindo ampla cobertura de dados em regiões de difícil acesso.

Entretanto, a interpretação de dados gravimétricos ou magnéticos é um problema mal-posto no sentido de Hadamard (1902), uma vez que ela não apresenta solução única nem estável. Um problema mal-posto ocorre sempre que o intérprete demanda uma quantidade de informação sobre as fontes anômalas maior que aquela contida nos dados. Assim, só há duas maneiras de transformar um problema mal-posto em outro bem-posto (SILVA; MEDEIROS; BARBOSA, 2001). A primeira consiste em reduzir a demanda de informação e retirar dos dados somente a informação neles contida. Por exemplo, o centro de massa da(s) fonte(s) anômala(s) que produz(em) uma anomalia observada pode ser determinado de modo único e estável através do Teorema do Centro de Massa (TELFORD et al., 1976). A segunda maneira de transformar um problema mal-posto em outro bem-posto consiste em compensar a insuficiência de informação dos dados através da incorporação de informação geológica a priori sobre as fontes anômalas (SILVA; MEDEIROS; BARBOSA, 2001). Por exemplo, uma distribuição 3D de contrastes de densidade pode ser estimada de modo único e estável a partir de dados gravimétricos coletados sobre uma superfície, introduzindo a informação a priori que a fonte anômala tem contraste de densidade constante e conhecido e a distribuição espacial de contraste de densidade é a mais compacta possível que ajusta as observações.

Nesta tese apresentamos dois métodos de interpretação de dados de campos potenciais voltados à prospecção de hidrocarbonetos. O primeiro não usa informação a priori sobre as fontes causadoras da anomalia, enquanto o segundo requer uma quantidade substancial de informação a priori sobre as fontes anômalas. O primeiro método, apresentado no capítulo 2, presume a existência de feições magnéticas exclusivas da crosta continental, cuja anomalia de campo total é atenuada nas regiões da plataforma e do talude continental. O sinal destas feições é então amplificado através da continuação analítica para baixo da anomalia observada, até uma

superfície arbitrária mais próxima das feições magnéticas. A finalidade deste realce é detectar as extremidades de lineamentos magnéticos, ou províncias magnéticas na crosta continental, em direção ao oceano, que serão interpretadas como estimativas do limite entre as crostas continental e oceânica. Esse método é apresentado em duas implementações. A primeira usa o princípio da camada equivalente (LEÃO; SILVA, 1989) e a segunda a integral de Dirichlet (HENDERSON, 1970). Testes em dados sintéticos contaminados com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 1 nT mostraram a eficiência do método no delineamento do limite entre as crostas continental e oceânica. Uma vez que o método não exige qualquer informação a priori sobre as fontes, além da existência de feições magnéticas exclusivas da crosta continental, ele pode ser aplicado mesmo em estágios preliminares de um programa de exploração, em que o conhecimento geológico ainda é limitado.

O segundo método, apresentado no capítulo 3, consiste de uma técnica de inversão gravimétrica para o delineamento simultâneo do relevo descontínuo do embasamento e da geometria de estruturas salinas em uma bacia sedimentar. A metodologia combina duas técnicas distintas de inversão apresentadas por Barbosa, Silva e Medeiros (1999) e Silva e Barbosa (2004). O modelo interpretativo do relevo do embasamento consiste de um conjunto de prismas verticais justapostos com contrastes de densidade diminuindo com a profundidade segundo uma lei hiperbólica (VISWESWARA RAO; CHAKRAVARTHI; RAJU, 1994), sendo as espessuras dos prismas os parâmetros a serem estimados. O modelo interpretativo das fontes salinas consiste de um conjunto de prismas horizontais 2D com seções poligonais arbitrárias e cujos vértices são definidos em coordenadas polares, sendo os raios polares os parâmetros a serem estimados. Além da informação a priori contida no estabelecimento dos modelos interpretativos acima referidos, o método exige o conhecimento a priori da localização e espessura aproximadas de cada almofada salina, da localização e largura aproximadas de cada domo salino, das direções preferenciais de cada estrutura salina, dos contrastes de densidade de todas as fontes anômalas com o embasamento, e da profundidade máxima da bacia. Testes em dados sintéticos contaminados com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 0,1 mGal mostraram que, quando a informação a priori exigida está disponível, o método é muito eficiente na recuperação do relevo falhado do embasamento e no delineamento da geometria das estruturas salinas, sendo portanto voltado a interpretações de áreas em estágio avançado de conhecimento geológico. No caso em que as informações exigidas não estejam disponíveis, o método pode ainda ser

empregado para testar de maneira rápida e operacionalmente eficiente, diversas hipóteses geológicas.

## **2 DELIMITAÇÃO DA INTERFACE CROSTA CONTINENTAL-CROSTA OCEÂNICA USANDO DADOS AEROMAGNÉTICOS**

### **2.1 INTRODUÇÃO**

O embasamento das bacias sedimentares possui uma susceptibilidade magnética alta o suficiente para que seu relevo possa ser estimado através do método magnético. Desse modo, na década de 90, a indústria petrolífera retomou o uso sistemático do método aeromagnético para a prospecção de hidrocarbonetos (GLENN; BADGE, 1998). Uma das vantagens do levantamento aeromagnético é a possibilidade de coletar dados em regiões de difícil acesso, além do menor custo por área levantada, comparado a outros métodos geofísicos. Adicionalmente, os atuais avanços nos sistemas de posicionamento asseguram alta precisão do posicionamento e o conseqüente aumento da precisão dos dados levantados.

A susceptibilidade magnética das rochas é a propriedade física de interesse nos levantamentos aeromagnéticos. Embora a susceptibilidade magnética das rochas sedimentares seja muito pequena comparada à susceptibilidade dos outros tipos rochosos, a aeromagnetometria de alta resolução tem possibilitado estudos de estruturas intra-sedimentares. As rochas do embasamento de bacias sedimentares, entretanto, possuem susceptibilidade magnética suficientemente alta para permitir o delineamento de estruturas e unidades geológicas do embasamento. O avanço tecnológico, por sua vez, tem possibilitado a expansão das pesquisas de petróleo e gás em direção a águas profundas e ultra-profundas. Recentes descobertas de campos petrolíferos foram feitas em águas ultra-profundas, impulsionando os levantamentos de prospecção para regiões com profundidades de lâmina d'água superiores a 1000 m. Uma das restrições na busca de hidrocarbonetos em águas ultra-profundas é a incerteza no conhecimento do limite da crosta continental, já que os sistemas petrolíferos ocorrem exclusivamente no interior dela. O delineamento da interface crosta continental–crosta oceânica é importante porque as condições favoráveis de temperatura e pressão para a geração, maturação e armazenamento de hidrocarbonetos estão presentes principalmente nos sedimentos depositados sobre a crosta

continental. Uma metodologia que estime os limites horizontais entre as crostas continental e oceânica reduzirá o risco na seleção de prováveis alvos exploratórios.

Neste capítulo apresentamos uma metodologia, implementada de duas maneiras, para delinear a projeção horizontal da interface crosta continental-crosta oceânica através do mapeamento de lineamentos magnéticos e/ou províncias magnéticas existentes exclusivamente na crosta continental. Ela é baseada na amplificação do sinal, na região da plataforma, do talude e da elevação continental, de anomalias características da crosta continental, como, lineamentos e/ou províncias magnéticas, e que, num levantamento aeromagnético, são atenuadas nesta região, devido ao aumento da distância fonte-sensor em direção ao oceano. A amplificação é conseguida através da operação de continuação analítica da anomalia aeromagnética para uma superfície arbitrária mais próxima das fontes magnéticas. Este operador de continuação analítica é implementado de duas maneiras distintas: através do princípio da camada equivalente e da solução da equação de Laplace com a condição de fronteira de Dirichlet. Como o operador de continuação para baixo é instável, usamos, para estabilizá-lo, o funcional suavizador de primeira ordem de Tikhonov (MEDEIROS; SILVA, 1996; TIKHONOV; ARSENIN, 1977). Uma vez obtido o sinal amplificado dos lineamentos e/ou províncias existentes exclusivamente na crosta continental, a estimativa da projeção horizontal da interface crosta continental-crosta oceânica é obtida pela linha que une os extremos estimados de cada lineamento e/ou província.

O método foi aplicado a dados aeromagnéticos sintéticos, contaminados com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 1 nT produzidos por três modelos representando conjuntos distintos de lineamentos devidos a fontes magnéticas rasas incrustadas exclusivamente na crosta continental e estendendo-se pelo continente e por toda a plataforma continental até a área do talude e da elevação continental. O método também foi aplicado a dados reais de duas regiões costeiras do Brasil localizadas nas bacias da Foz do Amazonas e do Jequitinhonha.

## 2.2 METODOLOGIA

Seja  $h(x_i, y_i, z_i)$ ,  $i = 1, 2, \dots, N$ , um conjunto de observações da anomalia aeromagnética de campo total sobre uma região costeira contendo feições magnéticas existentes somente na crosta continental (por exemplo, os lineamentos magnéticos mostrados na Figura 2.1). As coordenadas  $x_i$  e  $y_i$  são, respectivamente, as coordenadas horizontais nas direções norte-sul e leste-oeste; e  $z_i$  é a coordenada vertical da  $i$ -ésima observação.

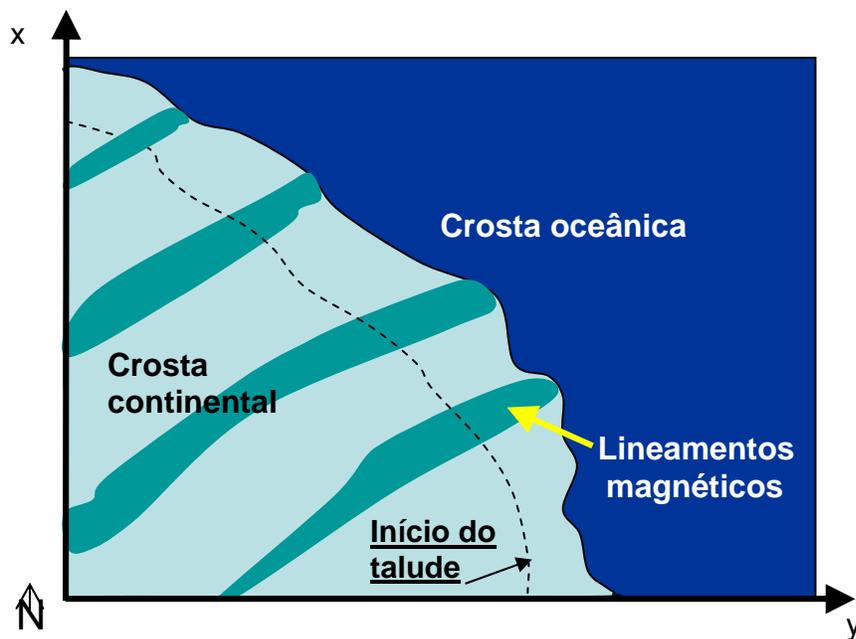


Figura 2.1: Representação esquemática de uma região contendo feições lineares magnéticas cortando exclusivamente a crosta continental.

Para realçar a resposta magnética de lineamentos ou províncias magnéticas existentes exclusivamente na crosta continental, a anomalia de campo total pode ser continuada para baixo ao nível de uma superfície arbitrária. Quando informação a priori sobre a profundidade do embasamento é conhecida, a continuação poderá ser feita para uma superfície paralela à topografia do embasamento e separada desta por uma pequena distância, tomando-se como referência a linha de charneira (pontos vermelhos na Figura 2.2). Caso essa informação a priori não esteja disponível, a continuação poderá ser efetuada para uma superfície mais conservativa, paralela à batimetria e separada desta por uma pequena distância (pontos azuis na Figura 2.2).

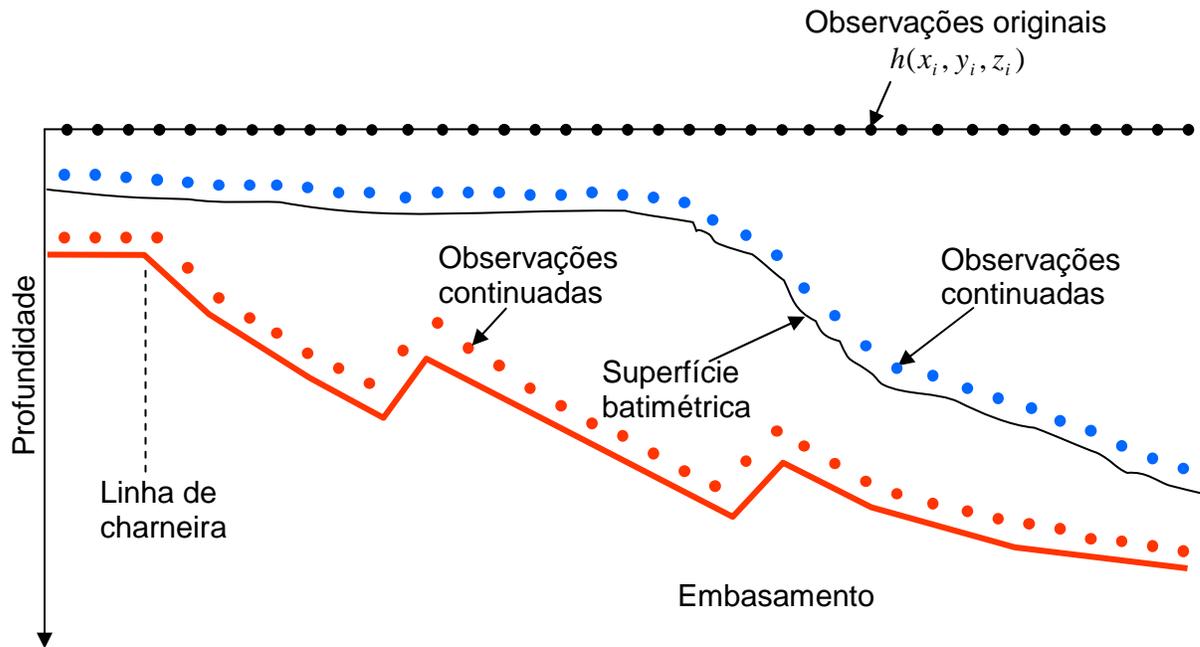


Figura 2.2: Representação esquemática mostrando o nível em que as observações foram coletadas e as superfícies para onde as observações poderão ser continuadas. As observações em azul foram continuadas para uma superfície paralela ao nível batimétrico. As Observações em vermelho foram continuadas para uma superfície paralela ao relevo do embasamento (linha contínua vermelha).

Para calcular a anomalia magnética de campo total continuada implementamos o operador de continuação para baixo usando: o princípio da camada equivalente e a resolução da equação de Laplace com condição de fronteira de Dirichlet.

### 2.2.1 Princípio da camada equivalente

Usando o princípio da camada equivalente (LEÃO; SILVA, 1989) obtemos a anomalia continuada através do estabelecimento de uma malha de  $M$  fontes de dipolos equivalentes, cujas intensidades de magnetização são os parâmetros a serem estimados. A inclinação e a declinação de cada dipolo é arbitrária. Por simplicidade, usamos dados magnéticos  $h(x_i, y_i, z_i)$  interpolados em uma malha regular com espaçamentos  $dx$  e  $dy$  ao longo das direções  $x$  e  $y$ , respectivamente. Também por simplicidade, presumimos que o número de fontes dipolares coincide com o número de observações magnéticas, sendo as coordenadas de localização  $x$  e  $y$  de cada dipolo coincidentes com as respectivas coordenadas de localização de uma observação

magnética e sendo a coordenada vertical de localização,  $z_o$ , de cada dipolo um valor constante (Figura 2.3).

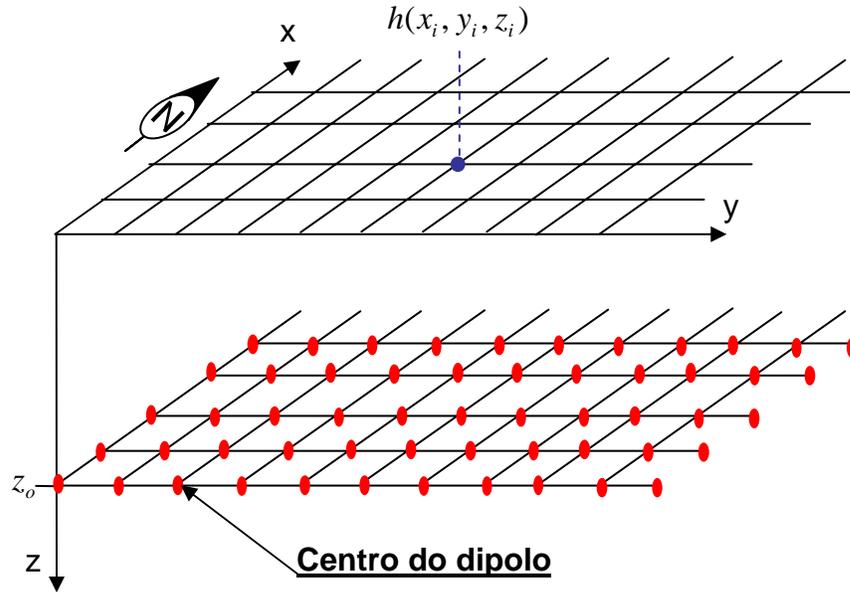


Figura 2.3: Esquema da malha contendo  $M$  fontes equivalentes de dipolo (pontos vermelhos). A anomalia magnética de campo total nas posições  $x_i$  (norte-sul),  $y_i$  (leste-oeste) e  $z_i$  (altitude) é representada pela distribuição  $h(x_i, y_i, z_i)$ .

Como a camada de dipolos é uma aproximação discreta de uma camada equivalente contínua, o vetor contendo as  $N$  observações da anomalia magnética de campo total,  $\mathbf{h}$ , relaciona-se à distribuição discreta da magnetização  $q(x_j, y_j, z_o)$  pela equação linear:

$$\mathbf{A}\mathbf{q} = \mathbf{h}, \quad (2.1)$$

sendo  $\mathbf{q}$  o vetor  $M$ -dimensional de intensidades de fontes equivalentes dipolares e  $\mathbf{A}$  a matriz cujo elemento genérico  $a_{ij}$  é expresso como (BLAKELY, 1995):

$$a_{ij} = \alpha_0 a_x + \beta_0 a_y + \gamma_0 a_z, \quad (2.2)$$

com

$$a_x = \frac{4\pi r^3}{3} \left[ \frac{(2u_{ij}^2 - v_{ij}^2 - w_{ij}^2)\alpha_j + 3u_{ij}(v_{ij}\beta_j + w_{ij}\gamma_j)}{(u_{ij}^2 + v_{ij}^2 + w_{ij}^2)^{5/2}} \right], \quad (2.3)$$

$$a_y = \frac{4\pi r^3}{3} \left[ \frac{(2v_{ij}^2 - u_{ij}^2 - w_{ij}^2)\beta_j + 3v_{ij}(u_{ij}\alpha_j + w_{ij}\gamma_j)}{(u_{ij}^2 + v_{ij}^2 + w_{ij}^2)^{5/2}} \right], \quad (2.4)$$

e

$$a_z = \frac{4\pi r^3}{3} \left[ \frac{(2w_{ij}^2 - u_{ij}^2 - v_{ij}^2)\gamma_j + 3w_{ij}(u_{ij}\alpha_j + v_{ij}\beta_j)}{(u_{ij}^2 + v_{ij}^2 + w_{ij}^2)^{5/2}} \right], \quad (2.5)$$

em que  $r$  é o raio de uma esfera produzindo o mesmo campo do dipolo localizado em seu centro e com o mesmo momento de dipolo,  $u_{ij} = x_i - x_j$ ,  $v_{ij} = y_i - y_j$ ,  $w_{ij} = z_i - z_o$ ,  $\alpha_j = \cos I_j \cos D_j$ ,  $\alpha_0 = \cos I_0 \cos D_0$ ,  $\beta_j = \cos I_j \text{sen } D_j$ ,  $\beta_0 = \cos I_0 \text{sen } D_0$ ,  $\gamma_j = \text{sen } I_j$  e  $\gamma_0 = \text{sen } I_0$ , sendo  $I_0$  e  $D_0$ , respectivamente, a inclinação e o azimute, em relação ao eixo  $x$ , do campo geomagnético e  $I_j$  e  $D_j$  a inclinação e o azimute, em relação ao eixo  $x$ , do vetor-magnetização da  $j$ -ésima fonte equivalente de dipolo, respectivamente. No cálculo da expressão (2.2),  $z_i$  é igual à altura de vôo em relação ao nível do mar.

Embora a implementação usando o princípio da camada equivalente exija, em sua formulação, a especificação das direções do campo geomagnético e da magnetização, esta informação não é efetivamente usada na operação de continuação para baixo, de modo que qualquer valor pode ser atribuído a  $I_0$ ,  $D_0$ ,  $I_j$  e  $D_j$ .

O vetor  $\mathbf{q}$  é estimado pelo método de Paige e Saunders (1982) que consiste em minimizar o funcional

$$\tau(\mathbf{q}) = \left\| \begin{bmatrix} \mathbf{A} \\ \mu \mathbf{R} \end{bmatrix} \mathbf{q} - \begin{bmatrix} \mathbf{h} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} \right\|^2, \quad (2.6)$$

em que  $\mu$  é um escalar não negativo e  $\mathbf{R}$  é a matriz que representa o operador discreto diferencial de primeira ordem, ou seja, a matriz cujas linhas contêm apenas dois elementos não nulos iguais a 1 e  $-1$ , localizados nas colunas correspondentes aos parâmetros adjacentes  $i$  e  $j$ , cujas estimativas devem estar o mais próximas possível (MEDEIROS; SILVA, 1996), como mostra o exemplo genérico na expressão (2.7):

$$\mathbf{R} = \begin{matrix} & & & i & & & j & & & & \\ & & & \otimes & \otimes & \dots & \otimes & \otimes & \otimes & \dots & \otimes \\ & \vdots \\ \otimes & \dots & \otimes & \otimes & \otimes & \dots & \otimes & \otimes & \otimes & \dots & \otimes \\ 0 & \dots & 0 & 1 & 0 & \dots & 0 & -1 & 0 & \dots & 0 \\ \otimes & \dots & \otimes & \otimes & \otimes & \dots & \otimes & \otimes & \otimes & \dots & \otimes \\ & \vdots \\ \otimes & \dots & \otimes & \otimes & \otimes & \dots & \otimes & \otimes & \otimes & \dots & \otimes \end{matrix}. \quad (2.7)$$

Como o método de Paige e Saunders (1982) é uma variação do método do Gradiente Conjugado, a sua convergência foi acelerada através do procedimento descrito a seguir. Como o campo magnético do dipolo decai com o inverso do cubo da distância, os elementos  $a_{ij}$  associados a grandes distâncias entre o  $i$ -ésimo dipolo e a  $j$ -ésima observação, tornam-se desprezíveis. Assim, os elementos  $a_{ij}$ , associados a distâncias maiores que um valor  $d$  (aqui denominado fator de corte), são substituídos por valores nulos (PURUCKER; SABAKA; LANGEL, 1996). O fator de corte  $d$  é igual a um fator multiplicativo (maior que um) da distância entre a altitude  $z_i$  e a profundidade  $z_o$  (Figura 2.3).

O campo continuado  $\hat{\mathbf{h}}_C$  é obtido numericamente pela transformação

$$\hat{\mathbf{h}}_C = \mathbf{C}\hat{\mathbf{q}}, \quad (2.8)$$

em que  $\hat{\mathbf{q}}$  é o minimante do funcional  $\tau(\mathbf{q})$  dado pela equação (2.6) e  $\mathbf{C}$  é a matriz  $N \times M$ , do campo continuado (LEÃO; SILVA, 1989) cujo elemento genérico  $c_{ij}$  é dado de forma análoga às expressões (2.2)-(2.5), com a diferença que  $z_i$ , no caso da matriz  $\mathbf{C}$ , assume valores iguais às altitudes do aerolevanteamento ou às profundidades da superfície arbitrária (superfície paralela ao embasamento ou à superfície batimétrica), dependendo se as coordenadas  $x_i$  e  $y_i$  localizam um ponto sobre o continente ou sobre o oceano, respectivamente.

### 2.2.2 Condição de fronteira de Dirichlet

A continuação analítica de uma função harmônica  $g(x, y, z)$ , aqui presumida ser a anomalia de campo total, consiste em resolver a equação de Laplace

$$\nabla^2 g(x, y, z) = 0, \quad (2.9)$$

com a condição de fronteira de Dirichlet

$$g[z(x, y) = z_o] = b(x, y), \quad (2.10)$$

para qualquer ponto  $(x, y, z)$  situado na região externa às fontes magnéticas, sendo  $z(x, y) = z_o$  uma superfície plana e horizontal, na qual a função  $g$  assume valores  $b(x, y)$ , conhecidos. A solução deste problema é dada pela Integral de Dirichlet (HENDERSON, 1970):

$$g(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{|z - z_o|}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z_o)^2]^{3/2}} b(x', y') dx' dy'. \quad (2.11)$$

Uma restrição da integral de Dirichlet é que os pontos  $(x, y, z)$  devem estar mais distante das fontes magnéticas do que os pontos  $(x', y', z_o)$ , de modo que a integral acima só pode ser empregada para resolver problemas de continuação para cima. Para resolver o problema de continuação para baixo, é necessário inverter o operador acima, resolvendo, ao invés da integral na expressão (2.11), uma equação integral relacionando uma anomalia,  $g(x, y, z) = h(x, y, z)$ , conhecida em um nível superior, à anomalia  $g(x, y, z) = f(x, y, z)$ , situada a um nível inferior (Figura 2.4). No entanto, na integral de Dirichlet a anomalia situada na posição inferior deve ter sido medida em uma altitude (ou profundidade) constante ao passo que a anomalia desejada (continuada para baixo) pode situar-se sobre uma superfície arbitrária. Assim, o procedimento para a obtenção da anomalia continuada para baixo é subdividido em duas etapas.

Na primeira etapa, calcula-se a anomalia “auxiliar”,  $f(x, y, z_o)$ , situada a uma profundidade constante,  $z_o$ , a partir da anomalia original  $h(x, y, z)$  através da resolução da equação integral

$$h(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{|z - z_0|}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z_0)^2]^{3/2}} f(x', y', z_0) dx' dy'. \quad (2.12)$$

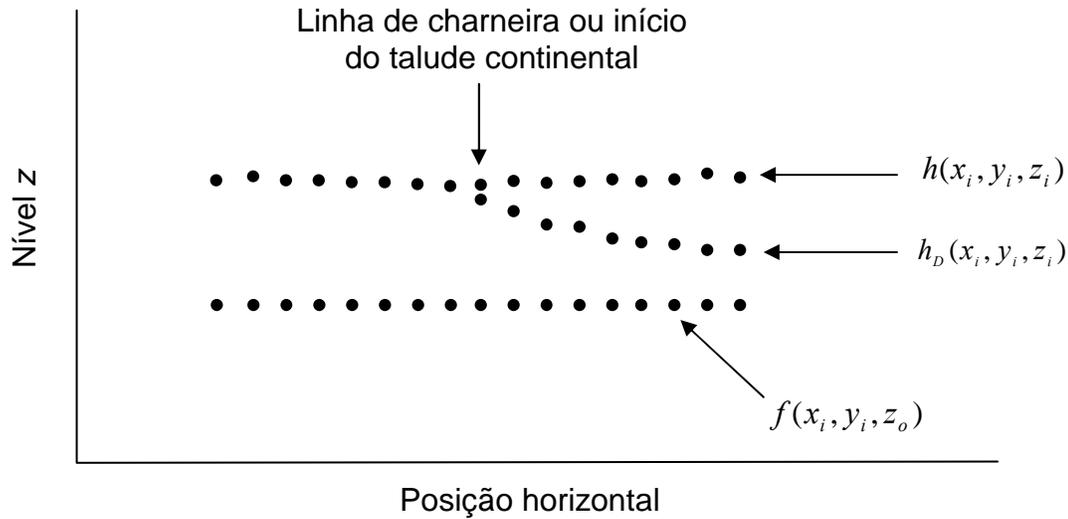


Figura 2.4: Relação entre a superfície onde a anomalia original,  $h(x_i, y_i, z_i)$ , foi coletada, a superfície onde a anomalia continuada,  $h_D(x_i, y_i, z_i)$ , será calculada e o nível,  $z_0$ , da anomalia “auxiliar”,  $f(x, y, z_0)$ .

A função  $f(x', y', z_0)$  na equação (2.12) é a única incógnita, já que as posições  $(x, y, z_0)$  e  $(x', y', z_0)$  são conhecidas. A expressão (2.12) é uma equação integral de Fredholm de primeira espécie e será resolvida por quadratura, presumindo que a área do levantamento é finita e as observações foram obtidas a intervalos discretos e regulares  $\Delta x'$  e  $\Delta y'$ . Sem perda de generalidade, consideramos que as coordenadas  $x$  e  $y$  coincidem com as respectivas coordenadas  $x'$  e  $y'$ . Aproximando as operações de integral por somatórios, obtemos:

$$h(x_i, y_i, z_i) = \frac{1}{2\pi} \sum_{j_x=1}^{N_x} \sum_{j_y=1}^{N_y} \frac{|z - z_0|}{[(x_i - x'_{j_x})^2 + (y_i - y'_{j_y})^2 + (z_i - z_0)^2]^{3/2}} f(x'_{j_x}, y'_{j_y}, z_0) \Delta x' \Delta y', \quad (2.13)$$

em que  $N_x$  e  $N_y$  são, respectivamente, os números de observações nas direções  $x$  e  $y$ . Como os dois somatórios na expressão (2.13) compreendem todas as observações  $h$ , eles podem ser substituídos por um único somatório cobrindo todas as observações. A equação (2.13) torna-se então

$$h(x_i, y_i, z_i) = \frac{1}{2\pi} \sum_{j=1}^M \frac{|z - z_0|}{\left[ (x_i - x'_j)^2 + (y_i - y'_j)^2 + (z_i - z_o)^2 \right]^{3/2}} f(x'_j, y'_j, z_o) \Delta x' \Delta y', \quad i = 1, \dots, N, \quad (2.14)$$

em que  $N = N_x \cdot N_y$  e o índice  $j$  cobre todas as posições das  $M$  observações da anomalia “auxiliar” (que, por simplicidade, fazemos coincidir com as posições da anomalia original).

O sistema de equações lineares da expressão (2.14) pode ser expresso em notação matricial:

$$\mathbf{h} = \mathbf{B} \mathbf{f}, \quad (2.15)$$

em que  $\mathbf{h}$  é um vetor de dimensão  $N$ , cujo elemento  $h_i$  é a  $i$ -ésima observação,  $\mathbf{f}$  é um vetor de incógnitas com dimensão  $M$  (por simplicidade, fazemos  $M=N$ ), cujo  $j$ -ésimo elemento  $f_j$  é o valor, desconhecido, da  $j$ -ésima observação continuada para baixo ao nível constante  $z_o$  e  $\mathbf{B}$  é uma matriz  $N \times M$ , cujo elemento  $b_{ij}$  é dado por

$$b_{ij} = \frac{1}{2\pi} \frac{|z - z_0| \Delta x' \Delta y'}{\left[ (x_i - x'_j)^2 + (y_i - y'_j)^2 + (z_i - z_o)^2 \right]^{3/2}}. \quad (2.16)$$

O vetor  $\mathbf{f}$  é estimado de forma análoga aos procedimentos descritos na subseção 2.2.1 minimizando o funcional

$$\tau(\mathbf{f}) = \left\| \begin{bmatrix} \mathbf{B} \\ \mu \mathbf{R} \end{bmatrix} \mathbf{f} - \begin{bmatrix} \mathbf{h} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} \right\|^2, \quad (2.17)$$

em que  $\mu$  é um escalar não negativo e  $\mathbf{R}$  é a matriz definida na expressão (2.7). Similarmente ao caso da implementação da camada equivalente, a convergência do método do Gradiente Conjugado é acelerada através da substituição, por valores nulos, dos elementos  $b_{ij}$ , associados a distâncias, entre a  $i$ -ésima observação original e a  $j$ -ésima observação auxiliar, maiores que um valor  $d$ , obtido pela multiplicação da distância entre a altitude  $z_i$  e a profundidade  $z_o$  (Figura 2.4) por um fator constante maior que um.

Na segunda etapa do procedimento de continuação para baixo, a estimativa da anomalia,  $h_D(x_i, y_i, z_i)$ , continuada para baixo em relação à anomalia original  $h(x_i, y_i, z_i)$  é obtida pela

continuação para cima da anomalia estimada  $\hat{f}(x_i, y_i, z_o)$ , situada no nível constante  $z(x, y) = z_o$  (Figura 2.4):

$$\hat{\mathbf{h}}_D = \mathbf{D}\hat{\mathbf{f}}, \quad (2.18)$$

em que  $\mathbf{D}$  é a matriz  $N \times M$ , cujo elemento genérico  $d_{ij}$  é expresso de forma análoga aos elementos  $b_{ij}$  dados na equação 2.16, com a diferença que, no caso do cálculo dos elementos  $d_{ij}$ , as distâncias verticais  $z_i$ ,  $i = 1, \dots, N$ , ao invés de assumirem valores somente das altitudes do aerolevanteamento, assumem agora: ou valores iguais às altitudes do aerolevanteamento ou valores iguais às profundidades da superfície arbitrária (superfície próxima à linha de charneira ou à superfície batimétrica), dependendo se as coordenadas  $x_i$  e  $y_i$  localizam um ponto sobre o continente ou sobre o oceano, respectivamente.

### 2.2.3 Processamento por janelas

Um levantamento aeromagnético possibilita a aquisição de grande volume de dados, de modo que os procedimentos para obtenção da anomalia continuada usando as metodologias desenvolvidas nas subseções 2.2.1 e 2.2.2 geram sistemas de equações lineares de grande porte. Isto produz severas restrições operacionais no caso do método ser executado em computadores com memória RAM da ordem de 1GB e processador da ordem de 2,0 GHz, ou inferiores. Além disso, o tempo de processamento se torna proibitivo, mesmo para computadores de grande porte.

Estas limitações foram contornadas através do processamento por janelas regulares (retangulares ou quadradas), dispostas ao longo da malha regular, e doravante denominadas janelas úteis de processamento (linhas verdes, azuis e laranjas na Figura 2.5). Para evitar o efeito de borda no processamento por janelas, usamos janelas estendidas, que consistem de janelas úteis de processamento, ampliadas em suas quatro bordas através da justaposição de faixas de dados, duas com extensão  $\Delta y$  e duas com extensão  $\Delta x$  (por exemplo, as janelas mostradas em linhas vermelhas, pretas e marrons na Figura 2.5). Nas regiões limítrofes da malha de dados, cada janela útil de processamento foi ampliada por regiões com dimensões  $\Delta y$  e  $\Delta x$  em apenas duas de suas bordas (linhas laranja e marrom na Figura 2.5). O processamento de uma janela estendida

de dados (por exemplo, a janela estendida mostrada em vermelho na Figura 2.5) produz dados processados em todo o seu interior, mas apenas os dados situados na janela útil (mostrada em linha verde na Figura 2.5) são guardados. Procedimento similar é aplicado a todas as janelas estendidas. O resultado é um mapa continuado para baixo com a mesma extensão do mapa de dados originais, consistindo da justaposição de diversas janelas úteis. Os valores ótimos adotados para  $\Delta x$  e  $\Delta y$  são obtidos experimentalmente, gerando, para um grupo de valores tentativos de  $\Delta x$  e  $\Delta y$ , mapas de anomalias continuadas para baixo. Os valores ótimos serão os menores valores que evitam efeito de borda entre janelas úteis adjacentes.

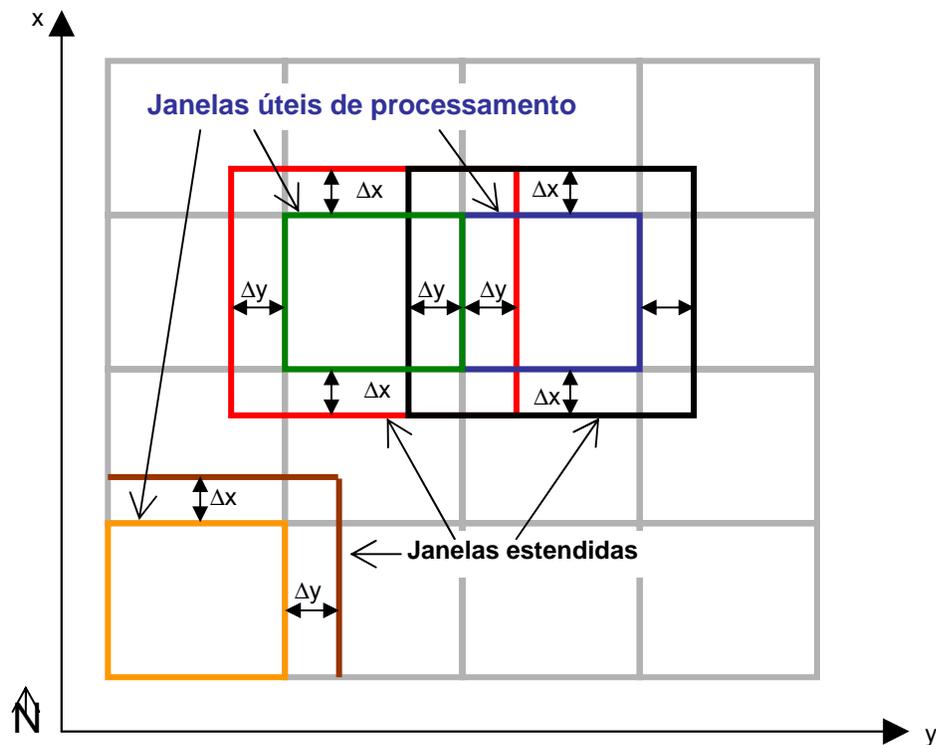


Figura 2.5: Esquema de processamento com 16 janelas úteis. Cada janela útil interna à malha de observações é aumentada por quatro faixas de dados, duas com extensão  $\Delta y$  e duas com extensão  $\Delta x$ . As janelas úteis situadas nas bordas da malha de dados são aumentadas por apenas duas faixas de dados, uma com extensão  $\Delta y$  e outra com extensão  $\Delta x$ . O processamento de janelas estendidas de dados (linhas vermelhas, pretas e marrons) produz dados processados em todo o seu interior, mas apenas os dados situados nas janelas úteis (linhas verdes, azuis e laranjas) são guardados.

## 2.2.4 Escolha do parâmetro de regularização $\mu$

A operação de continuação para baixo leva a soluções instáveis na presença de ruído, de modo que, para se obterem soluções que façam sentido tanto do ponto de vista físico como geológico, elas devem ser estabilizadas. O parâmetro  $\mu$  que aparece nas equações (2.6) e (2.17) tem a função de estabilizar as soluções através da minimização do funcional estabilizador de Tikhonov de primeira ordem (TIKHONOV; ARSENIN, 1977), dado por:

$$\Phi = \mathbf{p}^T \mathbf{W} \mathbf{p}, \quad (2.19)$$

em que a matriz  $\mathbf{W}$  é igual ao produto  $\mathbf{R}^T \mathbf{R}$ , sendo  $\mathbf{R}$  a matriz apresentada na expressão 2.7. Para estabilizar os minimantes das expressões (2.6) e (2.17) fazemos, respectivamente,  $\mathbf{p} = \mathbf{q}$  e  $\mathbf{p} = \mathbf{f}$  na equação (2.19).

Para estimar o parâmetro de estabilização, adotamos o procedimento de Silva, Costa e Barbosa (2006). Primeiramente, contaminamos as observações com  $K$  diferentes seqüências de ruído pseudo-aleatório. Cada vetor de observações contaminadas é invertido usando-se um mesmo valor tentativo de  $\mu$ , estimando-se, portanto,  $K$  soluções  $\hat{\mathbf{p}}_i$ ,  $i = 1, 2, \dots, K$ . Calculamos, então, os vetores-diferenças,  $\hat{\mathbf{p}}_i - \hat{\mathbf{p}}_j$ ,  $i = 1, \dots, K - 1$ ,  $j = i + 1, \dots, K$ , representando as diferenças entre todos os possíveis pares de soluções diferentes. A seguir, calculamos a norma de Chebychev de cada vetor-diferença. O processo é repetido para diferentes valores de  $\mu$ . O valor ótimo de  $\mu$  será o menor valor que produz vetores-diferenças,  $\hat{\mathbf{p}}_i - \hat{\mathbf{p}}_j$ ,  $i = 1, \dots, K - 1$ , com normas de Chebychev menores que um valor  $W$ . A escolha do valor  $W$  é feita através de uma inspeção visual dos dados aeromagnéticos continuados. Ressaltamos que este procedimento é empregado apenas para a determinação de um valor ótimo para  $\mu$ . As estimativas da anomalia continuada para baixo são efetuadas empregando-se as observações originais, sem adição de ruído pseudo-aleatório.

Vale ressaltar que o procedimento destinado a acelerar a convergência do método do Gradiente Conjugado (substituição por valores nulos os elementos  $a_{ij}$  e  $b_{ij}$ , associados a distâncias, entre o  $i$ -ésimo dipolo e a  $j$ -ésima observação, maiores que um valor  $d$ ), introduz um certo grau de estabilização na solução. Isto ocorre porque tal procedimento aumenta, em valor

absoluto, a razão entre os elementos diagonais das matrizes  $\mathbf{A}$  e  $\mathbf{B}$  e o valor de alguns elementos fora das suas diagonais, situação que também ocorre se aos elementos diagonais das matrizes  $\mathbf{A}$  e  $\mathbf{B}$  for somado um valor constante  $\delta$ , produzindo as matrizes  $\mathbf{D}=\mathbf{A}+\delta\mathbf{I}$  ou  $\mathbf{D}=\mathbf{B}+\delta\mathbf{I}$ , em que  $\mathbf{I}$  é a matriz identidade. Neste caso, pode ser demonstrado (MARDIA; KENT; BIBBY, 1979) que os autovalores da matriz  $\mathbf{D}$  são iguais aos autovalores da matriz  $\mathbf{A}$  ou  $\mathbf{B}$  somados do valor  $\delta$ , o que implica uma estabilização da solução to tipo *Ridge Regression*.

### 2.2.5 Escolha do nível $z_0$

A profundidade do nível  $z_0$  não deve ser menor que a maior profundidade do nível de continuação desejada em virtude da integral de Dirichlet valer somente para operações de continuação para cima. Caso isso não aconteça, as expressões (2.8) e (2.18), efetuarão operações errôneas (continuação para cima) sobre os valores da anomalia que deveriam ser continuadas para baixo.

Além desta restrição teórica, há a restrição de ordem numérica que a profundidade do nível  $z_0$  não deve estar muito próxima à profundidade máxima do nível desejado de continuação, ou seja, do nível associado à anomalia  $h_C(x_i, y_i, z_i)$  (equação 2.8) ou à anomalia  $h_D(x_i, y_i, z_i)$  (equação 2.18), dependendo da implementação escolhida. Se isto acontecer, poderá haver uma amplificação extremamente grande da anomalia continuada,  $h_C(x_i, y_i, z_i)$  ou  $h_D(x_i, y_i, z_i)$ , provocando nela mudanças abruptas de amplitude ao longo das feições magnéticas. Estas mudanças de amplitude estarão associadas ao aumento acentuado da profundidade da superfície arbitrária (superfície próxima à linha de charneira ou a superfície batimétrica), na borda da plataforma continental.

O nível  $z_0$  pode ser ajustado computando-se a anomalia  $h_C(x_i, y_i, z_i)$  ou a anomalia  $h_D(x_i, y_i, z_i)$ , para diferentes valores de  $z_0$  e tomando o valor que produza nessas anomalias a melhor continuidade de amplitudes ao longo dos lineamentos ou outras feições magnéticas exclusivas da crosta continental.

## 2.2.6 Vantagens e desvantagens das implementações do princípio da camada equivalente e da integral de Dirichlet

Os mapas de anomalias magnéticas de campo total continuadas, produzidos pelas implementações do princípio da camada equivalente (subseção 2.2.1) e da integral de Dirichlet (subseção 2.2.2) são semelhantes no que se refere ao objetivo do método, ou seja, o realce da continuidade de lineamentos e/ou províncias magnéticas pertencentes exclusivamente à crosta continental. A diferença entre as implementações reside na programação do algoritmo e no tempo de execução.

Em relação à programação, a implementação da condição de fronteira de Dirichlet é mais simples e mais fácil porque não precisa de fontes fictícias (esferas) para definir a camada de dipolos magnéticos, nem de informações sobre os cossenos diretores do campo geomagnético e da magnetização das esferas equivalentes, além de não necessitar informação sobre o raio destas esferas.

Em relação ao tempo computacional, se o fator de corte  $d$  nas subseções 2.2.1 e 2.2.2 for igual à distância entre a altitude  $z_i$  e a profundidade  $z_o$  (Figuras 2.3 e 2.4), ou seja, no caso em que a matriz  $\mathbf{A}$  se torna diagonal, ambas as implementações são competitivas. Por outro lado, se o fator de corte  $d$  for igual a um fator multiplicativo (maior que a unidade) da distância entre a altitude  $z_i$  e a profundidade  $z_o$ , a implementação da camada equivalente é mais eficiente computacionalmente. A discrepância entre os tempos de processamento das duas implementações aumenta com as profundidades do nível  $z_o$ .

## 2.3 RESULTADOS

A eficiência do método foi avaliada através de testes com dados aeromagnéticos sintéticos e reais.

## 2.3.1 Aplicações a dados sintéticos

### 2.3.1.1 Geração das anomalias sintéticas

Corpos alongados foram empregados como fontes de lineamentos magnéticos e presumidos ter, em planta, a forma prismática (Figura 2.6a) e, em seção vertical ao longo da sua maior dimensão, a forma de uma cunha em um de seus extremos (Figura 2.6b). A forma alongada destes corpos simula lineamentos magnéticos cortando a plataforma continental e a forma de cunha leva em conta a sua geometria na região do talude. Na Figura 2.7 mostramos como a aproximação da forma de cunha 3-D foi realizada através da justaposição de prismas horizontais 3D, usando o algoritmo de Blakely (1995) para computar a anomalia de campo total de cada prisma elementar. Nos testes apresentados a seguir, os corpos em forma de cunha foram aproximados pela justaposição de 80 prismas. Os modelos 3D, assim estabelecidos, simulam o ambiente geológico da margem continental e de parte do assoalho oceânico. Consideramos nestes modelos a existência de feições geológicas magnéticas (representadas nos exemplos usando dados sintéticos por lineamentos) restritas à crosta continental, estendendo-se pela plataforma, talude e parte da elevação continental.

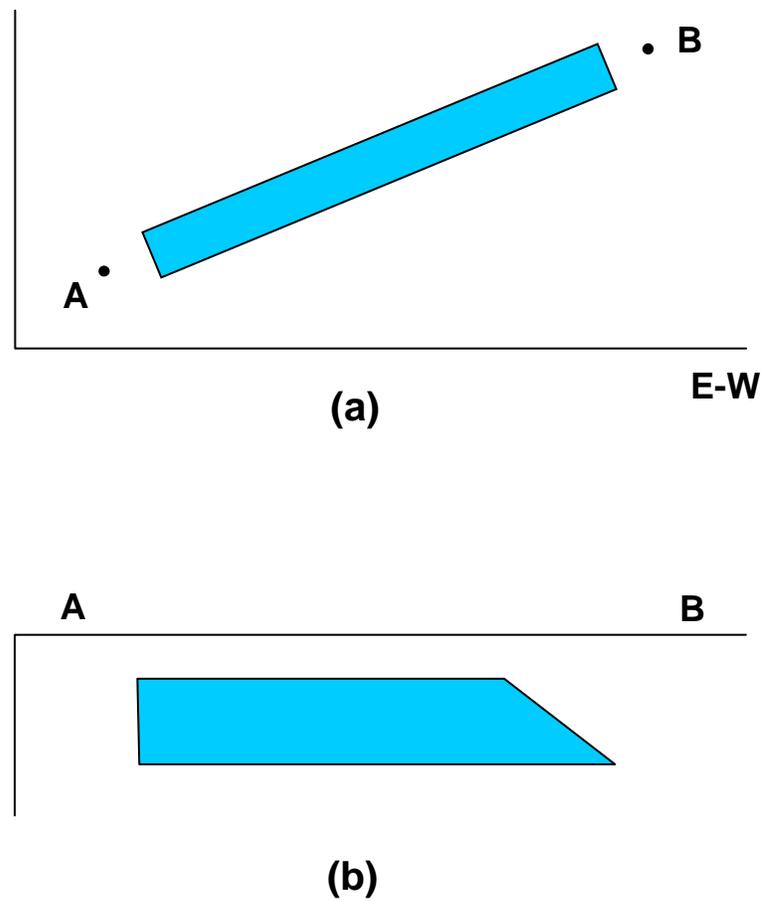


Figura 2.6: Representação esquemática da geometria dos corpos que modelam as fontes dos lineamentos magnéticos em planta (a) e em seção vertical ao longo da maior dimensão do corpo (b).

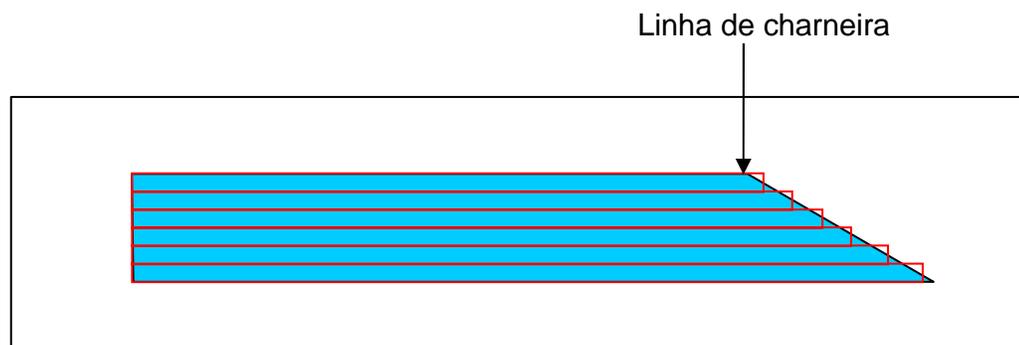


Figura 2.7: Representação esquemática da aproximação da seção vertical de um corpo em forma de cunha (trapézio azul) através da justaposição de prismas horizontais (linhas vermelhas).

### 2.3.1.2 Resultados em dados sintéticos

No primeiro teste, realizamos apenas uma avaliação do potencial das duas implementações do método proposto, presumindo a existência de um único corpo prismático cuja magnetização é induzida com inclinação de  $90^\circ$  e intensidade de  $1 \text{ A/m}$ , mostrado na Figura 2.8 em linha branca, juntamente com a anomalia de campo total observada contaminada com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de  $1 \text{ nT}$ , gerada em malha regular de  $41 \times 41$  pontos, com espaçamentos  $dx = 1\,000 \text{ m}$  e  $dy = 1\,000 \text{ m}$ . A distância fonte-receptor é de  $500 \text{ m}$ . Na Figura 2.9 mostramos as posições espaciais das profundidades a leste da linha de charneira associada a esta feição. O topo da estrutura (Figura 2.8) coincide com o relevo do embasamento, definido na Figura 2.9. A linha de charneira é mostrada na Figura 2.9 pela variação abrupta do relevo do embasamento assinalada pela linha magenta. No processamento usamos quatro janelas úteis estendidas nas direções norte-sul e leste-oeste de  $\Delta x = 5\,000 \text{ m}$  e  $\Delta y = 5\,000 \text{ m}$  e a constante multiplicativa igual à unidade para o fator de corte  $d$ , em ambas, implementações descritas nas subseções 2.2.1 e 2.2.2. Os intervalos estabelecidos para  $\Delta x$  e  $\Delta y$  são valores superiores aos menores valores que não causam efeito de borda entre janelas adjacentes.

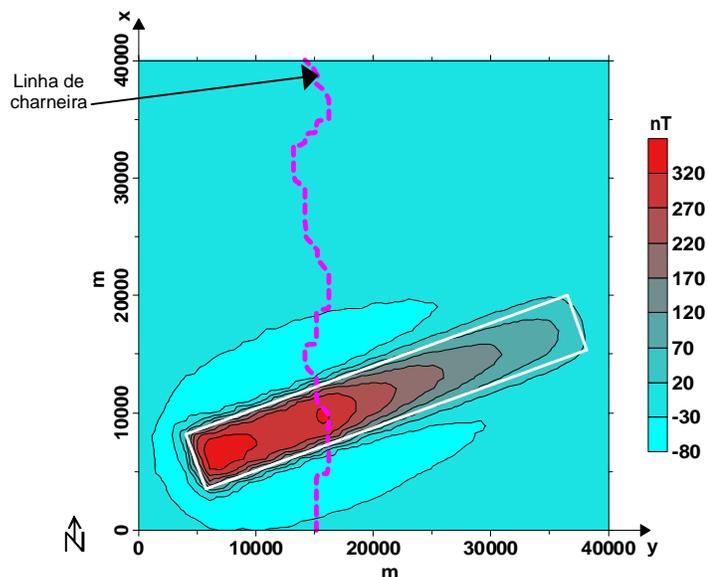


Figura 2.8: Anomalia magnética de campo total produzida por uma única fonte (linha contínua branca) simulando uma feição geológica magnética ocorrendo exclusivamente na crosta continental. A linha

tracejada magenta representa a linha de charneira, a leste da qual a profundidade do embasamento começa a aumentar abruptamente. A área a leste do prisma representa a crosta oceânica.

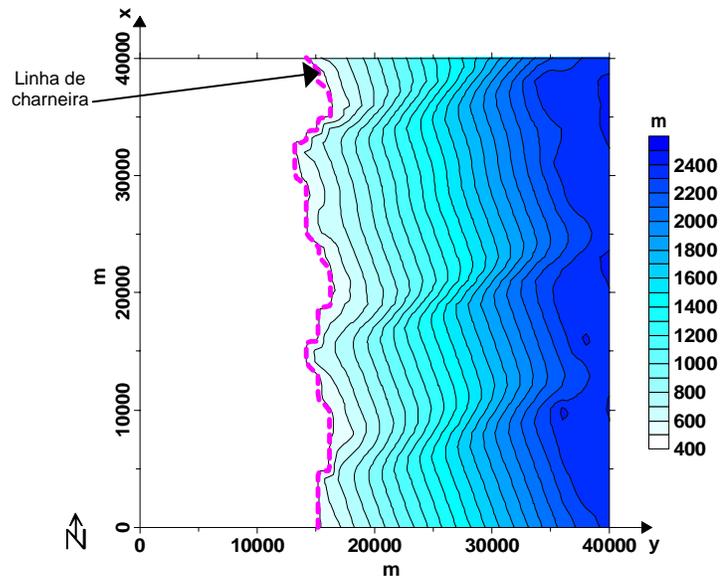


Figura 2.9: Relevo do embasamento sintético da região costeira hipotética cuja anomalia magnética de campo total é mostrada na Figura 2.8. A linha contínua magenta representa a linha de charneira, a leste da qual a profundidade do embasamento começa a aumentar abruptamente.

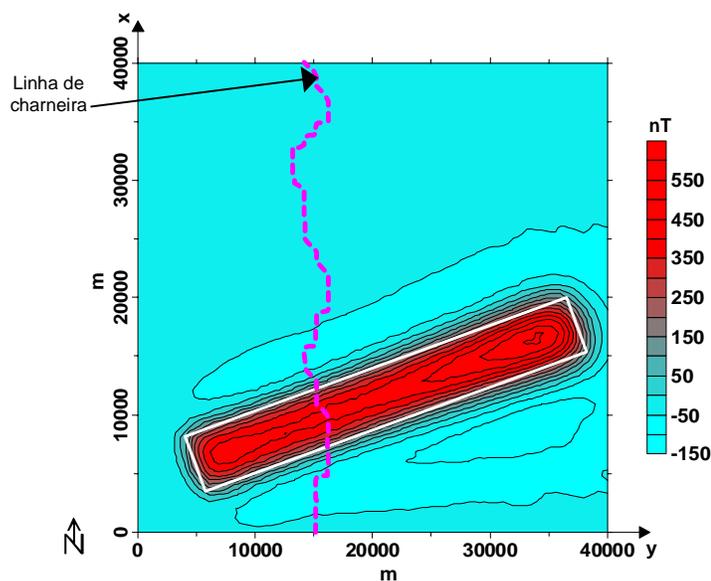


Figura 2.10: Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela ao relevo do embasamento mostrado na Figura 2.9 usando a implementação da camada equivalente. A linha tracejada magenta representa a linha de charneira, a leste da qual a profundidade do embasamento começa a aumentar abruptamente. A fonte magnética está representada pela linha contínua branca.

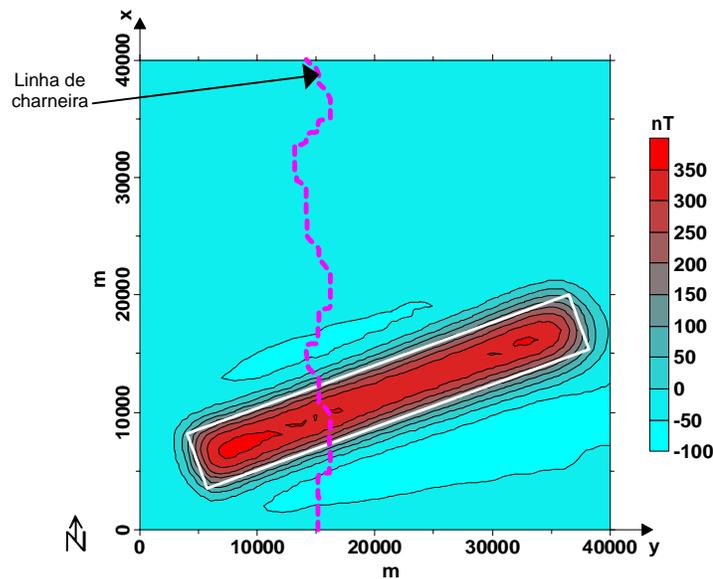


Figura 2.11: Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela ao relevo do embasamento mostrado na Figura 2.9 usando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet. A linha tracejada magenta representa a linha de charneira, a leste da qual a profundidade do embasamento começa a aumentar abruptamente. A fonte magnética está representada pela linha contínua branca.

Nas Figuras 2.10 e 2.11 apresentamos as anomalias continuadas para baixo até uma superfície próxima e paralela à superfície do embasamento aplicando respectivamente as implementações da camada equivalente (subseção 2.2.1) e da condição de fronteira de Dirichlet (subseção 2.2.2). No processamento usando a implementação da camada equivalente (Figura 2.10) estabelecemos o nível  $z_o = 4\,500$  m, nas equações 2.2 a 2.5 e empregamos o valor de  $\mu = 50$  (equação 2.6) e raio da esfera de 1 000 m. Para o processamento usando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet (Figura 2.11) estabelecemos o nível  $z_o = 4\,000$  m na expressão 2.16 e empregamos o valor de  $\mu = 10^{-4}$  na expressão 2.17. Observamos que nas Figuras 2.10 e 2.11, a leste da linha de charneira, há um eficiente realce da anomalia magnética continuada sobre a extensão do corpo prismático em direção ao oceano.

Notamos que a anomalia continuada na Figura 2.10, usando a implementação da camada equivalente, apresenta, após a linha de charneira, amplificação levemente excessiva e crescente da anomalia magnética sobre o corpo prismático. Já o processamento usando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet apresentado na Figura 2.11 mostra, após a linha de charneira,

amplificação da anomalia magnética aproximadamente constante por sobre a extensão do corpo prismático.

Nos próximos testes consideraremos dois modelos simulando ambientes geológicos característicos de margem continental e parte do assoalho oceânico adjacente. Nos dois modelos consideramos a existência de feições lineares geológicas produzidas por corpos magnéticos situados exclusivamente na crosta continental, estendendo-se pela plataforma, talude e parte da elevação continental. Em ambos os modelos os corpos magnéticos apresentam magnetização induzida com inclinação de  $90^\circ$  e intensidade de 1 A/m. No primeiro teste, as feições são modeladas por seis prismas com seção horizontal retangular (Figura 2.12) alongados na direção  $60^\circ$  NE, enquanto que no segundo teste as feições geológicas magnéticas são representadas por quatro prismas com seção horizontal arbitrária (Figura 2.13) alongados em direções arbitrárias (aproximadamente  $90^\circ$  NE,  $53^\circ$  NE,  $67^\circ$  NE e  $80^\circ$  NE). Os extremos destas fontes geológicas magnéticas coincidem com o limite da crosta continental. Portanto, delimitar os finais destas fontes geológicas magnéticas implica delinear aproximadamente a interface crosta continental-crosta oceânica no plano horizontal.

As Figuras 2.14 e 2.15 mostram as anomalias magnéticas de campo total produzidas pelos modelos mostrados nas Figuras 2.12 e 2.13, respectivamente, contaminadas com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 1 nT, ambas geradas em malha regular de  $71 \times 71$  pontos nas direções norte-sul e leste-oeste, com espaçamentos  $dx = 1\ 000$  m e  $dy = 1\ 000$  m, respectivamente e apresentando distância fonte-receptor de 500 m para ambos modelos.

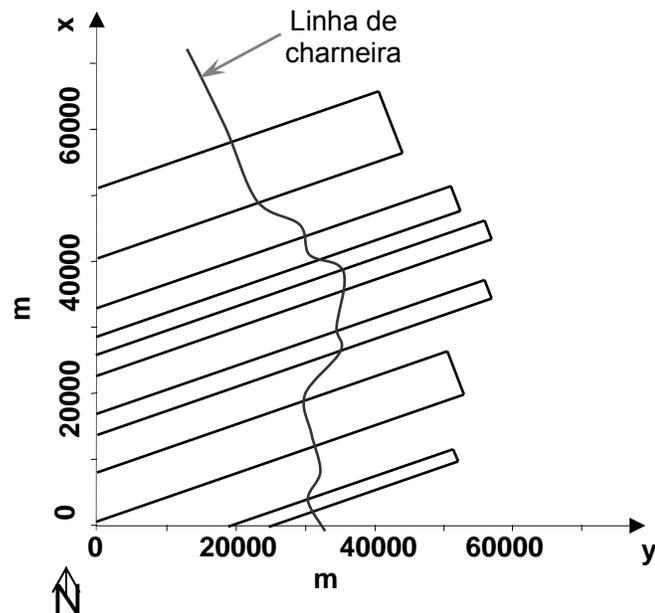


Figura 2.12: Representação esquemática dos prismas empregados para simular fontes simples de lineamentos magnéticos ocorrendo na crosta continental. A leste da linha de charneira a variação abrupta do relevo do embasamento é de 5°.

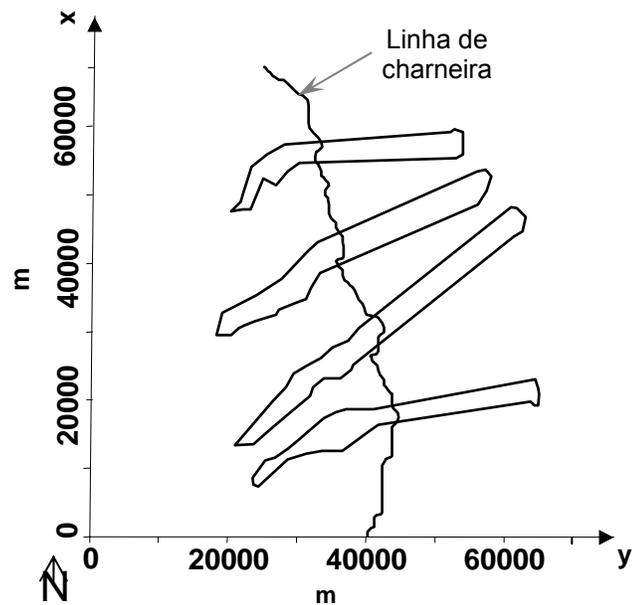


Figura 2.13: Representação esquemática das fontes complexas de lineamentos magnéticos na crosta continental. A leste da linha de charneira a variação abrupta do relevo do embasamento é de 5°.

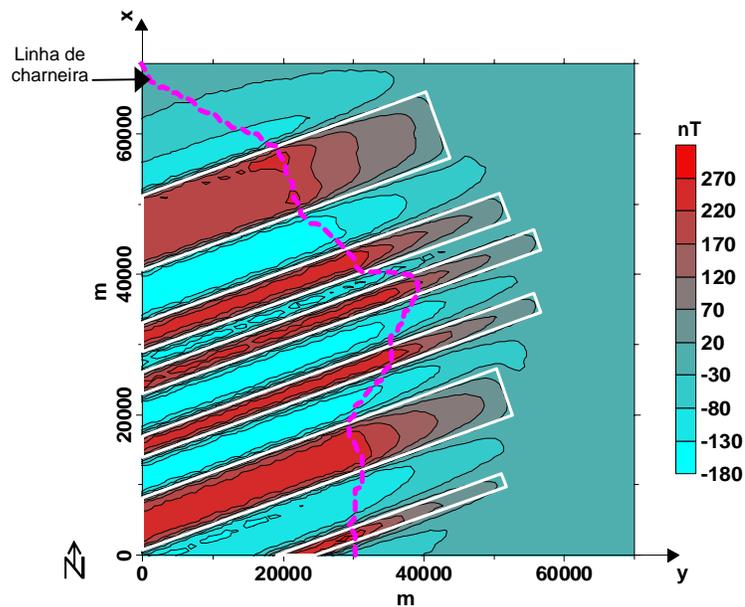


Figura 2.14: Anomalia magnética de campo total produzida por seis prismas (linhas contínuas brancas) simulando fontes simples de lineamentos magnéticos da crosta continental. A linha tracejada magenta representa a linha de charneira, a leste da qual a profundidade do embasamento começa a aumentar abruptamente. A área mais a leste sem prismas representa a crosta oceânica.

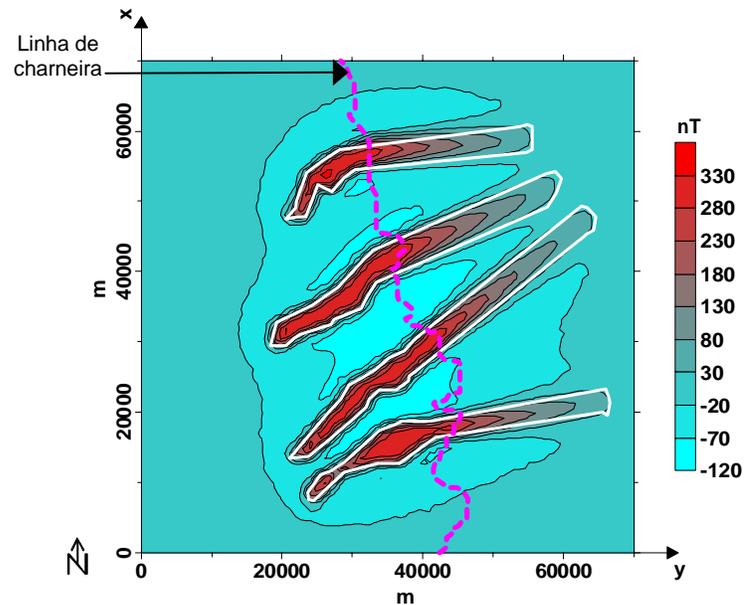


Figura 2.15: Anomalia magnética de campo total produzida por quatro prismas (linha contínua branca) simulando fontes complexas de lineamentos magnéticos da crosta continental (continente, plataforma continental e talude). A linha tracejada magenta representa a linha de charneira, a leste da qual a profundidade do embasamento começa a aumentar abruptamente. A área mais a leste sem prismas representa a crosta oceânica.

Como presumimos que os topos destas feições lineares coincidem com o relevo do embasamento, produzimos as superfícies do embasamento, mostradas nas Figuras 2.16 e 2.17 a partir da interpolação das profundidades dos topos dos prismas que simulam as feições geológicas magnéticas sintéticas mostradas, respectivamente, nas Figuras 2.12 e 2.13. Na região oceânica (em que há ausência de prismas), estabelecemos para ambos os modelos uma profundidade de 4 000 m, (Figuras 2.16 e 2.17), simulando aproximadamente a profundidade média do embasamento oceânico. Por simplicidade, interpolamos os dados das superfícies sintéticas do embasamento, mostradas nas Figuras 2.16 e 2.17, na mesma malha regular usada para gerar as observações das anomalias de campo total (Figuras 2.14 e 2.15, respectivamente).

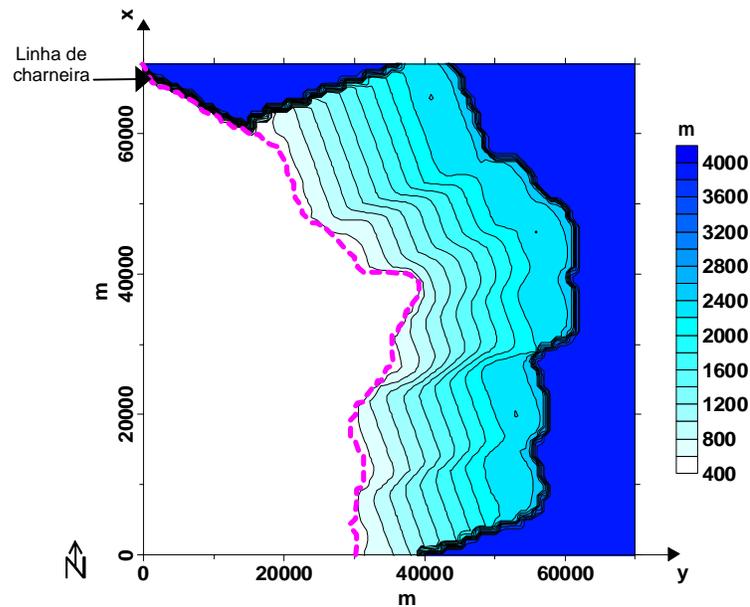


Figura 2.16: Relevo do embasamento da região costeira hipotética da Figura 2.12 e cujas anomalias magnéticas de campo total são mostradas na Figura 2.14. A linha contínua magenta representa a linha de charneira, a leste da qual a profundidade do embasamento começa a aumentar abruptamente.

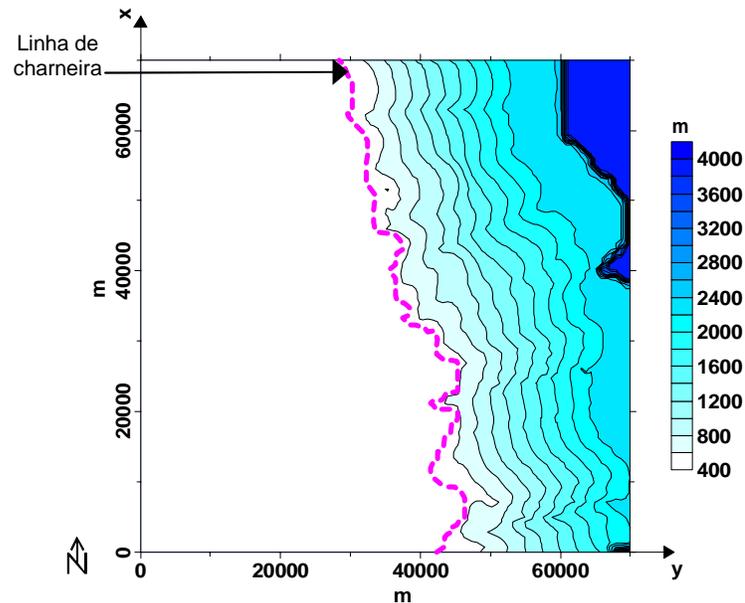


Figura 2.17: Relevo do embasamento da região costeira hipotética da Figura 2.13 e cujas anomalias magnéticas de campo total são mostradas na Figura 2.15. A linha contínua magenta representa a linha de charneira, a leste da qual a profundidade do embasamento começa a aumentar abruptamente.

Notamos que, em ambos os modelos, o sinal da anomalia magnética é fortemente atenuado a leste da linha de charneira (linha magenta tracejada) em direção à crosta oceânica (Figuras 2.14 e 2.15), não sendo este sinal suficiente para delinear as extremidades leste das fontes geológicas magnéticas e, conseqüentemente, delinear a interface crosta continental-crosta oceânica. Realçaremos, assim, o sinal das anomalias destas feições magnéticas usando as implementações das subseções 2.2.1 e 2.2.2.

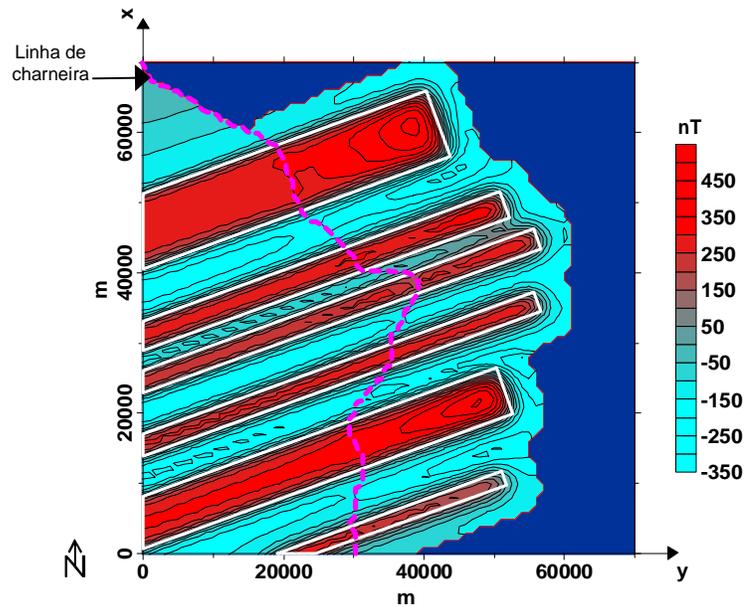


Figura 2.18: Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela ao relevo do embasamento mostrado na Figura 2.16 usando a implementação da camada equivalente. A linha tracejada magenta representa a linha de charneira a leste da qual a profundidade do embasamento começa a aumentar abruptamente. As fontes magnéticas estão representadas pela linha contínua branca. As regiões em azul marinho representam regiões com anomalias magnéticas inferiores a  $-350$  nT.

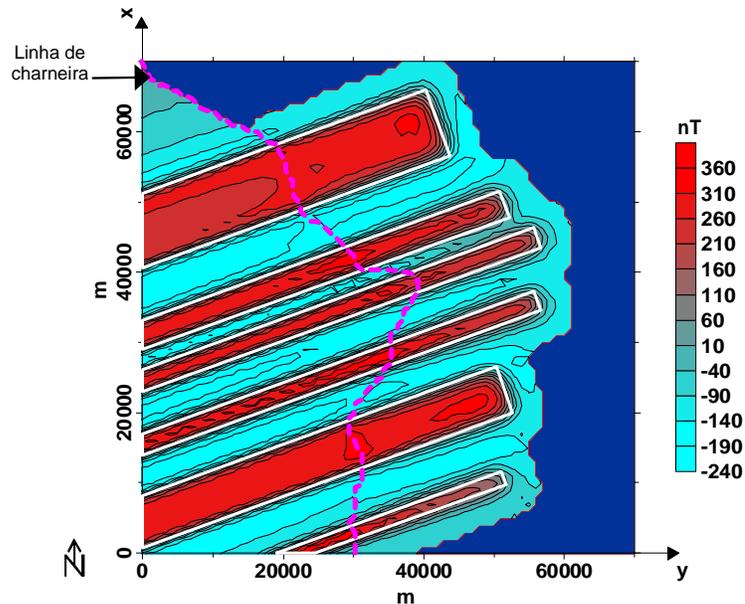


Figura 2.19: Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela ao relevo do embasamento mostrado na Figura 2.16 usando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet. A linha tracejada magenta representa a linha de charneira a leste da qual a profundidade do embasamento começa a aumentar abruptamente. As fontes magnéticas estão representadas pela linha contínua branca. As regiões em azul marinho representam regiões com anomalias magnéticas inferiores a  $-240$  nT.

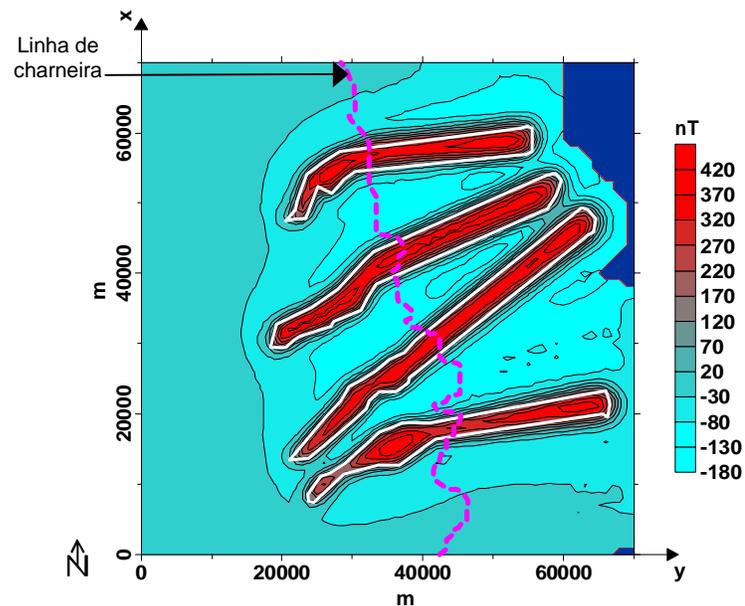


Figura 2.20: Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela ao relevo do embasamento mostrado na Figura 2.17 usando a implementação da camada equivalente. A linha tracejada magenta representa a linha de charneira a leste da qual a profundidade do embasamento começa a aumentar abruptamente. As fontes magnéticas estão representadas pela linha contínua branca. As regiões em azul marinho representam regiões com anomalias magnéticas inferiores a  $-180$  nT.

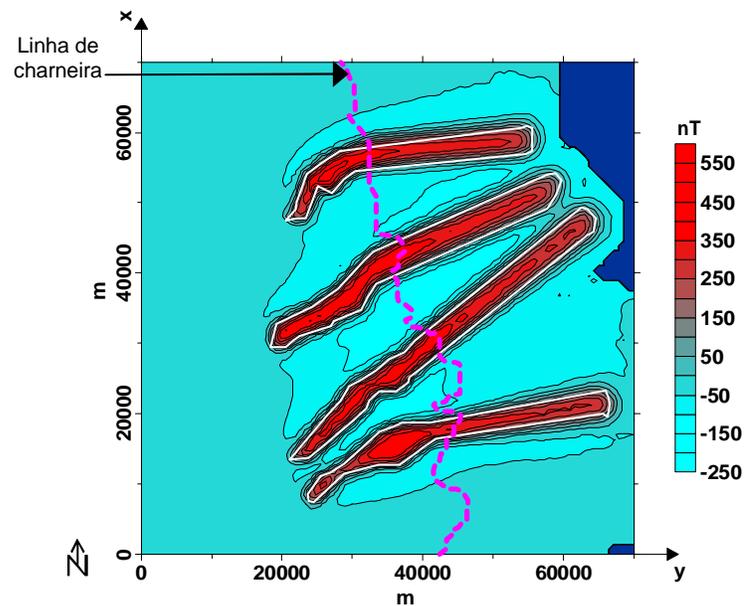


Figura 2.21: Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela ao relevo do embasamento mostrado na Figura 2.17 usando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet. A linha tracejada magenta representa a linha de charneira a leste da qual a profundidade do embasamento começa a aumentar abruptamente. As fontes magnéticas estão representadas pela linha contínua branca. As regiões em azul marinho representam regiões com anomalias magnéticas inferiores a  $-250$  nT.

Para obter as anomalias continuadas para baixo até uma superfície próxima e paralela à superfície do embasamento, mostradas nas Figuras 2.18 e 2.20, usando a implementação da camada equivalente (subseção 2.2.1) estabelecemos o nível  $z_o = 4\ 500$  m nas expressões 2.2 a 2.5 e empregamos o valor de  $\mu = 50$  na expressão 2.6, enquanto que para obter as anomalias continuadas mostradas nas Figuras 2.19 e 2.21, aplicando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet (subseção 2.2.2) usamos o nível  $z_o = 4\ 000$  m na expressão 2.16 e empregamos o valor de  $\mu = 10^{-5}$  na expressão 2.17. Usamos, para cada processamento das anomalias continuadas das Figuras 2.18 a 2.21, quatro janelas úteis de processamento estendidas nas direções norte-sul e leste-oeste de  $\Delta x = 5\ 000$  m e  $\Delta y = 5\ 000$  m e a constante multiplicativa igual à unidade para o fator de corte em ambas as implementações descritas nas subseções 2.2.1 e 2.2.2. Os intervalos estabelecidos para  $\Delta x$  e  $\Delta y$  são valores superiores aos menores valores que não causam efeito de borda entre janelas adjacentes

As Figuras 2.18 a 2.21, referentes às anomalias magnéticas continuadas do primeiro e do segundo modelo, evidenciam a recuperação da continuidade da resposta magnética das feições geológicas de ambos os modelos em direção ao oceano, permitindo, em ambos os casos, portanto, o delineamento da borda da crosta continental com excelente precisão usando tanto a implementação do princípio da camada equivalente quanto a implementação da condição de fronteira de Dirichlet.

Observamos que o processamento das anomalias do primeiro e do segundo modelos (Figuras 2.12 e 2.13, respectivamente) através da implementação da camada equivalente (Figuras 2.18 e 2.20) mostra ampliações das anomalias magnéticas após a linha de charneira, crescendo em direção aos extremos orientais dos prismas. Por outro lado, as Figuras 2.19 e 2.21, obtidas a partir da implementação da condição de fronteira de Dirichlet, apresentam, após a linha de charneira, amplificação das amplitudes das anomalias magnéticas aproximadamente constante ao longo de todas as extensões dos corpos prismáticos.

Os testes em dados sintéticos desta seção mostram que ambas as implementações, descritas nas subseções 2.2.1 e 2.2.2, permitem o delineamento da borda da crosta continental com excelente precisão.

## 2.3.2 Aplicações a dados reais

As implementações das subseções 2.2.1 e 2.2.2 foram aplicadas a dois conjuntos de dados aeromagnéticos reais, oriundos das bacias da Foz do Amazonas e do Jequitinhonha.

### 2.3.2.1 Decimação dos dados

Os levantamentos aeromagnéticos, em geral, registram observações de campo magnético total sobre grandes áreas usando, ao longo das linhas de vôo, pequenos intervalos de amostragem, produzindo dessa forma, um conjunto de valores de observações magnéticas muito próximas entre estações contíguas de medida. Estas observações, por serem proximamente localizadas entre si, causam redundância no conjunto de dados a ser processado através dos métodos desenvolvidos nas seções 2.2.1 e 2.2.2, levando a resultados insatisfatórios. Este problema é resolvido decimando-se os dados de modo a produzir intervalos entre as observações maiores que o intervalo original de amostragem.

Os dois conjuntos de dados reais de anomalias aeromagnéticas de campo total das bacias da Foz do Amazonas e do Jequitinhonha foram originalmente interpolados com espaçamentos  $dx = dy = 500$  m e  $dx = dy = 250$  m (Figuras 2.22 e 2.24), respectivamente. Neste trabalho as malhas originais de dados de ambas as áreas foram decimadas, produzindo novas malhas, ambas com espaçamentos  $dx = dy = 4\ 000$  m. As anomalias de campo total da bacia da Foz do Amazonas e do Jequitinhonha, após a decimação, são apresentadas nas Figuras 2.23 e 2.25, respectivamente.

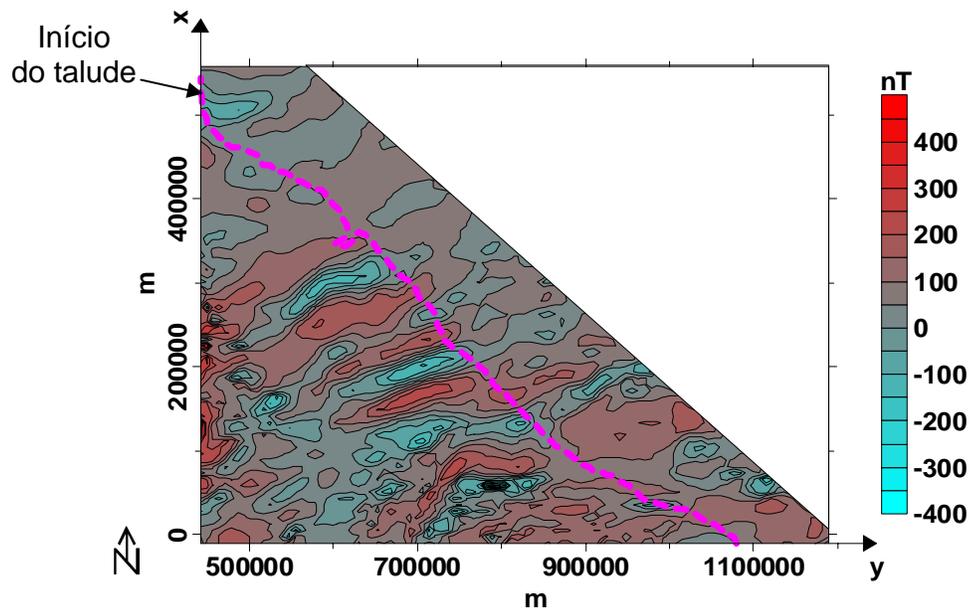


Figura 2.22: Anomalia de campo total da bacia da Foz do Amazonas interpolada em uma malha com espaçamentos  $dx=dy=500$  m . A linha tracejada magenta representa o início do talude.

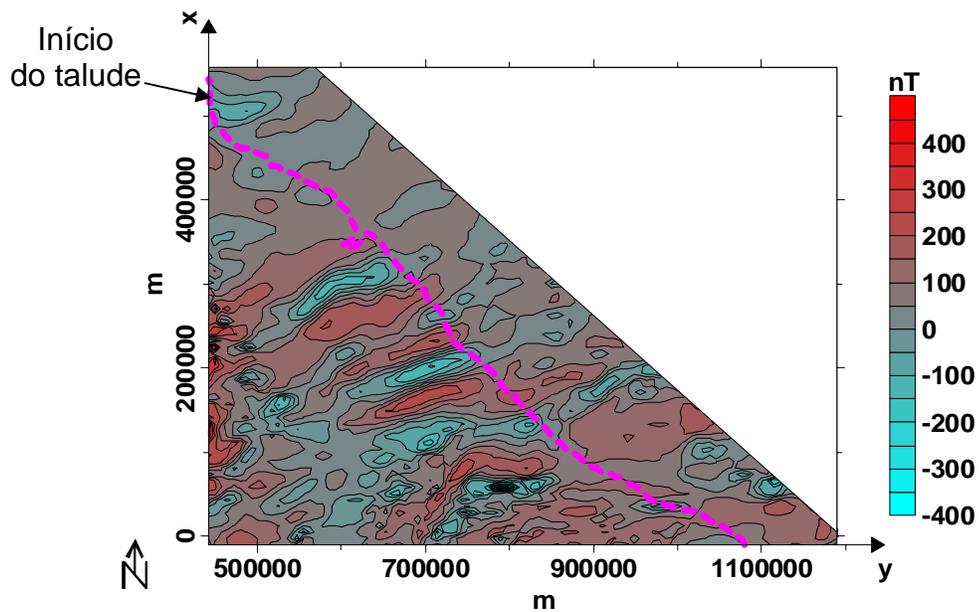


Figura 2.23: Anomalia de campo total da bacia da Foz do Amazonas interpolada em uma malha com espaçamentos  $dx=dy=4000$  m. A linha tracejada magenta representa o início do talude.

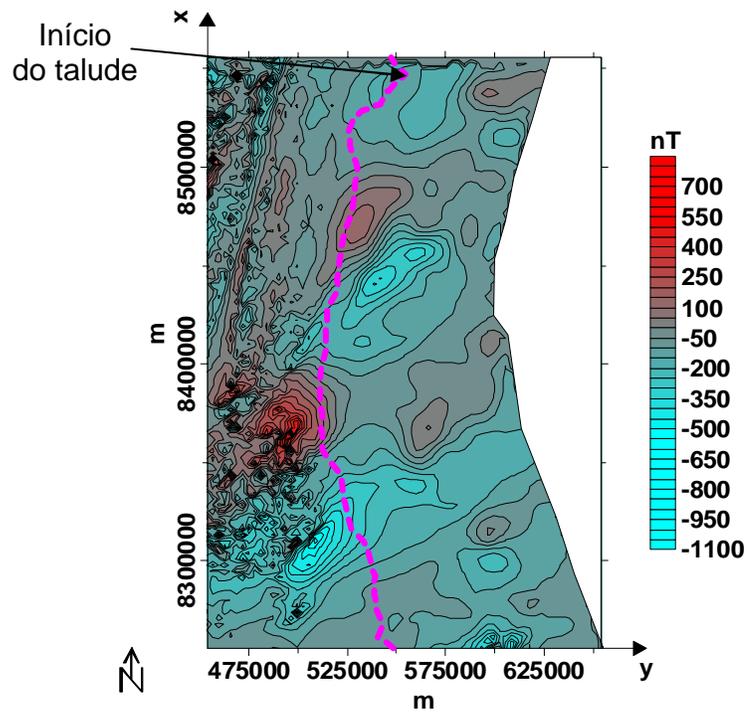


Figura 2.24: Anomalia de campo total da bacia do Jequitinhonha interpolada em uma malha com espaçamentos  $dx=dy=250$  m. A linha tracejada magenta representa o início do talude.

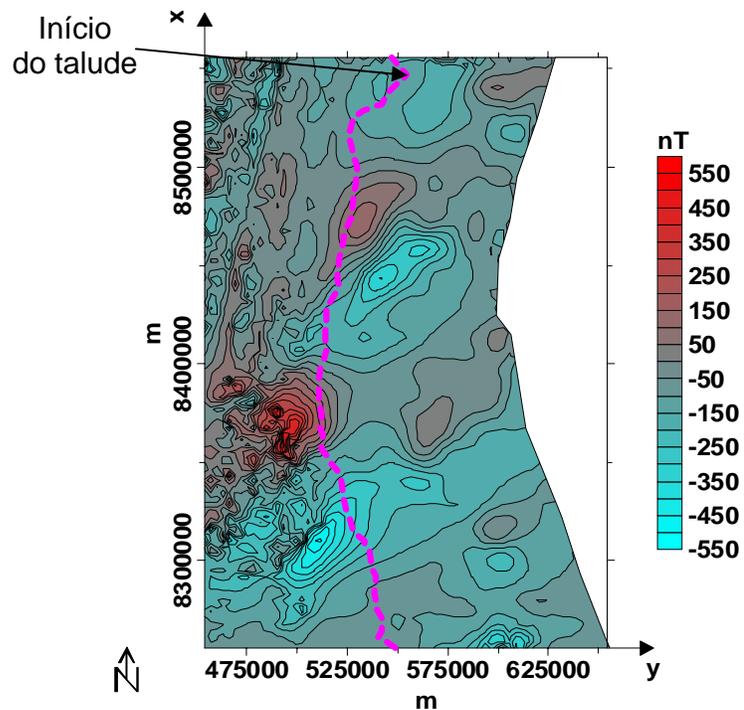


Figura 2.25: Anomalia de campo total da bacia do Jequitinhonha interpolada em uma malha com espaçamentos  $dx=dy=4000$  m. A linha tracejada magenta representa o início do talude.

### 2.3.2.2 Resultados em dados reais

Para obter as anomalias continuadas para baixo dos dois conjuntos de dados reais das bacias da Foz do Amazonas e do Jequitinhonha, usaremos a informação da altura de vôo de 100 m e faremos a continuação para baixo a uma superfície próxima e paralela à batimetria já que não temos informações sobre as profundidades dos respectivos embasamentos. Na implementação usando o princípio da camada equivalente, (subseção 2.2.1) utilizamos, para os dois conjuntos de dados, fontes equivalente com inclinação de  $90^\circ$ , intensidade de magnetização de 1 A/m e raio da esfera de 4 000 m.

Para o processamento dos dados da Foz do Amazonas, usamos, em ambas implementações (subseções 2.2.1 e 2.2.2) o valor 2 para a constante multiplicativa associada ao fator de corte  $d$ . Já para o processamento das anomalias da bacia do Jequitinhonha usamos em ambas as implementações o valor 1 para a mesma constante multiplicativa.

(i) Área 1 – Bacia da Foz do Amazonas. A anomalia de campo total e a batimetria, respectivamente apresentadas nas Figuras 2.26 e 2.27, foram interpoladas em uma malha regular de  $143 \times 188$  pontos nas direções  $x$  e  $y$  com espaçamentos  $dx = dy = 4\,000$  m. A Figura 2.26 apresenta feições lineares ao longo de direções aproximadamente iguais a  $70^\circ$  NE. Observa-se que o sinal dessas feições lineares é atenuado a leste da linha magenta, que representa o início do talude. Na Figura 2.27, observamos também que, ao longo da linha magenta, o gradiente do talude não é uniforme e que a profundidade máxima na área é de 3 900 m.

Aplicando as implementações das subseções 2.2.1 e 2.2.2 obtivemos as anomalias magnéticas continuadas ao nível batimétrico (Figura 2.27), apresentadas, respectivamente, nas Figuras 2.28 e 2.29. Na obtenção destas anomalias, usamos, em ambos os casos, vinte janelas úteis de processamento, estendidas nas direções norte-sul e leste-oeste de  $\Delta x = 20\,000$  m e de  $\Delta y = 20\,000$  m. Estes intervalos são os menores valores que não causam efeito de borda entre janelas adjacentes (definidas na Figura 2.5 por linhas vermelhas, pretas e marrons).

Na implementação da camada equivalente (subseção 2.2.1) empregamos o valor  $\mu = 50$  (equação 2.6),  $z_o = 7\,500$  m (equações 2.2 a 2.5) para dados compreendidos entre as coordenadas  $9\,644,35$  m e  $340\,554$  m Norte e  $z_o = 3\,500$  m para os dados compreendidos entre as

coordenadas 340 555 m e 558 355 m Norte. Analogamente, na implementação usando a condição de fronteira de Dirichlet (subseção 2.2.2) empregamos o valor  $\mu = 10^{-5}$  (equação 2.17),  $z_o = 7\ 000$  m (equação 2.16) para dados compreendidos entre as coordenadas 9 644,35 m e 340 554 m Norte e  $z_o = 3\ 000$  m para os dados compreendidos entre as coordenadas 340 555 m e 558 355 m Norte. O uso de diferentes profundidades  $z_o$  para uma mesma implementação (camada equivalente ou condição de fronteira de Dirichlet) é devido às profundidades batimétricas substancialmente menores na porção ao norte da coordenada 340 555 m, relativamente às profundidades batimétricas ao sul desta coordenada.

Os resultados (Figuras 2.28 e 2.29) mostram a amplificação do sinal produzido pelos lineamentos magnéticos. Observamos nas Figuras 2.28 e 2.29 que a leste do início do talude o campo continuado realça a continuidade de várias feições lineares existentes na janela de dados (A A' e B B' nas Figuras 2.28 e 2.29, por exemplo). Outros lineamentos aparecem realçados na região a leste do início do talude, mas não de forma contínua em relação aos lineamentos visíveis na região a oeste da linha do início do talude (C-C' e D-D' nas Figuras 2.28 e 2.29, por exemplo). Finalmente, na porção sudeste da área, observa-se a continuidade do lineamento L<sub>1</sub>, de direção 75° NW em direção ao talude e à elevação continental. Estes resultados indicam que esta área está localizada sobre a crosta continental.

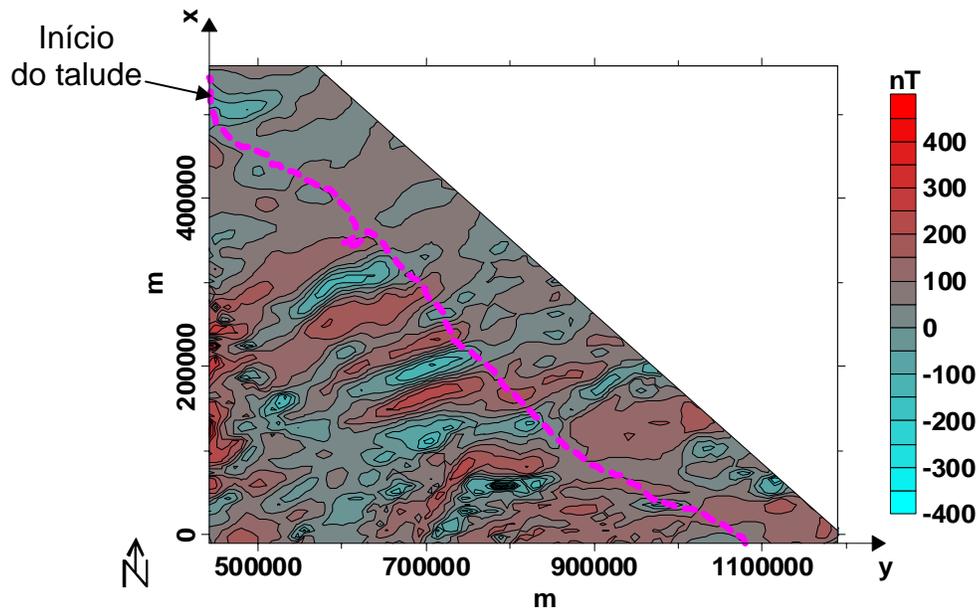


Figura 2.26: Área 1 – Bacia da Foz do Amazonas. Anomalia magnética de campo total decimada. A linha tracejada magenta representa o início do talude.

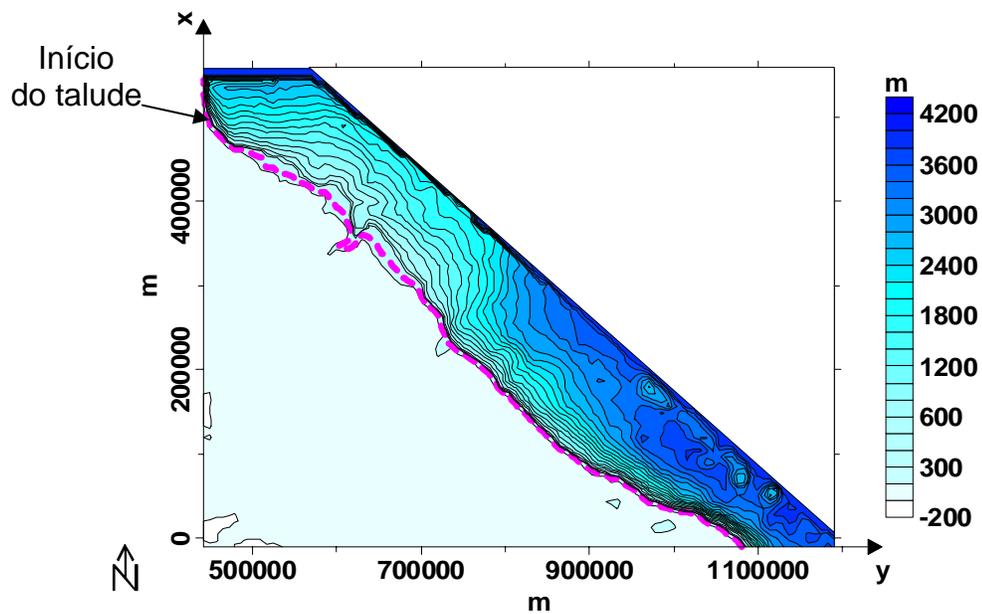


Figura 2.27: Área 1 – Bacia da Foz do Amazonas. Batimetria associada aos dados reais da Figura 2.26. A linha tracejada magenta representa o início do talude em que a profundidade começa a aumentar abruptamente.

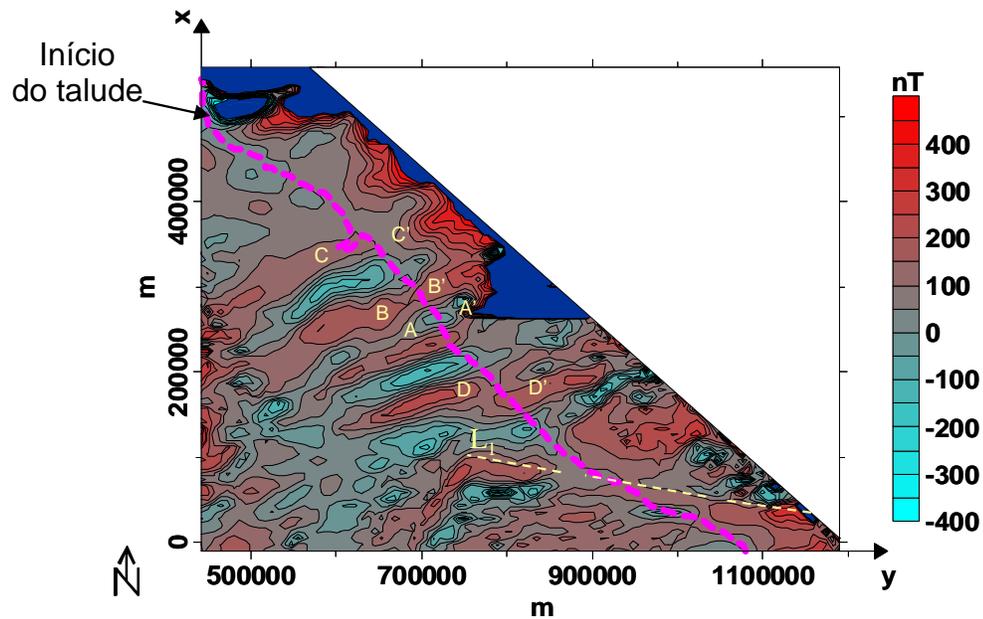


Figura 2.28: Área 1 – Bacia da Foz do Amazonas. Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela à superfície batimétrica mostrada na Figura 2.27 usando a implementação da camada equivalente. As regiões em azul marinho referem-se a anomalias magnéticas inferiores a  $-400$  nT e superiores a  $500$  nT.

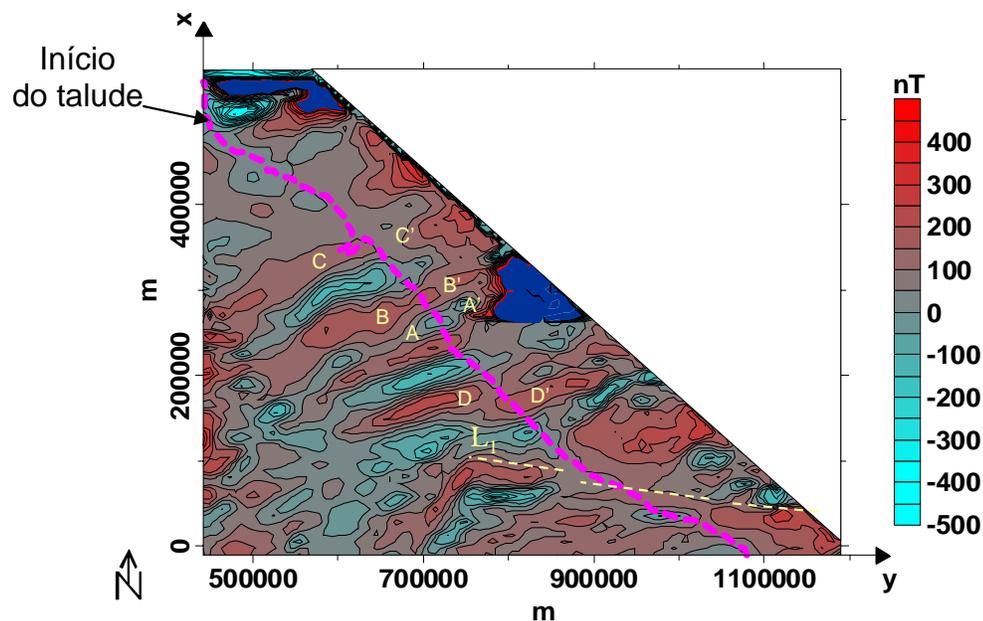


Figura 2.29: Área 1 – Bacia da Foz do Amazonas. Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela à superfície batimétrica mostrada na Figura 2.27 usando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet. As regiões em azul marinho referem-se a anomalias magnéticas inferiores a  $-500$  nT e superiores a  $500$  nT.

(ii) Área 2 – Bacia do Jequitinhonha. As Figuras 2.30 e 2.31 mostram, respectivamente, a anomalia de campo total e a batimetria. Estes dados foram interpolados em uma malha regular de  $76 \times 51$  pontos nas direções  $x$  e  $y$  com espaçamentos  $dx = dy = 4\,000$  m. Observamos na Figura 2.30 a presença de feições lineares ( $L_1$  e  $L_2$ ) de direção  $40^\circ$ NE. O lineamento  $L_1$  é ligeiramente atenuado na região a leste da linha magenta, ao passo que o lineamento  $L_2$  é substancialmente atenuado na região do talude.

As Figuras 2.32 e 2.33 mostram as anomalias de campo total continuadas ao nível batimétrico usando, respectivamente, as implementações da camada equivalente e da condição de fronteira de Dirichlet. Em ambas as implementações empregamos quatro janelas úteis de processamento, estendidas nas direções norte-sul e leste-oeste de  $\Delta x = \Delta y = 20\,000$  m. Estes intervalos são os menores valores que não causam efeito de borda entre janelas adjacentes (definidas na Figura 2.5 por linhas vermelhas, pretas e marrons). Adicionalmente, empregamos nos processamentos os valores  $\mu = 50$  (equação 2.6) e  $z_o = 7\,000$  m (equações 2.2 a 2.5), para a implementação da camada equivalente e  $\mu = 10^{-8}$  (equação 2.17) e  $z_o = 7\,000$  m (equação 2.16), para a implementação da condição de fronteira de Dirichlet. As Figuras 2.32 e 2.33 evidenciam o realce da continuidade das feições lineares  $L_1$  e  $L_2$ , indicando a extensão de crosta continental pelo menos até a extremidade destes lineamentos (pontos A e B nas Figuras 2.32 e 2.33). Observamos ainda nas Figuras 2.32 e 2.33 o realce de regiões apresentando texturas semelhantes ( $R_1$  e  $R_2$ ), possivelmente relacionadas a províncias magnéticas pertencentes exclusivamente à crosta continental.

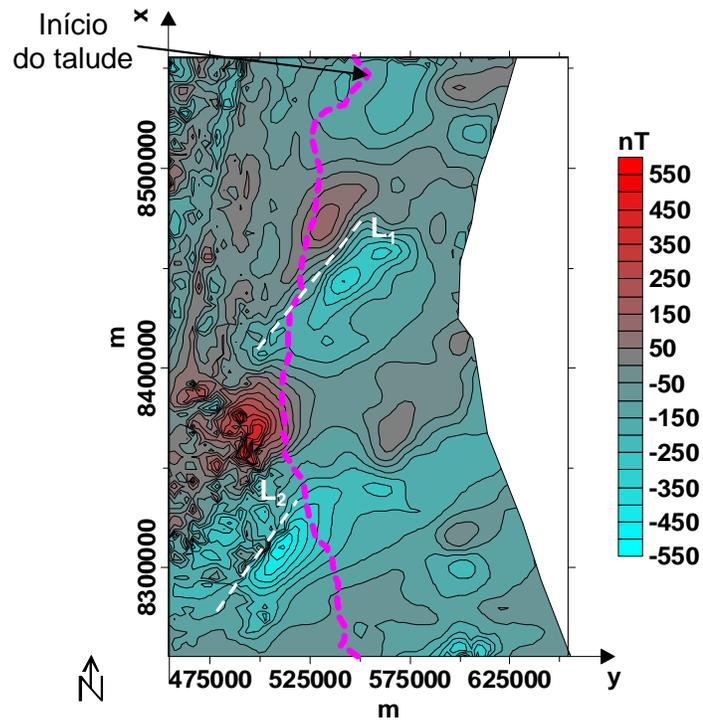


Figura 2.30: Área 2 – Baía do Jequitinhonha. Anomalia magnética de campo total. A linha tracejada magenta representa o início do talude, em que a profundidade começa a aumentar abruptamente.

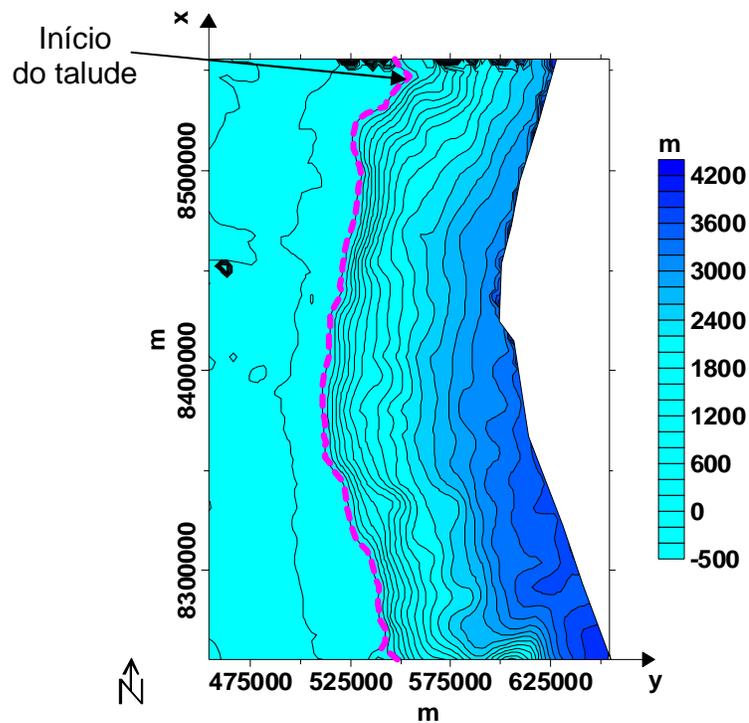


Figura 2.31: Área 2 – Baía do Jequitinhonha. Batimetria associada aos dados da Figura 2.30. A linha tracejada magenta representa o início do talude, em que a profundidade começa a aumentar abruptamente.

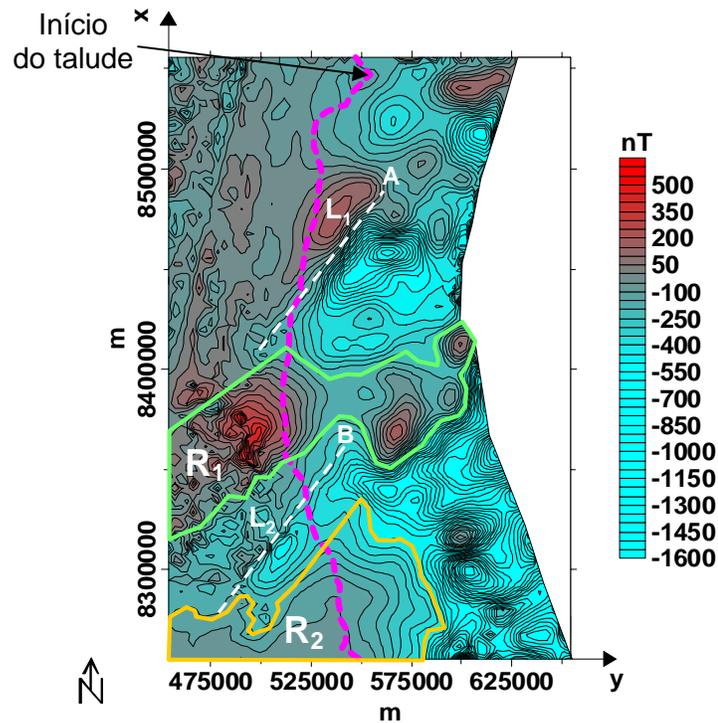


Figura 2.32: Área 2 – Bacia do Jequitinhonha. Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela à superfície batimétrica mostrada na Figura 2.31, usando a implementação da camada equivalente.

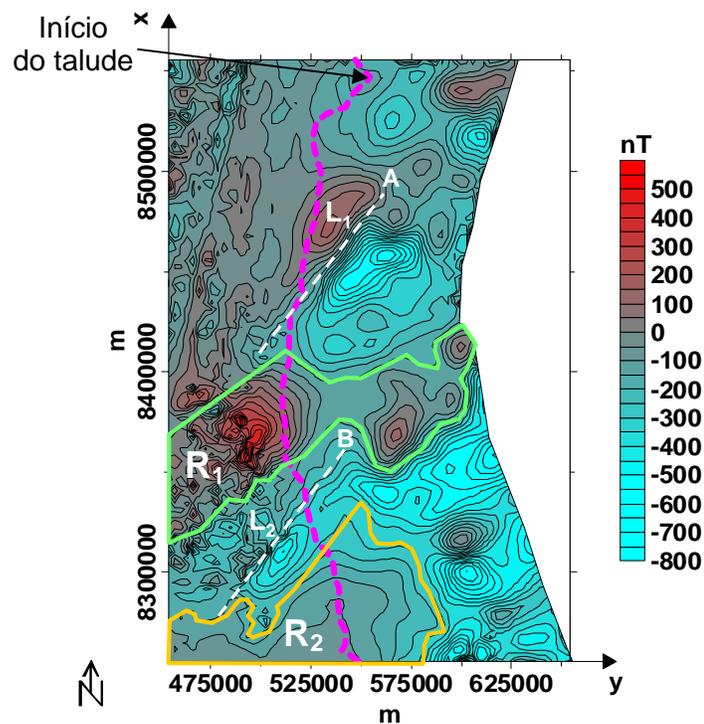


Figura 2.33: Área 2 – Bacia do Jequitinhonha. Anomalia magnética continuada para uma superfície próxima e paralela à superfície batimétrica mostrada na Figura 2.31 usando a implementação da condição de fronteira de Dirichlet.

## 2.4 CONCLUSÕES

Neste capítulo foram desenvolvidas duas implementações de um método para delinear o limite da interface crosta continental-crosta oceânica no plano horizontal. O método fundamenta-se na teoria da continuação analítica da anomalia magnética para uma superfície arbitrária. Os dados aeromagnéticos sobre a plataforma continental, talude e elevação continental são continuados para uma superfície próxima ao relevo do embasamento compensando, desse modo, nesta região a perda de amplitude no sinal, causado pelo aumento da distância entre fonte e sensor. Se informações sobre a profundidade do embasamento não estiverem disponíveis, a continuação para baixo é feita para a superfície batimétrica. Como a operação de continuação para baixo é instável, estabilizamos a solução através do regularizador de primeira ordem de Tikhonov (vínculo de suavidade global).

Para o processamento das anomalias magnéticas usando as implementações desenvolvidas, é necessária a resolução de sistemas lineares de grande porte. O tempo computacional para a resolução destes sistemas foi substancialmente reduzido através do processamento por janelas, especialmente desenvolvido para este fim. Além disso, os sistemas lineares foram resolvidos através do método do gradiente conjugado, o que leva a uma redução adicional de tempo de processamento em relação aos métodos da eliminação Gaussiana e da decomposição de Choleski.

Testes em dados sintéticos mostraram que as duas implementações são virtualmente equivalentes e potencialmente úteis no realce da continuidade de lineamentos e/ou províncias magnéticas circunscritos à crosta continental, permitindo uma estimativa conservativa do limite crosta continental-crosta oceânica no plano horizontal. A implementação da condição de fronteira de Dirichlet é ligeiramente superior à implementação da camada equivalente no que diz respeito à simplicidade da formulação e significado físico.

A metodologia, em suas duas implementações, foi aplicada a dados aeromagnéticos das bacias da Foz do Amazonas e do Jequitinhonha. Nos processamentos dos dados de ambas as áreas, a metodologia apontou continuidades de lineamentos e possíveis províncias geológicas, produzindo uma estimativa (conservativa) do limite da crosta continental.

A metodologia apresentada neste capítulo poderá auxiliar a indústria petrolífera na seleção de potenciais alvos exploratórios, reduzindo seu risco e resultando, conseqüentemente, em benefício econômico para a indústria de prospecção de hidrocarbonetos. Como produto tecnológico, um software foi desenvolvido incorporando as metodologias descritas neste capítulo. O método pode ser estendido para ambientes de bacia sedimentar desenvolvida sobre partes de zonas de cinturão de cisalhamento, onde anomalias devidas a feições magnéticas lineares são comuns. A aplicação do método nestes ambientes permitiria determinar a extensão da zona de cisalhamento abaixo da bacia, o que contribuiria para o entendimento dos processos tectônicos associados à implantação da bacia. O método pode ser adaptado para nivelamento de linhas de vôo e, no caso de levantamentos aeromagnéticos, em que vôos próximos à topografia são operacionalmente difíceis, para obter analiticamente os valores da anomalia magnética em uma superfície paralela e próxima à topografia.

### **3 DELINEAMENTO SIMULTÂNEO DO RELEVO DO EMBASAMENTO E DE ESTRUTURAS SALINAS EM PACOTES SEDIMENTARES COM DENSIDADE VARIANDO COM A PROFUNDIDADE ATRAVÉS DA GRAVIMETRIA**

#### **3.1 INTRODUÇÃO**

O ambiente geológico de uma bacia sedimentar contendo estruturas salinas pode estar associado a prováveis acumulações de petróleo, tornando este ambiente promissor para a indústria de exploração de hidrocarbonetos. A presença de domos de sal em uma bacia sedimentar está relacionada ao movimento e à dissolução de depósitos salinos, sendo as propriedades físicas do sal responsáveis pela formação de ambiente favorável à acumulação de petróleo no pacote sedimentar. Entre as propriedades físicas de interesse do sal estão a alta mobilidade, o elevado calor específico e a condutividade térmica três vezes maior que a dos sedimentos vizinhos. A presença de grandes volumes de sal pode criar condições térmicas para a geração de petróleo em profundidades maiores que 3 km. O sal não apresenta porosidade notável e por isso não sofre variações de densidade sob efeito da pressão do pacote sedimentar subjacente. A densidade do sal pode ser considerada constante e igual a um valor dependente apenas da sua composição ( $2,15 \text{ g/cm}^3$  para a halita e  $2,85 \text{ g/cm}^3$  para a anidrita, por exemplo).

O mecanismo mais comum de deformação dos domos de sal está relacionado ao fluxo provocado pelo efeito da sobrecarga sedimentar e manifestado por deslizamento e espalhamento gravitacional. As camadas que são depositadas ao longo do tempo provocam o fluxo do sal, fazendo-o comportar-se como um fluido, criando estruturas em forma de domo nas camadas subjacentes. Durante a evolução de margens passivas, o sal pode fluir como resposta à distensão na cobertura, produzindo falhas e estruturas em forma de domos e almofadas nas camadas sedimentares adjacentes e subjacentes. Alternativamente, os fenômenos halocinéticos (cinemática do sal) podem induzir os processos de deformação das rochas, causando dobras e

falhas abaixo das almofadas e dos “overhangs” de domos de sal. A configuração geológica que surge em decorrência dos processos de formação do domo de sal é propícia à formação de trapas para o acúmulo de petróleo e gás em regiões adjacentes, sobrejacentes e subjacentes às estruturas salinas. Este ambiente é, no entanto, bastante complexo para uma interpretação geofísica convencional, especialmente se o interesse residir na prospecção de hidrocarbonetos em camadas subjacentes à estrutura salina.

Pesquisas recentes mostram que, atualmente, a localização de estruturas sedimentares abaixo de domos e almofadas salinas depende grandemente do imageamento sísmico (MARTINI; BEAN, 2002; RATCLIFF; WEBER, 1997; SERCOMBE et al., 1997). No entanto, o imageamento sísmico das regiões abaixo das estruturas salinas necessita de um modelo de velocidade condizente com as características geológicas das diferentes unidades. Os métodos para estimar as velocidades e as geometrias, necessárias à migração dos dados sísmicos são baseados em critérios desenvolvidos no âmbito do próprio método sísmico, de modo que tais estimativas podem estar sujeitas a ambigüidades. Por outro lado, os geofísicos vêm apresentando, recentemente, grande interesse em combinar a magnetometria e, particularmente, a gravimetria com a sísmica para produzir uma interpretação mais confiável, no sentido de reduzir a ambigüidade (BAIN; MILLEGAN, 1999; BIEGERT; MILLEGAN, 1998). O método gravimétrico pode fornecer estimativas do relevo do embasamento e da geometria e espessura de estruturas salinas, subsidiando assim o processamento sísmico na produção de melhores imageamentos sísmicos abaixo dos domos salinos.

O ambiente geológico de uma bacia sedimentar contendo domos de sal apresenta duas dificuldades principais para a interpretação gravimétrica. A primeira é o fato de existirem fontes anômalas em pelo menos dois níveis de profundidade: uma fonte anômala originada pelo contraste lateral de densidade entre o embasamento e o pacote sedimentar (fonte regional) e a outra devida ao contraste lateral entre o sal e os sedimentos (fonte residual). A segunda dificuldade consiste no fato da densidade dos sedimentos aumentar com a profundidade devido à compactação, enquanto o sal permanece com a densidade virtualmente constante, complicando ainda mais a modelagem desse tipo de ambiente.

A primeira dificuldade pode ser contornada através da separação prévia do efeito de cada fonte, seguida da interpretação gravimétrica individual de cada anomalia. Essa técnica é

conhecida como separação regional-residual (BELTRÃO; SILVA; COSTA, 1991; HEARST; MORRIS, 2001; MALLICK; SHARMA, 1999). Esta separação, no entanto, não pode ser empregada no caso em que as profundidades do relevo do embasamento e das estruturas salinas forem da mesma ordem de grandeza. Silva Dias, Barbosa e Silva (2007) apresentaram um método de inversão do relevo do embasamento sedimentar na presença de fontes residuais (e.g., estruturas salinas), que não é sujeito a esta restrição. Esse método, no entanto, não estima a geometria das fontes residuais.

A segunda dificuldade tem sido atacada incorporando-se a variação de densidade dos sedimentos com a profundidade via procedimentos analíticos aplicados a ambientes contendo apenas anomalias devidas ao relevo do embasamento (RAO; CHAKRAVARTHI; RAJU, 1993; VISWESWARA RAO; CHAKRAVARTHI; RAJU, 1994) ou procedimentos algorítmicos aplicados apenas à estrutura salina (NAGIHARA; HALL, 2001).

Neste capítulo apresentamos um método estável de interpretação gravimétrica para um ambiente de bacia sedimentar complexa consistindo de um embasamento com relevo suave ou abrupto, sedimentos com densidade aumentando com a profundidade e estruturas salinas com formas irregulares. O modelo interpretativo para o pacote sedimentar consiste de um conjunto de prismas bidimensionais verticais justapostos, cujas espessuras verticais são os parâmetros a serem determinados. Para as estruturas salinas, o modelo interpretativo é composto de prismas horizontais 2D cujas seções verticais são polígonos, cujos vértices são expressos em coordenadas polares e cujos raios são os parâmetros a serem estimados. A variação da densidade com a profundidade é incorporada analiticamente no modelo interpretativo do pacote sedimentar. As geometrias das fontes regionais (relevo do embasamento) e residuais (estruturas salinas) são estimadas simultaneamente, estabilizando-se a estimativa da fonte regional pelo vínculo da suavidade ponderada (BARBOSA; SILVA; MEDEIROS, 1999), e as estimativas das fontes residuais pelos vínculos da suavidade, “ridge” e concentração de massa ao longo de eixos (SILVA; BARBOSA, 2004). Semelhantemente ao método de Silva Dias, Barbosa e Silva (2007), o método apresentado neste capítulo contorna o problema da impossibilidade da separação regional-residual quando as anomalias produzidas pela interface estimada e as fontes interferentes apresentam larga sobreposição de conteúdo espectral. No entanto, diferentemente do método de Silva Dias, Barbosa e Silva (2007) o presente método estima simultaneamente o relevo do embasamento e a geometria das fontes residuais.

O método foi aplicado a dados gravimétricos sintéticos contaminados com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 0,1 mGal, produzidos por fontes oriundas de três bacias sedimentares 2D simuladas, cujos pacotes sedimentares apresentam densidades variando com a profundidade segundo uma lei hiperbólica (LITINSKY, 1989). Os resultados mostraram a potencialidade do método para delinear simultaneamente as geometrias das intrusões salinas e do relevo do embasamento, tanto descontínuo, como suave.

O método foi também aplicado em dados reais de dois perfis gravimétricos localizados ao largo das bacias de Campos, no Estado do Rio de Janeiro e do Jequitinhonha, no estado da Bahia. A interpretação dos dois perfis mostrou a presença de falhas escalonadas, de grabens e de possíveis almofadas de sal.

## 3.2 METODOLOGIA

Nesta seção apresentamos os fundamentos teóricos do método desenvolvido. Ela está dividida em: *ambiente geológico*, *modelo interpretativo* e *determinação do relevo do embasamento e das estruturas salinas*.

### 3.2.1 Ambiente geológico

Seja  $\mathbf{g}^o$  o vetor  $N$ -dimensional contendo os valores da anomalia gravimétrica observada ao longo da direção  $x$  sobre uma seção arbitrária no plano  $x$ - $z$  de uma bacia sedimentar aproximadamente 2D, alongada na direção do eixo  $y$  de um sistema destro de coordenadas contendo fontes gravimétricas intra-sedimentares (Figura 3.1). Na Figura 3.1b, a superfície contínua  $S$  representa o relevo do embasamento da bacia sedimentar cuja derivada em relação a  $x$  pode ser descontínua.

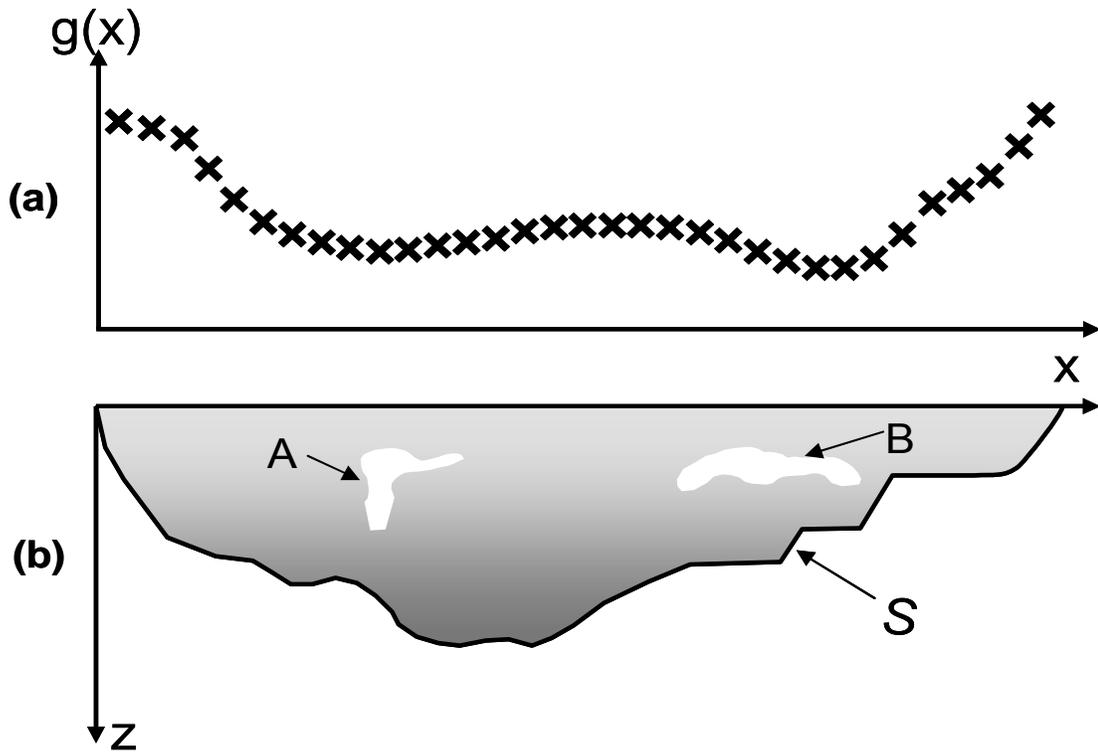


Figura 3.1: (a) Anomalia gravimétrica  $g(x)$ . (b) Representação esquemática de uma bacia sedimentar apresentando pacote sedimentar com densidade variando com a profundidade, estruturas salinas (A e B) e embasamento (região abaixo da linha S) com densidades constantes.

O problema gravimétrico consiste em delinear, simultaneamente, a interface de separação entre os sedimentos e o embasamento (superfície  $S$ ) bem como as geometrias das estruturas salinas A e B. Para tanto, presumimos um ambiente geológico que satisfaça as seguintes premissas:

- i) As estruturas salinas dentro do pacote sedimentar (regiões A e B na Figura 3.1b) possuem densidade constante e conhecida,  $\rho_s$ .
- ii) O embasamento é homogêneo com densidade constante e conhecida,  $\rho_e$ .
- iii) O contraste de densidade  $\Delta\rho(z) = \rho(z) - \rho_e$  entre o pacote sedimentar e o embasamento é conhecido, e diminui com a profundidade segundo uma lei hiperbólica (LITINSKY, 1989),

$$\Delta\rho(z) = \frac{\Delta\rho_o \beta^2}{(\beta + z)^2}, \quad (3.1)$$

em que  $\Delta\rho_o$  é o contraste de densidade na superfície e  $\beta$  é um fator de variação do contraste de densidade com a profundidade, expresso em unidade de comprimento.

### 3.2.2 Modelo interpretativo

Aproximamos o ambiente geológico representado na Figura 3.1b por um modelo interpretativo que será descrito nas próximas subseções. No desenvolvimento que se segue, tomamos a densidade do embasamento como a densidade de referência para a definição dos diversos contrastes de densidade.

#### 3.2.2.1 Modelo interpretativo do relevo do embasamento

Seja um conjunto de  $N$  observações da anomalia gravimétrica (Figura 3.2a) devida ao relevo do embasamento (Figura 3.2b), cujo modelo interpretativo consiste de um conjunto de  $M$  prismas verticais justapostos (Figura 3.3), que, em princípio, podem aproximar um relevo arbitrário.

Presumimos, sem perda de generalidade, que:

- i) Os dados gravimétricos (Figura 3.2a) foram obtidos ao longo de um perfil paralelo à direção  $x$  com espaçamento  $dx$ .
- ii) A coordenada do centro do  $k$ -ésimo prisma (Figura 3.3) é dada por  $x_k = x_0 + (k - 0.5)dx_p$ , em que  $x_0$  é a origem do sistema de coordenadas do modelo interpretativo da bacia sedimentar e  $dx_p$  é o espaçamento constante entre os centros dos prismas.
- iii) O topo de cada prisma está localizado na superfície.
- iv) As espessuras de cada prisma são os parâmetros a serem determinados.

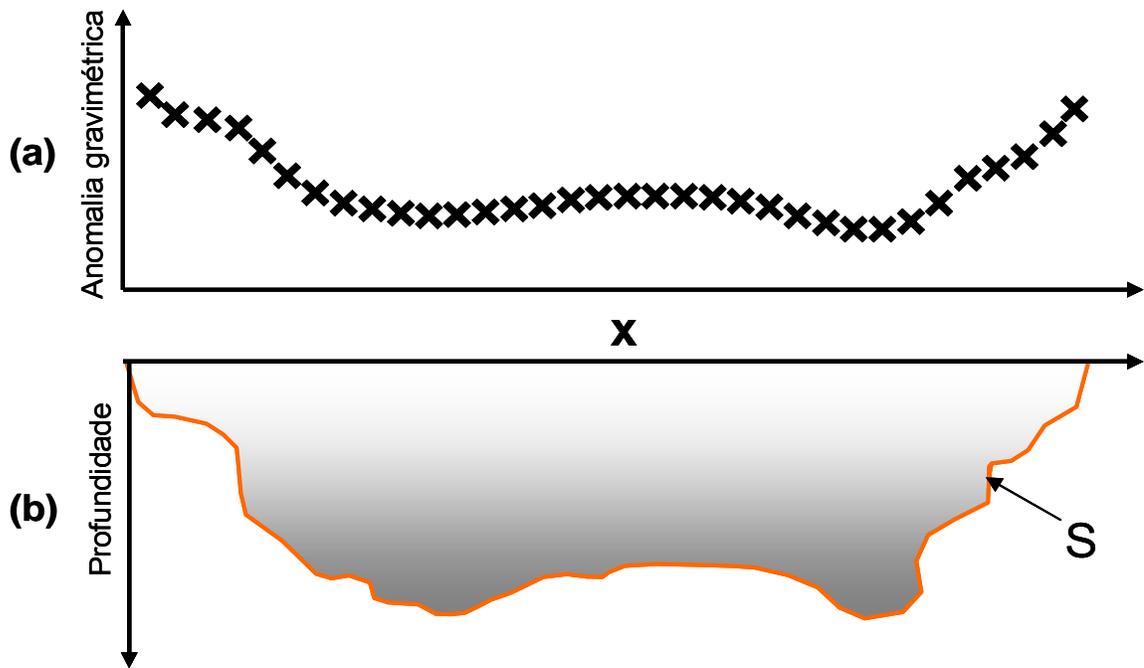


Figura 3.2: (a) Anomalia gravimétrica. (b) Representação esquemática de uma bacia sedimentar apresentando pacote sedimentar com densidade variando com a profundidade e embasamento (região abaixo da linha S) com densidade constante.

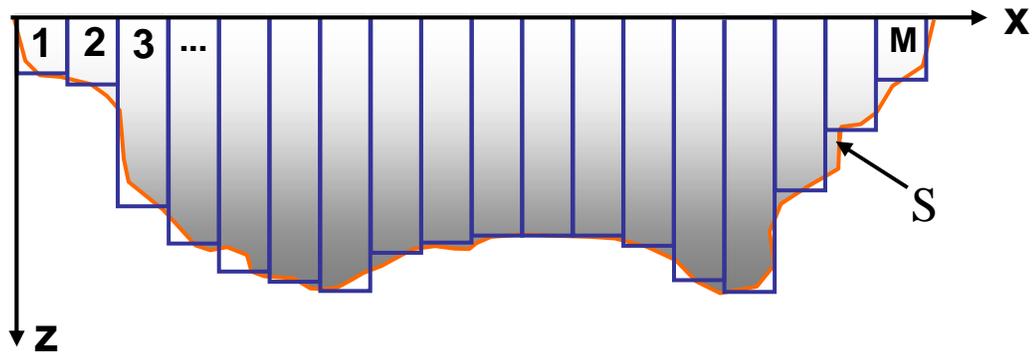


Figura 3.3: Modelo interpretativo do relevo do embasamento consistindo de um conjunto de  $M$  prismas verticais justapostos.

Seja  $\mathbf{p}$  o vetor  $M$ -dimensional cujo elemento  $p_j$  é a espessura do  $j$ -ésimo prisma a ser determinada e  $\mathbf{g}$  o vetor  $N$ -dimensional cujo elemento  $g_i$  é a anomalia gravimétrica produzida

pelos  $M$  prismas no  $i$ -ésimo ponto de observação. Os elementos  $p_j$  e  $g_i$  estão relacionados através da função não linear

$$g_i \equiv g(x_i, \mathbf{p}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)}) = \sum_{j=1}^M F(x_i, p_j, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)}) \quad i = 1, 2, \dots, N, \quad (3.2)$$

em que  $F(x_i, p_j, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)})$  é uma função não linear que fornece a anomalia produzida em  $x_i$  por um prisma com espessura  $p_j$  e contraste de densidade decrescendo com a profundidade de acordo com a lei hiperbólica da expressão 3.1, cujos parâmetros são dados pelo vetor  $\Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)}$ , definido como  $[\Delta\rho_o \quad \beta]^T$ . A função  $F(x_i, p_j, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)})$  é dada em Visweswara Rao, Chakravarthi e Raju (1994).

### 3.2.2.2 Modelo interpretativo das estruturas salinas

Considere uma anomalia gravimétrica (Figura 3.4a) definida por um conjunto de  $N$  observações devidas à presença de  $M_s$  estruturas salinas (Figura 3.4b). Presumimos que o modelo interpretativo de cada estrutura salina  $Q_j$ ,  $j = 1, 2, \dots, M_s$ , consiste de um polígono simples  $P_j$  de  $L_j$  lados. Ao invés de descrever  $P_j$  pelas coordenadas cartesianas  $(x_k^{(j)}, z_k^{(j)})$  de seus vértices, usamos coordenadas polares  $(r_k^{(j)}, \theta_k^{(j)})$ , referidas a uma origem arbitrária  $O^{(j)}$ , definida pelo ponto  $(x_o^{(j)}, z_o^{(j)}) \in Q_j$ , sendo a direção positiva do eixo  $x$  a referência para as medidas do ângulo  $\theta$ , consideradas positivas no sentido horário (Figura 3.5). O número  $L_j$  de lados do  $j$ -ésimo polígono é estabelecido pelo intérprete e depende do grau de complexidade presumido para a fonte  $Q_j$ . Uma vez estabelecido o valor de  $L_j$ , os ângulos  $\theta_k^{(j)}$  do  $j$ -ésimo polígono  $P_j$  serão dados por:

$$\theta_k^j = \frac{2\pi(k-1)}{L_j}, \quad k = 1, 2, \dots, L_j. \quad (3.3)$$

Seja  $\mathbf{f}(\mathbf{x}, \mathbf{r}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(2)})$  o vetor  $N$ -dimensional contendo os valores da anomalia gravimétrica produzida nos pontos de observação (definidos pelo vetor  $N$ -dimensional,  $\mathbf{x}$ ), por todas as  $M_s$  fontes com seções poligonais que aproximam as estruturas salinas. Este vetor é dado por

$$\mathbf{f}(\mathbf{x}, \mathbf{r}, \Delta \boldsymbol{\rho}^{(2)}) = \sum_{j=1}^{M_s} \mathbf{f}(\mathbf{x}, \mathbf{r}^{(j)}, \Delta \rho_j^{(2)}), \quad (3.4)$$

em que  $\mathbf{f}(\mathbf{x}, \mathbf{r}^{(j)}, \Delta \rho_j^{(2)})$  é a anomalia devida à  $j$ -ésima fonte com seção poligonal, definida de modo único pelo vetor  $L_j$ -dimensional,  $\mathbf{r}^{(j)}$ , contendo as coordenadas  $r_k^{(j)}$  do  $j$ -ésimo polígono (as coordenadas  $\theta_k^{(j)}$  são definidas automaticamente pela expressão 3.3, uma vez estabelecido o valor de  $L_j$ ) e pelo  $j$ -ésimo elemento,  $\Delta \rho_j^{(2)}$ , do vetor  $M_s$ -dimensional,  $\Delta \boldsymbol{\rho}^{(2)}$ , representando o contraste de densidade entre a estrutura definida pelo  $j$ -ésimo polígono e o embasamento. Finalmente,

$$\mathbf{r} = \left[ \mathbf{r}^{(1)T}, \mathbf{r}^{(2)T}, \mathbf{r}^{(3)T}, \dots, \mathbf{r}^{(M_s)T} \right]^T, \quad (3.5)$$

é o vetor contendo os parâmetros (coordenadas radiais) que definem todas as  $M_s$  seções poligonais. Os elementos do vetor  $N$ -dimensional,  $\mathbf{f}(\mathbf{x}, \mathbf{r}^{(j)}, \Delta \rho_j^{(2)})$ , são calculados via método de Talwani (TALWANI; WORZEL; LANDISMAN, 1959).

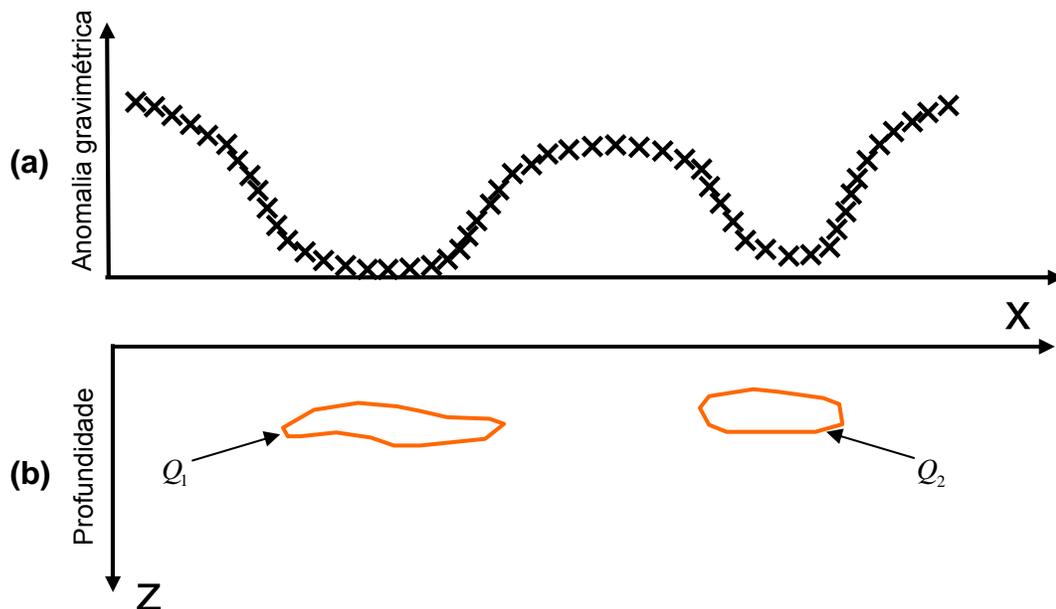


Figura 3.4: (a) Anomalia gravimétrica. (b) Representação esquemática de estruturas salinas ( $Q_1$  e  $Q_2$ ).

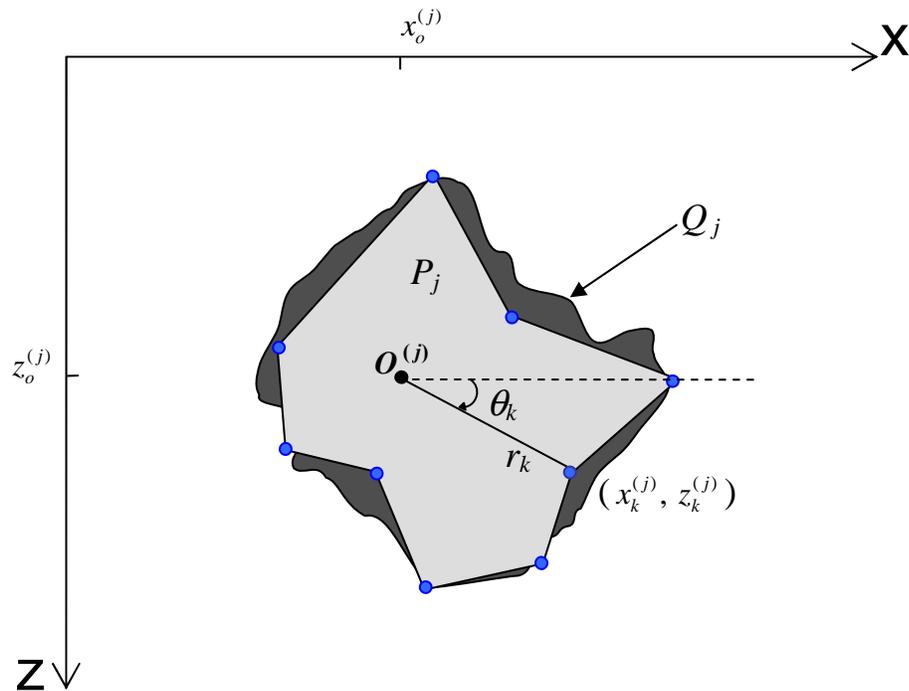


Figura 3.5: Fonte anômala  $Q_j$  e modelo interpretativo consistindo de um polígono  $P_j$  em que o  $k$ -ésimo vértice é definido pelas coordenadas polares  $r_k$  e  $\theta_k$ . A origem arbitrária das coordenadas,  $O^{(j)}$  (pertencente a  $Q_j$ ), é definida pelo par de coordenadas cartesianas  $x_o^{(j)}$  e  $z_o^{(j)}$ .

### 3.2.2.3 Modelo interpretativo completo

A combinação dos modelos interpretativos descritos nas subseções 3.2.2.1 e 3.2.2.2 permite obter a anomalia gravimétrica sintética produzida pelo modelo interpretativo completo que aproxima o ambiente geológico representado na Figura 3.1b. O  $i$ -ésimo elemento do vetor  $N$ -dimensional,  $\mathbf{h}$ , representando a observação sintética em  $x = x_i$ , produzida pelo modelo interpretativo completo é dado por,

$$h_i \equiv h(x_i, \mathbf{q}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(2)}) = g(x_i, \mathbf{p}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)}) + f(x_i, \mathbf{r}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(2)}) - f(x_i, \mathbf{r}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)}), \quad i = 1, 2, \dots, N, \quad (3.6)$$

em que  $\mathbf{q} = [\mathbf{p}^T \ \mathbf{r}^T]^T$  é o vetor contendo todos os parâmetros a serem estimados (espessuras dos prismas e os raios dos polígonos definidos, respectivamente, nas subseções 3.2.2.1 e 3.2.2.2);  $g(x_i, \mathbf{p}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)})$  é o  $i$ -ésimo elemento,  $g_i$ , de  $\mathbf{g}$ , dado na expressão 3.2;  $f(x_i, \mathbf{r}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(2)})$  é o  $i$ -ésimo

elemento do vetor  $\mathbf{f}(\mathbf{x}, \mathbf{r}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(2)})$  dado pela equação 3.4, representando a anomalia gravimétrica em  $x = x_i$ , produzida pelas estruturas salinas com contrastes de densidade dados pelos elementos do vetor  $\Delta\boldsymbol{\rho}^{(2)}$  e  $f(x_i, \mathbf{r}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)})$  é a anomalia gravimétrica em  $x = x_i$ , produzida por fontes com a mesma geometria das estruturas salinas com contraste de densidade variável com a profundidade, de acordo com a lei hiperbólica dada na expressão 3.1. O termo  $f(x_i, \mathbf{r}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)})$  na expressão 3.6 é necessário porque o termo  $g(x_i, \mathbf{p}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)})$  inclui, no cálculo da anomalia, a contribuição de corpos com as geometrias das feições salinas com contraste de densidade variável dado por  $\Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)}$ , e que precisa ser removida para que o efeito da estrutura salina não seja computado duas vezes. Os elementos do vetor  $f(x_i, \mathbf{r}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(2)})$  são calculados via método de Talwani (TALWANI; WORZEL; LANDISMAN, 1959) enquanto os elementos de  $g(x_i, \mathbf{p}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)})$  e  $f(x_i, \mathbf{r}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)})$  são calculados pela expressão de Visweswara Rao, Chakravarthi e Raju (1994).

### 3.2.3 Determinação do relevo do embasamento e da geometria das estruturas salinas

O vetor de parâmetros  $\mathbf{q}$  define de modo único o modelo interpretativo associado ao relevo do embasamento e à geometria das estruturas salinas e é estimado de modo a minimizar a norma da diferença entre os vetores contendo a anomalia gravimétrica observada  $\mathbf{g}^o(\mathbf{x})$  e a anomalia gravimétrica ajustada  $\mathbf{h}(\mathbf{x}, \mathbf{q}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(2)})$ , cujos elementos são dados pela equação 3.6. Para tanto, presumimos conhecidos os vetores  $\Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)}$  e  $\Delta\boldsymbol{\rho}^{(2)}$ , que definem os contrastes de densidade, e os pontos  $O^{(j)}$ ,  $j = 1, \dots, M_s$  (Figura 3.5) presumivelmente pertencentes ao interior de cada estrutura salina. Como este problema não tem solução única nem estável, é preciso torná-la única e estável através da introdução de informação geológica a priori sobre as geometrias do embasamento e das estruturas salinas. Usaremos para tanto o método da regularização de Tikhonov (TIKHONOV; ARSENIN, 1977) em que informação a priori adicional sobre os parâmetros  $\mathbf{p}$  e  $\mathbf{r}$  será introduzida através da especificação de funcionais estabilizadores

especialmente desenhados para incorporar as classes de informação geológica a priori F1 a F3, descritas abaixo.

F1 - *Suavidade global*: Esta informação a priori estabelece que as estimativas dos parâmetros  $p_i$  e  $p_{i+1}$ , espacialmente contíguos, devem estar próximas entre si, introduzindo, assim, um grau de suavidade no relevo do embasamento a ser estimado. Esta informação é incorporada através do funcional:

$$\Phi_1(\mathbf{p}) = \sum_{i=1}^{M-1} (p_{i+1} - p_i)^2. \quad (3.7)$$

De maneira análoga, o funcional estabilizante da suavidade global é também incorporado às estimativas dos parâmetros  $\mathbf{r}^{(j)}$ , que definem a  $j$ -ésima estrutura salina, introduzindo, assim, o conhecimento a priori que sua forma tenha contornos suaves (SILVA; BARBOSA, 2004):

$$\Phi_2(\mathbf{r}) = \sum_{j=1}^{M_s} \left[ (r_{L_j}^{(j)} - r_1^{(j)})^2 + \sum_{k=1}^{L_j-1} (r_{k+1}^{(j)} - r_k^{(j)})^2 \right], \quad (3.8)$$

em que  $M_s$  é o número de estruturas salinas,  $r_k^{(j)}$  é o  $k$ -ésimo elemento do vetor  $\mathbf{r}^{(j)}$  que define a seção poligonal da  $j$ -ésima estrutura e  $L_j$  é o número de lados definido na subseção (3.2.2.2) para o modelo interpretativo da  $j$ -ésima estrutura salina.

F2 - *Suavidade ponderada*: Esta informação a priori, quando aplicada aos parâmetros  $\mathbf{p}$  que definem o relevo do embasamento, estabelece que ele é suave por partes, podendo apresentar discontinuidades locais. Esta informação deve ser empregada no caso de embasamentos cortados por falhas de gravidade, como no caso de bacias marginais, onde esforços tectônicos podem originar, no embasamento, sistemas de falhas escalonadas de grande rejeito. Esta informação é incorporada através de um funcional introduzido por Barbosa, Silva e Medeiros (1999) como a combinação de  $\Phi_3(\mathbf{p})$  e de  $\Phi_4(\mathbf{p})$  associada ao vínculo F4 (apresentado adiante), em que

$\Phi_3(\mathbf{p}) = \sum_{i=1}^{M-1} v_{ii}^2 (p_{(i+1)} - p_i)^2$  e  $\Phi_4(\mathbf{p}) = \sum_{i=1}^M (p_i - p_{\max})^2$ , sendo  $v_{ii}$  o  $i$ -ésimo elemento de uma matriz diagonal de pesos,  $\mathbf{V}$ , e  $p_{\max}$  a profundidade máxima do relevo do embasamento, conhecida a priori. O  $i$ -ésimo elemento  $v_{ii}$  da matriz  $M-1 \times M-1$  de pesos,  $\mathbf{V}$ , atribui menores pesos aos pares de estimativas  $\hat{p}_{j+1}$  e  $\hat{p}_j$  associadas a regiões de discontinuidades abruptas do

relevo do embasamento. O elemento  $v_{ii}$  de  $\mathbf{V}$  é definido como uma função monotônica decrescente da diferença das estimativas  $\hat{p}_{j+1}$  e  $\hat{p}_j$ , sendo  $\mathbf{V}$ , portanto, calculada iterativamente e inicializada como a matriz identidade, o que implica  $\Phi_3(\mathbf{p}) = \Phi_1(\mathbf{p})$ , ou seja, a aproximação inicial é a solução da suavidade global.

F3 - *Concentração de propriedade física anômala ao longo de direções preferenciais:* Esta informação a priori, quando aplicada aos parâmetros  $\mathbf{r}^{(j)}$ , estabelece que as estruturas salinas apresentam forma alongada segundo uma ou mais direções estabelecidas pelo intérprete. Esta informação é incorporada através de um funcional que força as estimativas de alguns elementos de  $\mathbf{r}^{(j)}$  a estarem o mais próximo possível de um parâmetro  $a_o^{(j)}$  ( pré-estabelecido para cada conjunto  $\mathbf{r}^{(j)}$ ), através da minimização do funcional (SILVA; BARBOSA, 2004)

$$\Phi_5(\mathbf{r}) = \sum_{j=1}^{M_s} \left[ \sum_{k=1}^{L_j} (r_k^{(j)} - a_o^{(j)})^2 w_k^{(j)} \right], \quad (3.9)$$

sendo  $w_k^{(j)}$  pesos positivos associados às direções ao longo das quais a  $j$ -ésima fonte é presumida se alongar (V. apêndice A). Pesos baixos associados a uma direção espacial permite que as estimativas dos raios se afastem bastante de  $a_o^{(j)}$ , produzindo assim soluções representando estruturas alongadas na direção escolhida.

Além destas informações a priori, introduzidas através de funcionais estabilizadores via regularização de Tikhonov, o vínculo abaixo é introduzido através de transformações homeomórficas (BARBOSA; SILVA; MEDEIROS, 1999).

F4 - *Desigualdade:* Esta informação a priori evita que as estimativas dos parâmetros  $\mathbf{p}$  e  $\mathbf{r}$  assumam valores fisicamente impossíveis. No caso de diápiros salinos esta informação evitará estimativas negativas dos raios e das coordenadas  $z$  dos vértices dos polígonos do modelo interpretativo. Já para o relevo do embasamento evitará não só estimativas negativas (ou muito pequenas) das espessuras dos prismas ( $< p_{\min}$ ) como também estimativas maiores que a profundidade máxima do relevo do embasamento, conhecida ou presumida a priori ( $p_{\max}$ ).

A formulação matricial dos funcionais F1 a F3 é apresentada no Apêndice A e detalhes sobre o vínculo de desigualdade, F4, são descritos no Apêndice B.

O funcional estabilizador total  $\Phi(\mathbf{q})$  é formado pela combinação dos funcionais estabilizadores  $\Phi_2, \Phi_3, \Phi_4$  e  $\Phi_5$ . A estimativa estável do vetor  $\mathbf{q}$ , contendo todos os parâmetros, é obtida, portanto, pela minimização dos funcionais  $\Phi_2, \Phi_3, \Phi_4$  e  $\Phi_5$  (o funcional  $\Phi_1$  é um caso particular do funcional  $\Phi_3$ ),

sujeito a

$$\delta = \|\mathbf{g}^o - \mathbf{h}(\mathbf{q})\|, \quad (3.10)$$

e ao vínculo de desigualdade, sendo o escalar  $\delta$  uma estimativa do erro médio quadrático das realizações da variável aleatória que contamina as observações e  $\mathbf{h}(\mathbf{q})$  é o vetor cujo  $i$ -ésimo elemento  $h_i$  é a anomalia teórica dada pela equação 3.6.

A solução deste problema é obtida via função-pênalti, em que a função a ser minimizada incondicionalmente é dada por:

$$\begin{aligned} \tau(\mathbf{q}) = & \|\mathbf{g}^o - \mathbf{h}(\mathbf{q})\| + \mu_1 \sum_{i=1}^{M-1} v_{ii}^2 (p_{i+1} - p_i)^2 + \mu_2 \sum_{i=1}^M (p_i - p_{\max})^2 + \\ & \sum_{j=1}^{M_s} \left\{ \eta_j^{(1)} \left[ (r_{L_j}^{(j)} - r_1^{(j)})^2 + \sum_{k=1}^{L_j-1} (r_{k+1}^{(j)} - r_k^{(j)})^2 \right] + \eta_j^{(2)} \left[ \sum_{k=1}^{L_j} (r_k^{(j)} - a_o^{(j)})^2 w_k^{(j)} \right] \right\}, \end{aligned} \quad (3.11)$$

em que  $\mu_1, \mu_2, \eta_1^{(1)}, \dots, \eta_{M_s}^{(1)}, \eta_1^{(2)}, \dots, \eta_{M_s}^{(2)}$  são escalares não negativos. O minimante  $\hat{\mathbf{q}}$  do funcional  $\tau(\mathbf{q})$ , dado na expressão 3.11, é obtido através do método de Marquardt (MARQUARDT, 1963), empregando-se a aproximação de Gauss-Newton para a matriz Hessiana em cada iteração (BARD, 1974). Os escalares não negativos  $\mu_1, \mu_2, \eta_1^{(1)}, \dots, \eta_{M_s}^{(1)}, \eta_1^{(2)}, \dots, \eta_{M_s}^{(2)}$  são parâmetros estabilizadores determinados de maneira análoga àqueles procedimentos apresentados no capítulo 2 (subseção 2.2.4). Durante o processo iterativo, apenas a união dos polígonos,  $P_1 \cup P_2 \cup \dots \cup P_{M_s}$ , é empregada no cálculo da anomalia gravimétrica, evitando, desse modo, que o efeito gravimétrico de eventuais interseções entre alguns polígonos seja computado duas vezes. Os detalhes matemáticos e a implementação do algoritmo para obter o minimante de  $\tau(\mathbf{q})$  são apresentados nos Apêndices C e D.

A metodologia desenvolvida nesta seção foi incorporada em um software com interface gráfica amigável no qual geramos todos os resultados apresentados neste capítulo.

### 3.2.4 Interatividade usando a metodologia proposta

Os ambientes geológicos hipotéticos, analisados nesta e nas próximas seções, foram construídos através da especificação das coordenadas dos vértices dos polígonos que definem a seção vertical  $x$ - $z$  do relevo 2D do embasamento e dos contornos 2D das seções verticais das estruturas salinas. Estabelecemos os parâmetros  $\Delta\rho_o$  e  $\beta$  (equação 3.1) que definem o contraste de densidade associado ao pacote sedimentar e os contrastes de densidade associados às estruturas salinas (vetor  $\Delta\rho^{(2)}$  definido na subseção 3.2.2.2 ), e geramos a anomalia Bouguer através da equação 3.6.

A metodologia para a interpretação simultânea do relevo do embasamento e das estruturas salinas pode ser usada para testar diversas hipóteses geológicas. Uma hipótese geológica pode ser descartada de duas maneiras: *i*) a anomalia não é explicada, dentro da precisão experimental, pela anomalia ajustada através do modelo interpretativo; *ii*) a solução não é plausível geologicamente. Por outro lado, se o ajuste dos dados é satisfatório e a solução é geologicamente aceitável, não há razão para rejeitá-la. Nesse caso, diferentes soluções podem ser aceitas, o que caracteriza a ambigüidade dos dados geofísicos. Estes três casos serão ilustrados a seguir em dados sintéticos. O teste de hipóteses é, no entanto, uma ferramenta para interpretação de anomalias reais. As Figuras 3.6a e 3.7a apresentam a uma anomalia gravimétrica (pontos pretos) do ambiente geológico hipotético de uma bacia marginal contendo uma estrutura salina (linha contínua pretas nas Figuras 3.6b e 3.7b) ao passo que a Figura 3.8a (pontos pretos) mostra a anomalia gravimétrica de uma bacia sedimentar com relevo descontínuo abrigando uma estrutura salina (linha contínua preta na Figuras 3.8b). Para gerar as anomalia gravimétricas sintéticas dos dois ambientes geológicos (Figuras 3.6, 3.7 e 3.8) usamos  $\Delta\rho_o = -0,3 \text{ g/cm}^3$ ,  $\beta = 5 \text{ km}$  e  $\Delta\rho_1^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$ . Estas anomalias gravimétricas foram contaminadas com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 0,1 mGal.

Nas interpretações mostradas nas Figuras 3.6 e 3.7, usamos um modelo interpretativo formado por 85 prismas distribuídos no intervalo  $x \in [0 \text{ km}, 60 \text{ km}]$  para o relevo do embasamento e três prismas horizontais 2D com seções poligonais verticais para as estruturas salinas, cujos vértices estão referidos a um sistema de coordenadas polares com origens em

$(x_o^{(1)}, z_o^{(1)}) = (25,11 \text{ km}, 1,36 \text{ km})$ ,  $(x_o^{(2)}, z_o^{(2)}) = (31,91 \text{ km}, 1,34 \text{ km})$  e  $(x_o^{(3)}, z_o^{(3)}) = (37,02 \text{ km}, 1,34 \text{ km})$ . Cada seção poligonal é descrita por 60 vértices (definidos por 60 raios). Na inversão usamos  $\Delta\rho_o = -0,3 \text{ g/cm}^3$ ,  $\beta = 5 \text{ km}$ ,  $\Delta\rho_1^{(2)} = \Delta\rho_2^{(2)} = \Delta\rho_3^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$ ,  $p_{\max} = 4 \text{ km}$ ,  $a_o^{(1)} = a_o^{(3)} = 0,3 \text{ km}$ ,  $a_o^{(2)} = 0,4 \text{ km}$  e incorporamos as informações a priori F1, F2, F3 e F4. Para o processamento da anomalia da Figura 3.6 usamos  $\mu_1 = 1$ ,  $\mu_2 = 10^{-6}$ ,  $\eta_1^{(1)} = \eta_2^{(1)} = \eta_3^{(1)} = 1,5$  e  $\eta_1^{(2)} = \eta_2^{(2)} = \eta_3^{(2)} = 0,5$ . Para o processamento da anomalia da Figura 3.7 usamos  $\mu_1 = 1,5$ ,  $\mu_2 = 10^{-6}$ ,  $\eta_1^{(1)} = \eta_2^{(1)} = \eta_3^{(1)} = 0,1$  e  $\eta_1^{(2)} = \eta_2^{(2)} = \eta_3^{(2)} = 0,0$ .

A Figura 3.6b (linhas contínuas vermelhas) apresenta uma interpretação geológica aceitável; entretanto, esta solução é descartada por não produzir um ajuste dos dados dentro da precisão experimental (linha contínua vermelha na Figura 3.6a). Por outro lado, a Figura 3.7a mostra, em linha vermelha, um ajuste aceitável produzido por uma solução geologicamente aceitável para o relevo do embasamento, mas inaceitável para as estruturas salinas. A solução é, portanto, descartada.

Quando a interpretação geológica é descartada, como exemplificado acima, o intérprete pode modificar os valores dos parâmetros de regularização  $\mu_1$ ,  $\mu_2$ ,  $\eta_1^{(1)}$ ,  $\eta_2^{(1)}$ ,  $\eta_3^{(1)}$ ,  $\eta_1^{(2)}$ ,  $\eta_2^{(2)}$  e  $\eta_3^{(2)}$ , modificar o número de fontes salinas,  $M_s$ , modificar as direções preferenciais associadas a cada fonte salina, ou modificar os contrastes de densidade tanto das fontes salinas como do pacote sedimentar em relação ao embasamento e produzir uma nova inversão.

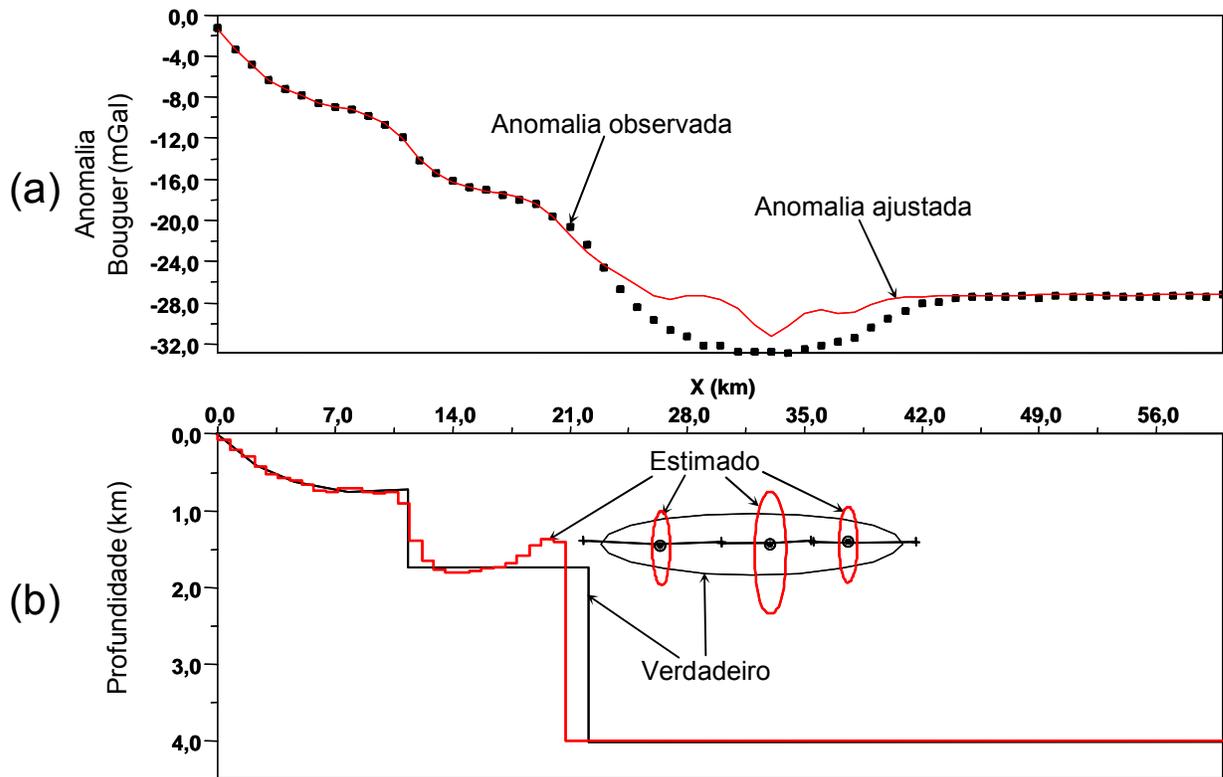


Figura 3.6: Solução descartada por não ajustar os dados. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Relevo do embasamento e contorno geométrico das estruturas verdadeiras (linhas pretas) e estimadas (linhas vermelhas). Os círculos preenchidos em (b) assinalam os centros de cada polígono associado ao modelo interpretativo das estruturas salinas. Os segmentos pretos originados nos círculos assinalam as direções preferenciais ao longo das quais a propriedade física anômala presumivelmente se concentra.

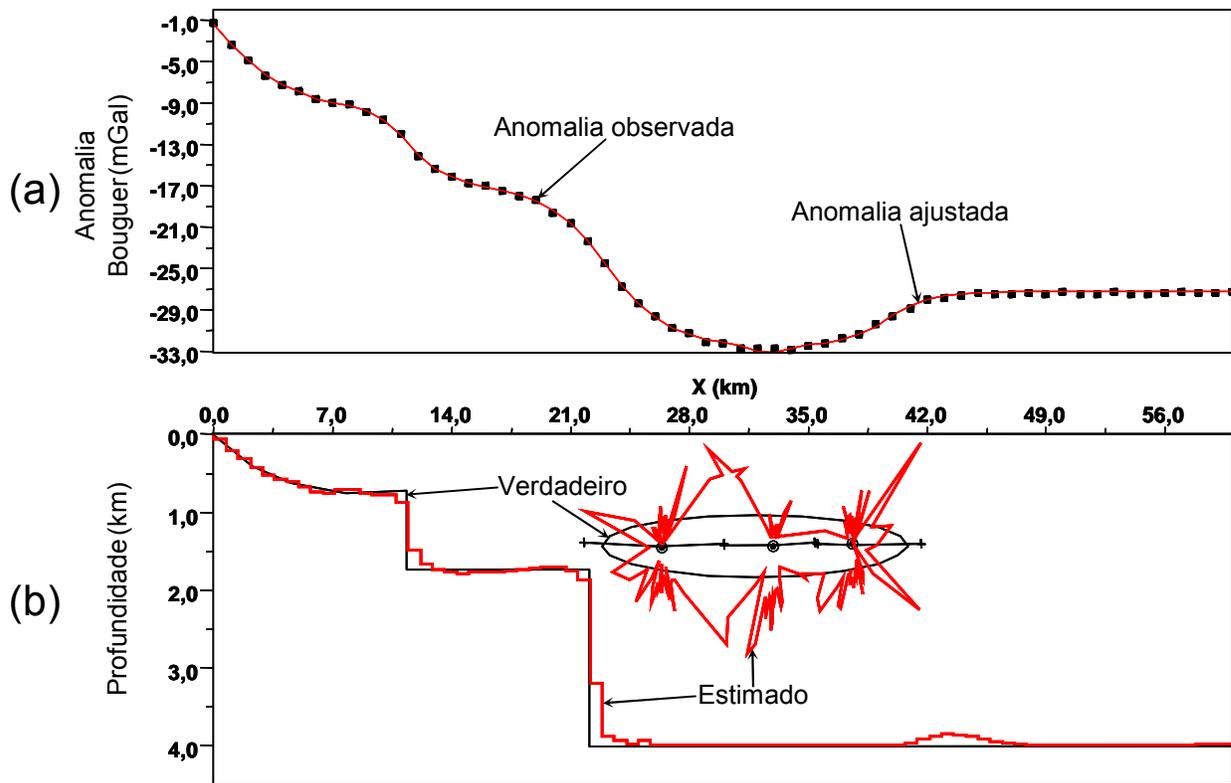


Figura 3.7: Solução descartada por não produzir uma solução geologicamente razoável. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Relevo do embasamento e contorno geométrico das estruturas verdadeiras (linhas pretas) e estimadas (linhas vermelhas). Os círculos preenchidos em (b) assinalam os centros de cada polígono associado ao modelo interpretativo das estruturas salinas. Os segmentos pretos originados nos círculos assinalam as direções preferenciais ao longo das quais a propriedade física anômala presumivelmente se concentra.

No processamento da Figura 3.8 usamos um modelo interpretativo formado por 72 prismas distribuídos no intervalo  $x \in [0 \text{ km}, 30 \text{ km}]$  para o relevo do embasamento e três prismas horizontais 2D com seções poligonais verticais para as estruturas salinas, cujos vértices estão referidos a um sistema de coordenadas polares com origens em  $(x_o^{(1)}, z_o^{(1)}) = (11,98 \text{ km}, 1,52 \text{ km})$ ,  $(x_o^{(2)}, z_o^{(2)}) = (14,77 \text{ km}, 1,52 \text{ km})$  e  $(x_o^{(3)}, z_o^{(3)}) = (17,33 \text{ km}, 1,54 \text{ km})$ . Cada seção poligonal é descrita por 70 vértices (definidos por 70 raios). Na inversão incorporamos as informações a priori F1, F2, F3 e F4 e usamos  $\Delta\rho_o = -0,3 \text{ g/cm}^3$ ,  $\beta = 5 \text{ km}$ ,  $\Delta\rho_1^{(2)} = \Delta\rho_2^{(2)} = \Delta\rho_3^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$ ,  $\mu_1 = 0,2$ ,  $\mu_2 = 10^{-5}$ ,  $p_{\max} = 3 \text{ km}$ ,  $\eta_1^{(1)} = \eta_2^{(1)} = \eta_3^{(1)} = 0,1$ ,  $\eta_1^{(2)} = \eta_2^{(2)} = \eta_3^{(2)} = 0,5$  e  $a_o^{(1)} = a_o^{(2)} = a_o^{(3)} = 0,2 \text{ km}$ .

A interpretação geológica (linhas contínuas vermelhas na Figura 3.8b) deste ambiente geológico hipotético (linhas contínuas pretas na Figura 3.8b) produz um ajuste aceitável nos dados gravimétricos (linha contínua vermelha). A Figura 3.8b apresenta uma interpretação geológica (linhas contínuas vermelhas) aceitável, apesar de as origens do sistema de coordenadas polares  $(x_o^{(1)}, z_o^{(1)})$ ,  $(x_o^{(2)}, z_o^{(2)})$  e  $(x_o^{(3)}, z_o^{(3)})$  não pertencerem ao interior da estrutura salina verdadeira, indicando a ambigüidade associada a diferentes informações a priori.

Os resultados desta seção mostram a eficiência da metodologia desenvolvida neste capítulo para testar diversas hipóteses geológicas acerca das fontes gravimétricas.

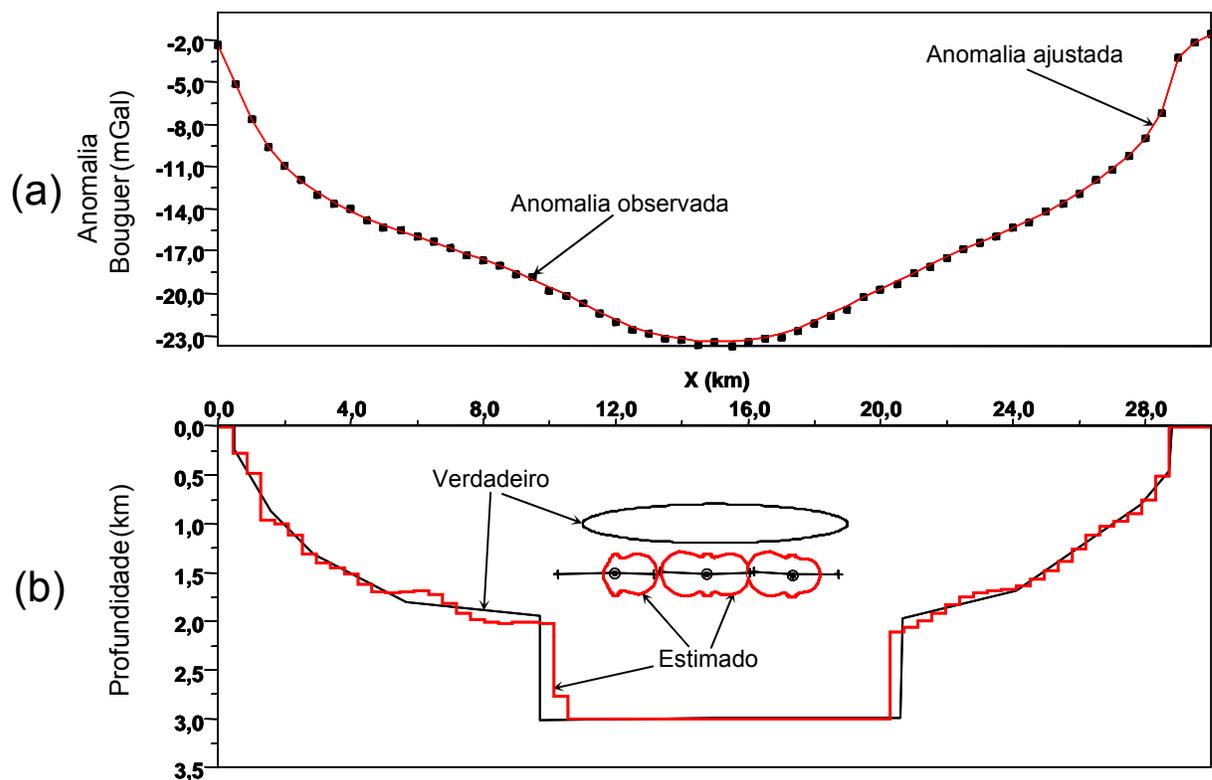


Figura 3.8: Solução aceitável, mostrando a ambigüidade associada a diferentes informações a priori. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Relevo do embasamento e contorno geométrico das estruturas verdadeiras (linhas pretas) e estimadas (linhas vermelhas). Os círculos preenchidos em (b) assinalam os centros de cada polígono associado ao modelo interpretativo das estruturas salinas. Os segmentos pretos originados nos círculos assinalam as direções preferenciais ao longo das quais a propriedade física anômala presumivelmente se concentra.

### 3.3 RESULTADOS

A eficiência do método proposto foi avaliada em perfis de anomalias gravimétricas Bouguer sintéticas e reais.

#### 3.3.1 Aplicação a dados sintéticos

##### 3.3.1.1 Geração das anomalias sintéticas

Os ambientes geológicos hipotéticos e suas anomalias foram obtidos através do mesmo procedimento descrito no início da seção 3.2.4.

##### 3.3.1.2 Resultados em dados sintéticos

As observações sintéticas produzidas pelos ambientes geológicos simulados 1, 2 e 3, descritos abaixo, estão espaçadas na direção  $x$  de 1 km, para os ambientes 1 e 3, e de 0,5 km, para o ambiente 2.

(i) Ambiente 1: A anomalia Bouguer teórica com 49 observações (pontos pretos na Figura 3.9a) é devida à bacia sedimentar com relevo suave, apresentando duas intrusões de domos salinos, tendo cada intrusão espessura de 1 km e extensão horizontal de 2 km (linhas contínuas pretas na Figura 3.9b). Esta anomalia foi contaminada com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 0,1 mGal. Os seguintes valores foram usados na geração da anomalia sintética:  $\Delta\rho_o = -0,3 \text{ g/cm}^3$ ,  $\beta = 5 \text{ km}$  e  $\Delta\rho_1^{(2)} = \Delta\rho_2^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$ . O modelo interpretativo consiste de 78 prismas distribuídos no intervalo  $x \in [0 \text{ km}, 48 \text{ km}]$  para o relevo do embasamento e de um prisma com seção vertical definida por 101 raios para cada estrutura salina. As origens dos sistemas de coordenadas polares do modelo interpretativo de cada estrutura salina são  $(x_o^{(1)}, z_o^{(1)}) = (15,9 \text{ km}, 1,26 \text{ km})$  e  $(x_o^{(2)}, z_o^{(2)}) = (33,08 \text{ km}, 1,32 \text{ km})$ . Na inversão,

incorporamos as informações a priori F1, F3 e F4 e usamos  $\Delta\rho_o = -0,3 \text{ g/cm}^3$ ,  $\beta = 5 \text{ km}$ ,  $\Delta\rho_1^{(2)} = \Delta\rho_2^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$ ,  $\mu_1 = 2$ ,  $\eta_1^{(1)} = \eta_2^{(1)} = 0,3$ ,  $\eta_1^{(2)} = \eta_2^{(2)} = 0,1$  e  $a_o^{(1)} = a_o^{(2)} = 0,5 \text{ km}$ . O método da suavidade global não necessita a informação sobre a profundidade máxima,  $p_{\max}$ , da bacia. O relevo e as feições poligonais estimados na Figura 3.9b (linhas contínuas vermelhas) produzem um ajuste aceitável dos dados (linha contínua vermelha na Figura 3.9a), e aproximam-se, respectivamente, do relevo do embasamento e da geometria dos domos salinos, mostrando a eficácia do método na interpretação gravimétrica em ambientes geológicos contendo intrusões salinas e relevo suave do embasamento.

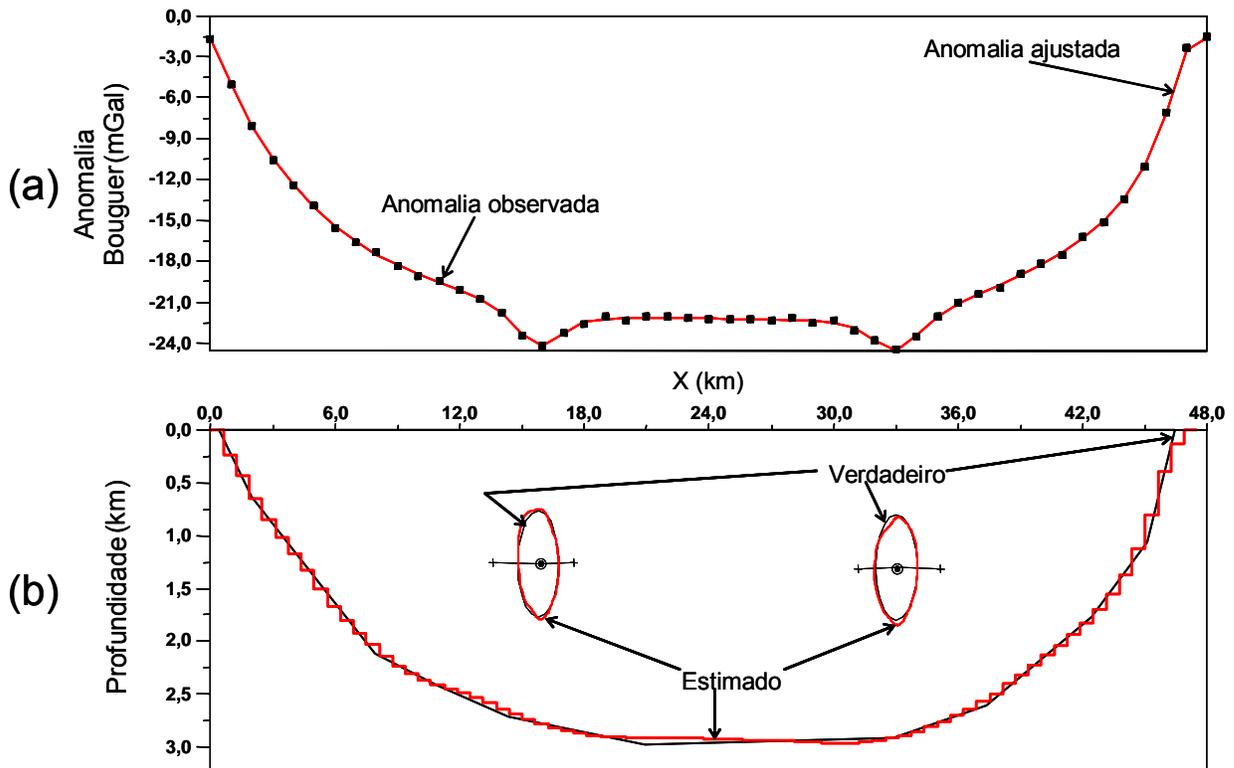


Figura 3.9: Ambiente simulado 1. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Relevo do embasamento e contorno geométrico das estruturas verdadeiras (linhas pretas) e estimadas (linhas vermelhas). Os círculos preenchidos em (b) assinalam os centros de cada polígono associado ao modelo interpretativo das estruturas salinas. Os segmentos pretos originados nos círculos assinalam as direções preferenciais ao longo das quais a propriedade física anômala presumivelmente se concentra.

(ii) Ambiente 2: A anomalia Bouguer teórica com 61 observações (pontos pretos na Figura 3.10a) é devida à bacia sedimentar com relevo descontínuo, apresentando uma intrusão

salina com espessura de 0,4 km e extensão horizontal de 8 km (linhas contínuas pretas na Figura 3.10b). Esta anomalia foi contaminada com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 0,1 mGal. Os seguintes valores foram usados na geração da anomalia sintética:  $\Delta\rho_o = -0,3 \text{ g/cm}^3$ ,  $\beta = 5 \text{ km}$  e  $\Delta\rho_1^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$ . O modelo interpretativo consiste de 72 prismas distribuídos no intervalo  $x \in [0 \text{ km}, 30 \text{ km}]$  para o relevo do embasamento e de três prismas horizontais 2D com seções poligonais verticais para as estruturas salinas, cujos vértices estão referidos a um sistema de coordenadas polares com origens em  $(x_o^{(1)}, z_o^{(1)}) = (12 \text{ km}, 0,99 \text{ km})$ ,  $(x_o^{(2)}, z_o^{(2)}) = (14,6 \text{ km}, 1 \text{ km})$  e  $(x_o^{(3)}, z_o^{(3)}) = (17,62 \text{ km}, 0,99 \text{ km})$ . Cada seção poligonal é descrita por 70 vértices (definidos por 70 raios). Na inversão incorporamos as informações a priori F1, F2, F3 e F4 e usamos  $\Delta\rho_o = -0,3 \text{ g/cm}^3$ ,  $\beta = 5 \text{ km}$ ,  $\Delta\rho_1^{(2)} = \Delta\rho_2^{(2)} = \Delta\rho_3^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$ ,  $\mu_1 = 0,2$ ,  $\mu_2 = 10^{-5}$ ,  $p_{\max} = 3 \text{ km}$ ,  $\eta_1^{(1)} = \eta_2^{(1)} = \eta_3^{(1)} = 0,1$ ,  $\eta_1^{(2)} = \eta_2^{(2)} = \eta_3^{(2)} = 0,5$  e  $a_o^{(1)} = a_o^{(2)} = a_o^{(3)} = 0,2 \text{ km}$ . O relevo e as feições poligonais estimados na Figura 3.10b (linhas contínuas vermelhas) produzem um ajuste aceitável dos dados (linha contínua vermelha na Figura 3.10a), e aproximam-se, respectivamente, do relevo do embasamento e da geometria dos domos salinos mostrando a eficácia do método na interpretação de anomalias provindas de ambientes geológicos de bacia sedimentar apresentando intrusões de estruturas salinas e relevo descontínuo do embasamento.

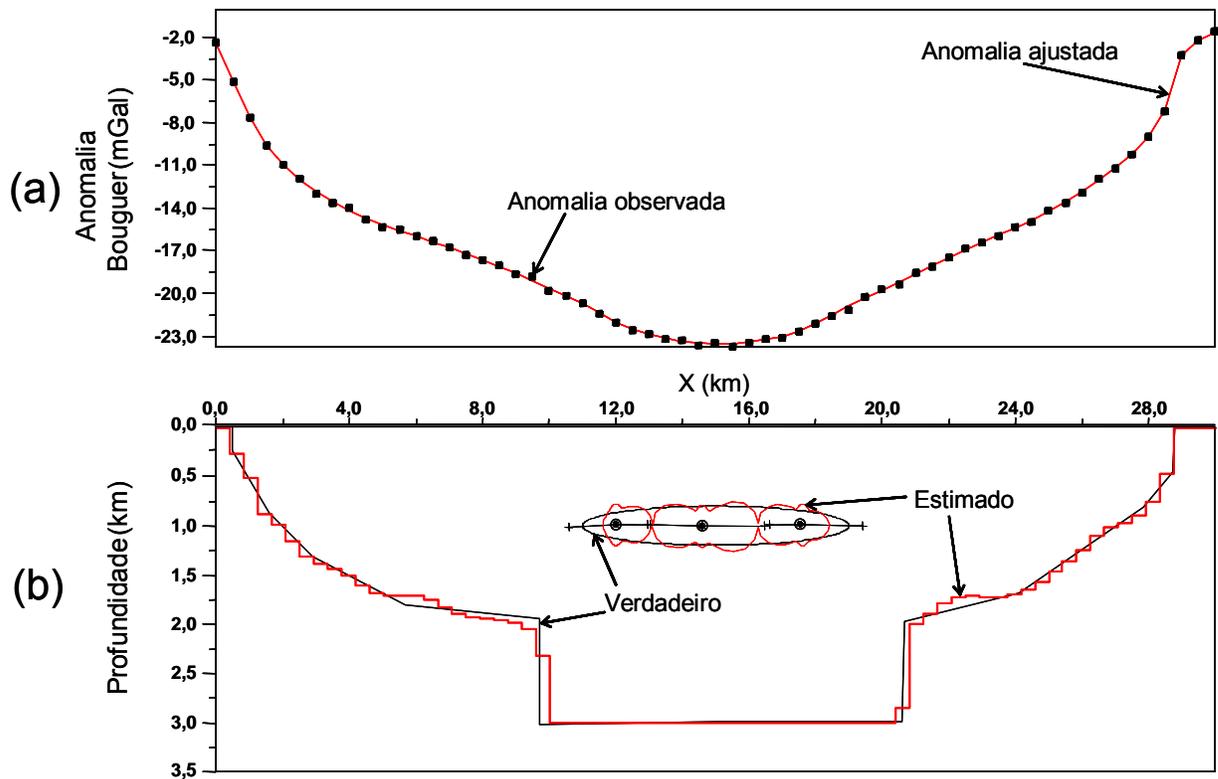


Figura 3.10: Ambiente simulado 2. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Relevo do embasamento e contorno geométrico das estruturas verdadeiras (linhas pretas) e estimadas (linhas vermelhas). Os círculos preenchidos em (b) assinalam os centros de cada polígono associado ao modelo interpretativo das estruturas salinas. Os segmentos pretos originados nos círculos assinalam as direções preferenciais ao longo das quais a propriedade física anômala presumivelmente se concentra.

(iii) Ambiente 3: A anomalia Bouguer teórica com 61 observações (pontos pretos na Figura 3.11a) é devida à bacia sedimentar marginal hipotética com relevo descontínuo, apresentando uma intrusão salina com espessura de 0,8 km e extensão horizontal de 18 km (linhas contínuas pretas na Figura 3.11b). Esta anomalia foi contaminada com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 0,1 mGal. Os seguintes valores foram usados na geração da anomalia sintética:  $\Delta\rho_o = -0,3 \text{ g/cm}^3$ ,  $\beta = 5 \text{ km}$  e  $\Delta\rho_1^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$ . O modelo interpretativo consiste de 85 prismas distribuídos no intervalo  $x \in [0 \text{ km}, 60 \text{ km}]$  para o relevo do embasamento e de três prismas horizontais 2D com seções poligonais verticais para as estruturas salinas, cujos vértices estão referidos a um sistema de coordenadas polares com origens em  $(x_o^{(1)}, z_o^{(1)}) = (31,91 \text{ km}, 1,34 \text{ km})$ ,  $(x_o^{(2)}, z_o^{(2)}) = (25,11 \text{ km}, 1,36 \text{ km})$  e  $(x_o^{(3)}, z_o^{(3)}) = (37,02 \text{ km}, 1,34 \text{ km})$ . Cada seção poligonal é descrita por 60 vértices (definidos por

60 raios). Na inversão incorporamos as informações a priori F1, F2, F3 e F4 e usamos  $\Delta\rho_o = -0,3 \text{ g/cm}^3$ ,  $\beta = 5 \text{ km}$ ,  $\Delta\rho_1^{(2)} = \Delta\rho_2^{(2)} = \Delta\rho_3^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$ ,  $\mu_1 = 1,5$ ,  $\mu_2 = 10^{-6}$ ,  $p_{\max} = 4 \text{ km}$ ,  $\eta_1^{(1)} = \eta_2^{(1)} = \eta_3^{(1)} = 0,1$ ,  $\eta_1^{(2)} = \eta_2^{(2)} = \eta_3^{(2)} = 1,5$ ,  $a_o^{(1)} = 0,4 \text{ km}$  e  $a_o^{(2)} = a_o^{(3)} = 0,3 \text{ km}$ . O relevo e as feições poligonais estimados na Figura 3.11b (linhas contínuas vermelhas) produzem um ajuste aceitável dos dados (linha contínua vermelha na Figura 3.11a), e aproximam-se, respectivamente, do relevo do embasamento e da geometria dos domos salinos mostrando a eficácia do método para ambientes geológicos de bacias marginais contendo uma intrusão de estrutura salina e relevo descontínuo do embasamento.

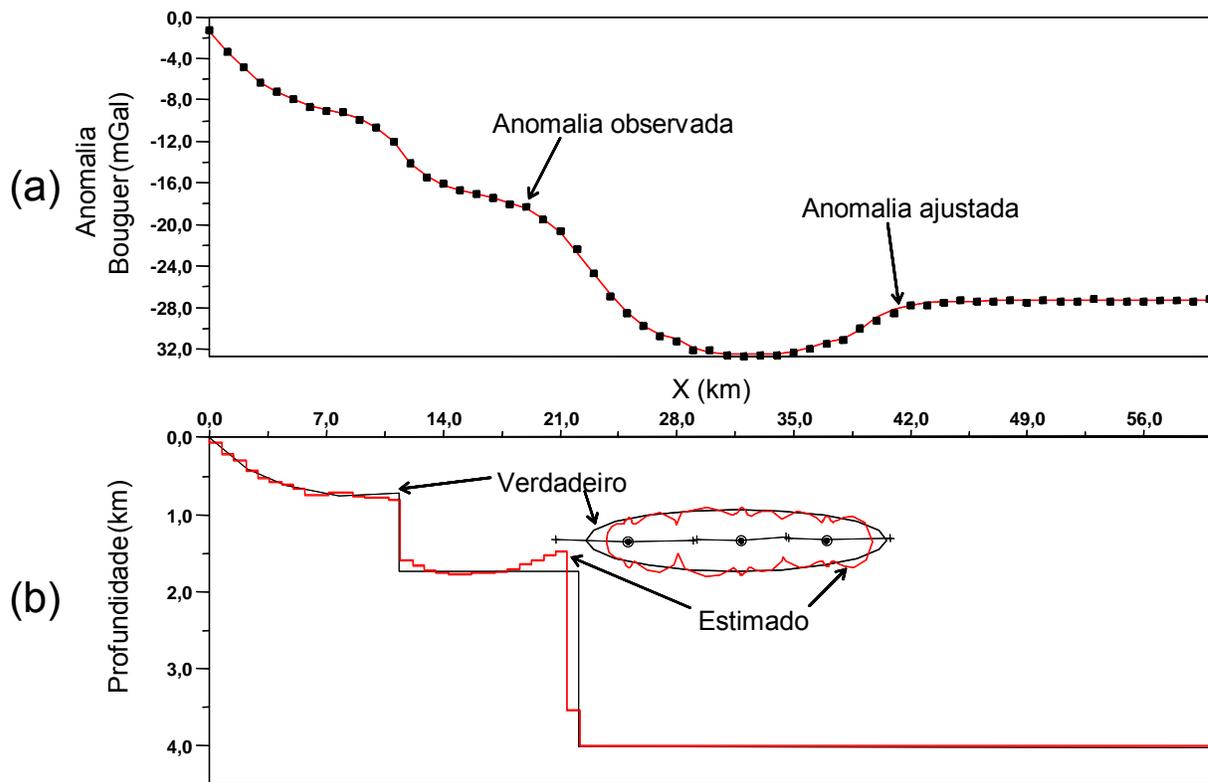


Figura 3.11: Ambiente simulado 3. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Relevo do embasamento e contorno geométrico das estruturas verdadeiras (linhas pretas) e estimadas (linhas vermelhas). Os círculos preenchidos em (b) assinalam os centros de cada polígono associado ao modelo interpretativo das estruturas salinas. Os segmentos pretos originados nos círculos assinalam as direções preferenciais ao longo das quais a propriedade física anômala presumivelmente se concentra.

### 3.3.2 Aplicação a dados reais

Nesta seção aplicaremos o método desenvolvido deste capítulo a perfis gravimétricos transversais a duas bacias marginais brasileiras: a Bacia de Campos e a Bacia do Jequitinhonha, onde se concentra intensa atividade exploratória e de prospecção.

#### 3.3.2.1 Geologia das Bacias Marginais

As bacias da margem continental do leste brasileiro são denominadas marginais passivas ou Tipo Atlântico. O regime distensional destas bacias está ligado à cinemática da Tectônica de Placas, apresentando uma seção rift, localizada na sua porção inferior, com falhas normais envolvendo o embasamento cristalino e vulcanismo básico associado. Os sedimentos sobrepostos correspondem, primeiramente, a uma fase evaporítica, seguidos por depósitos relacionados à deriva continental (drift), estando separados, freqüentemente, por uma ou mais discordâncias regionais. O rift foi gerado pelo soerguimento e quebra da litosfera por expansão crustal, causada pelo aquecimento relacionado à elevação da astenosfera ou pela presença de plumas mantélicas.

Como resposta ao estágio de rifteamento, ocorreu uma fase de subsidência mecânica local. A fase de deriva continental (drift) foi implantada e se inicia por expansão térmica com subsequente contração, causando subsidência regional. Admite-se que a sobrecarga provocada por elevadas taxas de sedimentação contribuiu para a amplificação da subsidência (flexural) (CASTILHO, 2005). Entre as bacias marginais brasileiras apresentaremos a seguir a geologia das bacias de Campos e do Jequitinhonha.

##### 3.3.2.1.1 *Bacia de Campos*

A bacia de Campos situa-se em águas territoriais do Estado do Rio de Janeiro, cobrindo cerca de 100 000 km<sup>2</sup>, dos quais apenas 500 km<sup>2</sup> estão em área emersa. Nesta bacia o embasamento cristalino foi escassamente amostrado em subsuperfície, correspondendo a rochas

gnáissicas pré-cambrianas. Para o sul, o Arco de Cabo Frio limita a Bacia de Campos e comportou-se como um foco de persistente magmatismo durante a história evolutiva da bacia. Nessa área, sedimentos turonianos a campanianos ocorrem intercalados a rochas vulcanoclásticas, basaltos e diques de diabásio de 90 a 80 Ma de idade (MILANI et al., 2000).

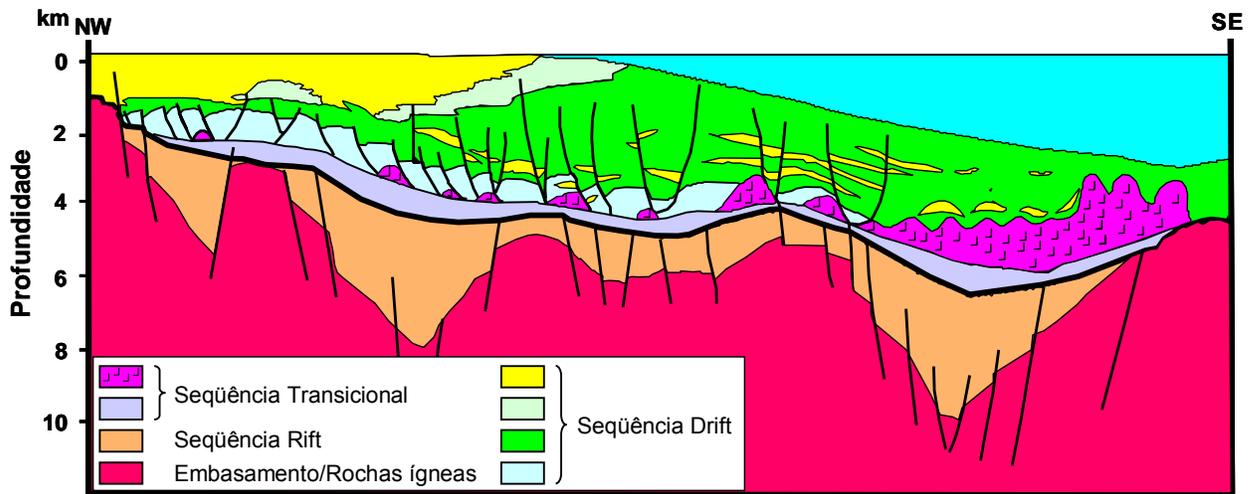


Figura 3.12: Seção geológica esquemática regional da Bacia de Campos  
Fonte: AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO – ANP (2007).

A seção sedimentar da bacia de Campos (Figura 3.12) pode ser subdividida em três megasequências (GUARDADO et al., 2000): (1) megasequência de rift composta por sedimentos Barremianos lacustrinos depositados sobre o embasamento e formados por leques aluviais, leques deltaicos e bancos de carbonatos e ambientes lacustrinos variando de salobro a hipersalino. Nesta seqüência estão inclusos também folhelhos e calcários da Formação Lagoa Feia, a mais importante rocha geradora de petróleo. (2) megasequência transicional depositada na era Aptiana durante o período de menor ação tectônica. Esta seqüência representa o início da fase drift contendo uma seqüência inferior composta de conglomerados e carbonatos e uma seqüência superior constituída de halita e anidrita. (3) megasequência marinha formada por carbonatos de águas rasas, argilitos e margas do Albiano. Ainda nesta megasequência no Cretáceo - Paleoceno Superior há uma seqüência consistindo de folhelhos e arenitos turbidíticos. Na fase final do preenchimento da sedimentação desta bacia marginal ocorreu a subsidência térmica e basculamento do substrato para leste. O pacote sedimentar é representado por sedimentos

proximais, areno-conglomerático-carbonático que gradam a folhelhos e margas nas porções distais com arenitos turbidíticos intercalados. Os depósitos desta megasequência foram fortemente afetados pela tectônica de sal (MILANI et al., 2000).

O basculamento progressivo da bacia para leste propiciou o desenvolvimento de uma intensa deformação adiastrófica em função do volumoso fluxo de sal. A tectônica salina e os estilos estruturais dela resultantes compreendem um regime francamente distensivo, próximo à costa, nos primeiros 100 a 200 km, que passa a um contexto compressivo na região de águas profundas, originada pela contração mergulho-abaxio do pacote em movimento. Falhas normais de geometria lítrica associam-se em geral à tectônica salina (MILANI et al., 2000).

#### 3.3.2.1.2 *Bacia do Jequitinhonha*

A Bacia do Jequitinhonha possui uma área total de 10 100 km<sup>2</sup>, sendo que 9 500 km<sup>2</sup> são submersos. Situa-se no litoral sul do Estado da Bahia, na região correspondente à foz do rio homônimo (CASTILHO, 2005). Esta bacia está posicionada sobre a borda sul do Cráton do São Francisco. O embasamento desta bacia é constituído por rochas graníticas e gnáissicas.

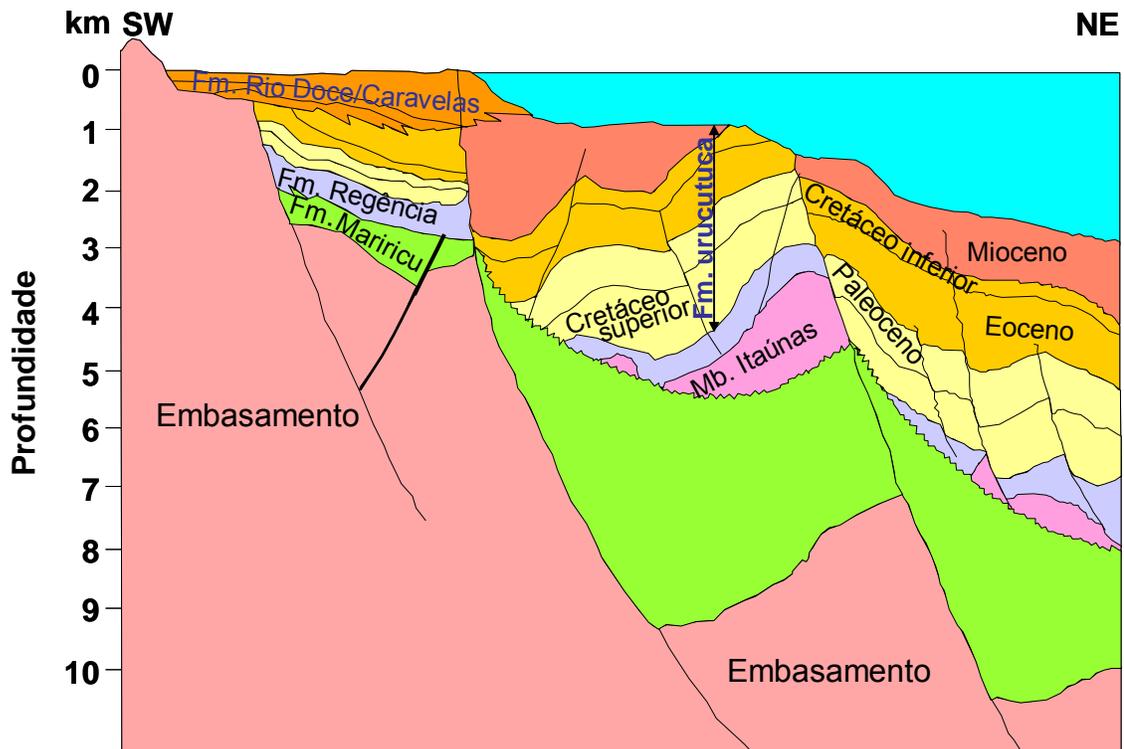


Figura 3.13: Seção geológica esquemática da Bacia do Jequitinhonha  
 Fonte: Chagas (2003).

O registro sedimentar observado na fase rift da bacia do Jequitinhonha (Figura 3.13) é marcado por falhas normais que atingem o embasamento. A partir da falha de borda, que constitui o limite de deposição cretácea da bacia, as falhas normais aprofundam-se e estendem-se supostamente por toda a área sedimentar, formando *horsts*, *grabens* e *semi-grabens* (CASTILHO, 2005). A fase rift constitui-se por sedimentos clásticos grosseiros e folhelhos, depositados em ambiente fluvio-lacustre de idade Eoaptiana e apresentam maior espessura na parte terrestre e na porção marinha sul da bacia. Após o rifteamento e com a ingressão marinha inicial, conseqüente do estiramento crustal, implantou-se na bacia a sedimentação de margem passiva, terrígena e carbonática em ambientes parálico e nerítico de contexto semi-restrito de idades albiana e cenomana e folhelhos anóxicos e margas de idades turoniana e coniaciana.

A fase evaporítica representa as primeiras incursões marinhas durante a passagem do ambiente continental da fase rift para o ambiente marinho aberto da fase drift. Caracteriza-se pela deposição de sedimentos evaporíticos (halita e anidrita), em ambiente marinho de circulação restrita, interdigitados com arenitos do sistema deposicional costeiro. A litoestratigrafia comum

dessa fase são conglomerados, arenitos e pelitos do Grupo Nativo, Formação Mariricu, Membro Mucuri e evaporitos do Membro Itaúnas (CHAGAS, 2003).

Ainda na fase evaporítica a bacia experimentou resfriamento térmico e começou a bascular suavemente para leste, deflagrando os processos de movimentações adiastróficas dos evaporitos para as porções mais elevadas, formando pequenas almofadas. Além disso, os sedimentos da seção clástica e carbonática, sobrepostos aos evaporitos, aportaram para a bacia, provenientes dos altos adjacentes do embasamento (margem oeste), ou aí se desenvolveram em plataforma carbonática estreita (5 a 10 km), mais espessos nessas porções proximais, exercendo, também, sobrecarga sobre os sais fazendo-os fluir em direção aos altos estruturais (CHAGAS, 2003).

Na fase drift nas porções mais distais da bacia foram depositados os sedimentos carbonáticos de alta e baixa energia da Formação Regência. Após o Eoceno a litoestratigrafia é composta pelas formações Rio Doce, Caravelas e Urucutuca, depositadas em ambientes batial a nerítico (CHAGAS, 2003).

### 3.3.2.2 Base de dados gravimétricos

Os conjuntos de dados gravimétricos e batimétricos das bacias de Campos e do Jequitinhonha foram extraídos da base de dados gravimétricos e batimétricos disponíveis no site DATA ... (2007). As Figuras 3.14 e 3.15 mostram, respectivamente, as localizações dos perfis gravimétricos interpretados das Bacias de Campos e do Jequitinhonha. Estes perfis foram extraídos de malhas regulares (Figuras 3.16 e 3.17), obtidas pela interpolação dos dados obtidos no site acima mencionado, correspondentes a cada Bacia. As coordenadas geográficas dos extremos dos perfis gravimétricos das Bacias de Campos e Jequitinhonha são, respectivamente, (40° 52' 12" W, 21° 16' 48" S), (39° 45' W, 22° 40' 20" S) e (38° 56' 30" W, 15° 26' 43" S), (38° 19' 9" W, 14° 48' 55" S).



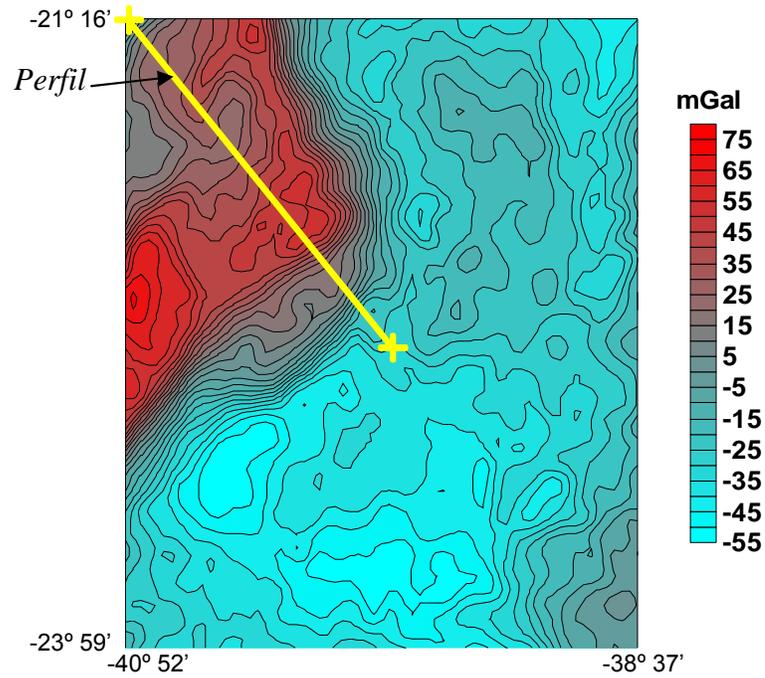


Figura 3.16: Mapa de anomalia gravimétrica da bacia de Campos, mostrando a localização do perfil interpretado.

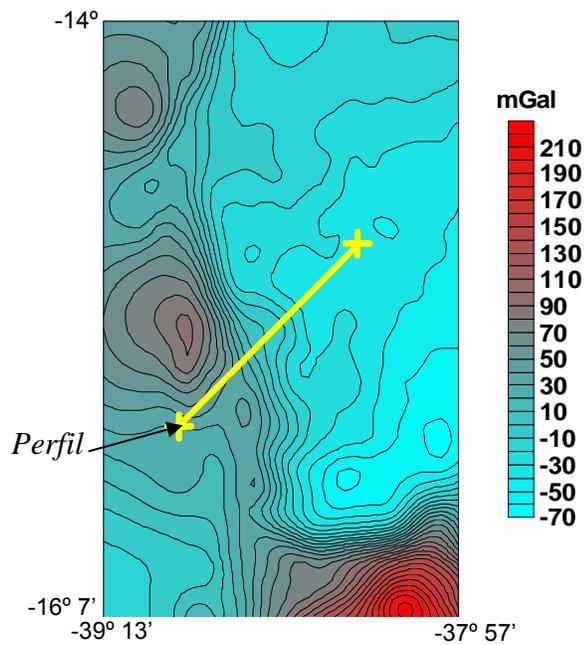


Figura 3.17: Mapa de anomalia gravimétrica da bacia do Jequitinhonha, mostrando a localização do perfil interpretado.

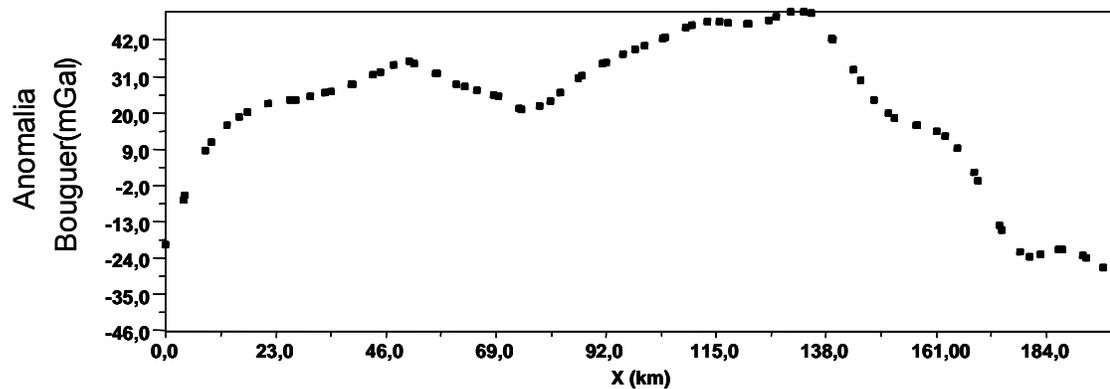


Figura 3.18: Perfil gravimétrico da Bacia de Campos, cuja localização é mostrada nas Figuras 3.14 e 3.16. Fonte: DATA ... (2007).

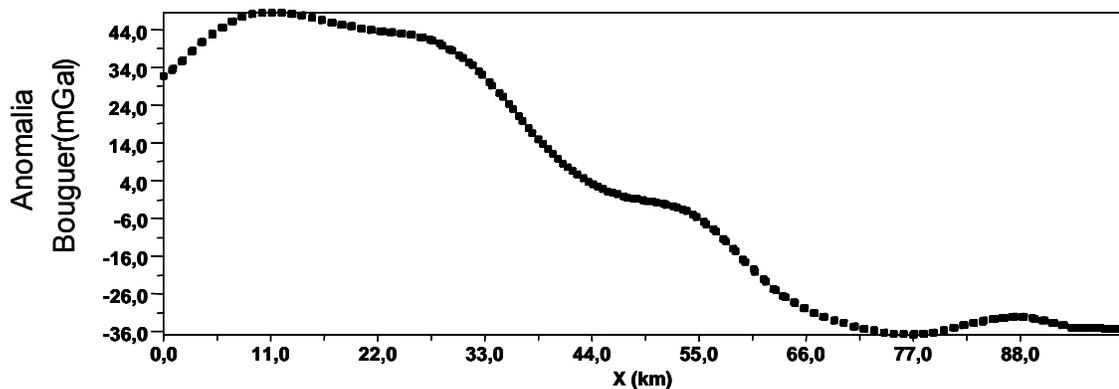


Figura 3.19: Perfil gravimétrico da Bacia do Jequitinhonha, cuja localização é mostrada nas Figuras 3.15 e 3.17. Fonte: DATA ... (2007).

Os perfis gravimétricos, mostrados nas Figuras 3.18 e 3.19, possuem contribuições dos efeitos da lâmina d'água e da diminuição da profundidade da Moho em direção ao oceano, que devem ser removidos antes de serem invertidos pelo proposto neste capítulo. A seguir, ilustraremos esquematicamente como essas correções foram efetuadas.

Considere uma seção geológica vertical hipotética (Figura 3.20b) apresentando três interfaces, ocorrendo ao longo de toda a seção (duas linhas contínuas azuis e uma linha contínua vermelha) e separando quatro meios (água, sedimentos, embasamento e manto). Em contraste, a metodologia desenvolvida neste capítulo admite apenas uma interface separando dois meios e ocorrendo ao longo de toda a seção geológica. Para inverter os perfis acima usando a metodologia desenvolvida neste capítulo é necessário aplicar duas correções aos dados destes perfis. Primeiramente, devemos eliminar o efeito gravimétrico da lâmina d'água (Figura 3.20a) usando a informação batimétrica e adicionar a contribuição gravimétrica que o volume da lâmina

d'água produziria se ele estivesse preenchido com sedimentos. Para tanto, devemos presumir um valor médio de densidade para os sedimentos. A anomalia gravimétrica resultante desta correção aproxima-se daquela produzida pela seção geológica mostrada na Figura 3.21b.

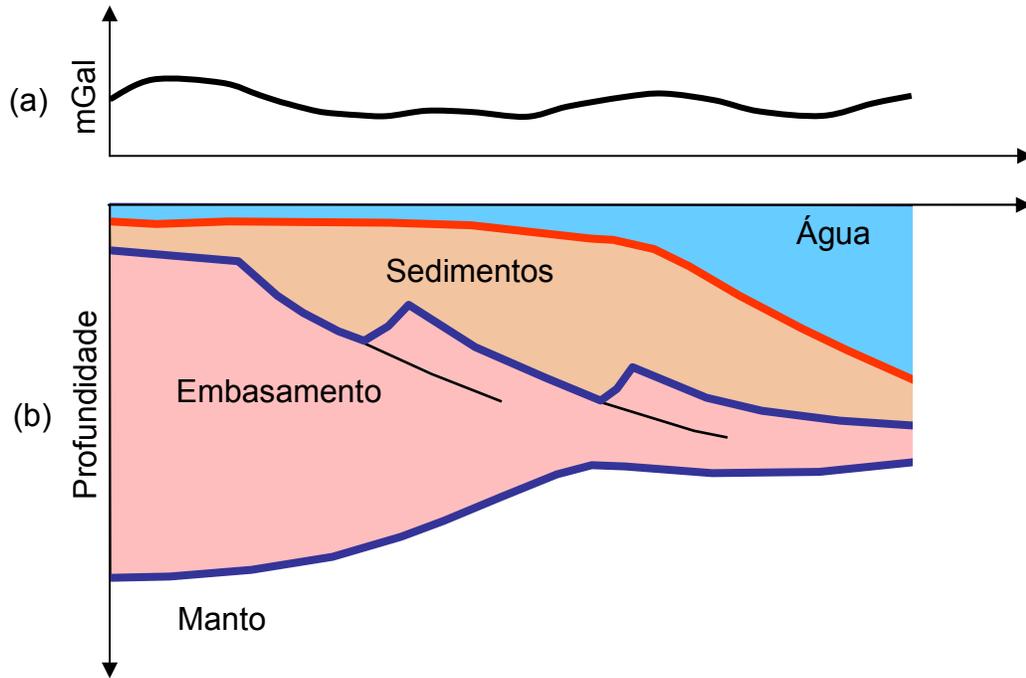


Figura 3.20: Perfil gravimétrico (a) produzido pela bacia marginal hipotética mostrada em (b), separando quatro meios: água, sedimentos, embasamento e manto.

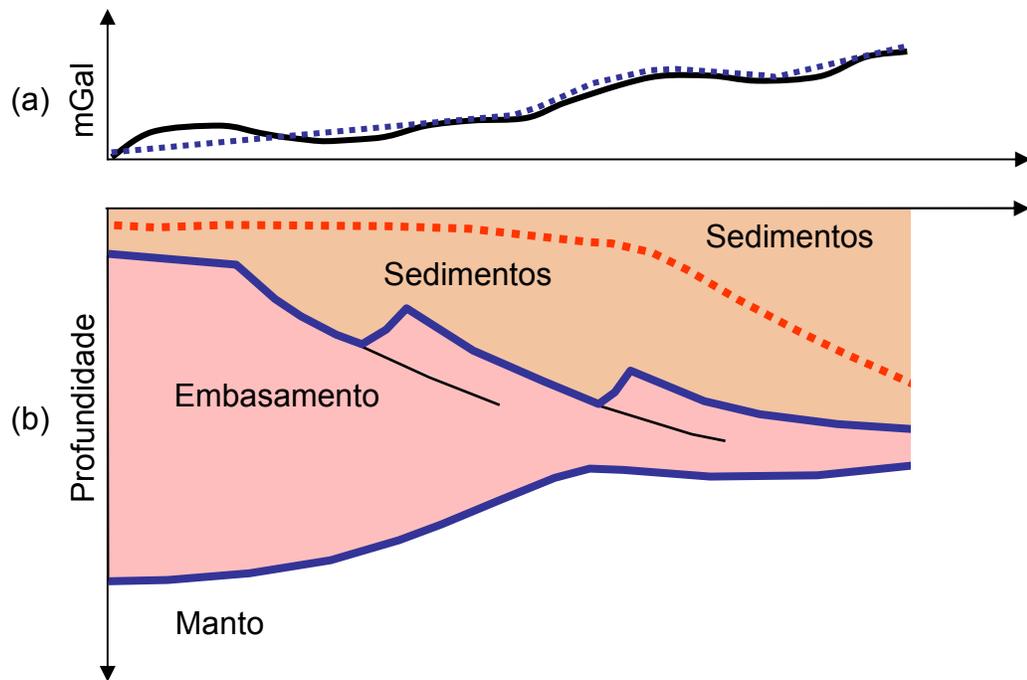


Figura 3.21: (a) Anomalia gravimétrica corrigida do efeito da lâmina d'água (linha contínua preta). A anomalia ainda é afetada pelo efeito da diminuição da profundidade da Moho em direção ao oceano (linha pontilhada azul marinho). (b) Seção geológica equivalente, contendo três meios (sedimentos, embasamento e manto) separados por duas interfaces.

Após obter a anomalia gravimétrica corrigida do efeito da lâmina d'água (linha contínua preta na Figura 3.21a) procedemos à segunda correção que consiste em estimar visualmente o efeito da diminuição da profundidade da Moho em direção ao oceano (linha pontilhada azul marinho Figura 3.21a) e retirá-lo da anomalia corrigida do efeito da lâmina d'água. Esta segunda correção equivale, aproximadamente, a remover a anomalia gravimétrica produzida pelo contraste entre o manto e o embasamento. A anomalia gravimétrica resultante desta correção (Figura 3.22a) torna-se, portanto, próxima àquela produzida pela seção geológica mostrada na Figura 3.22b, em que o volume ocupado pelo manto (região abaixo da linha pontilhada azul marinho) foi substituída por igual volume com densidade igual à do embasamento. Finalmente, o nível de base é ajustado para produzir uma anomalia completamente negativa, já que a densidade de referência é o embasamento, em geral mais denso que os sedimentos. A anomalia resultante destas correções é aproximadamente aquela produzida por uma seção geológica que contém apenas uma interface separando dois meios (Figura 3.22b). A anomalia assim corrigida pode, portanto, ser invertida usando o método proposto nesta seção.

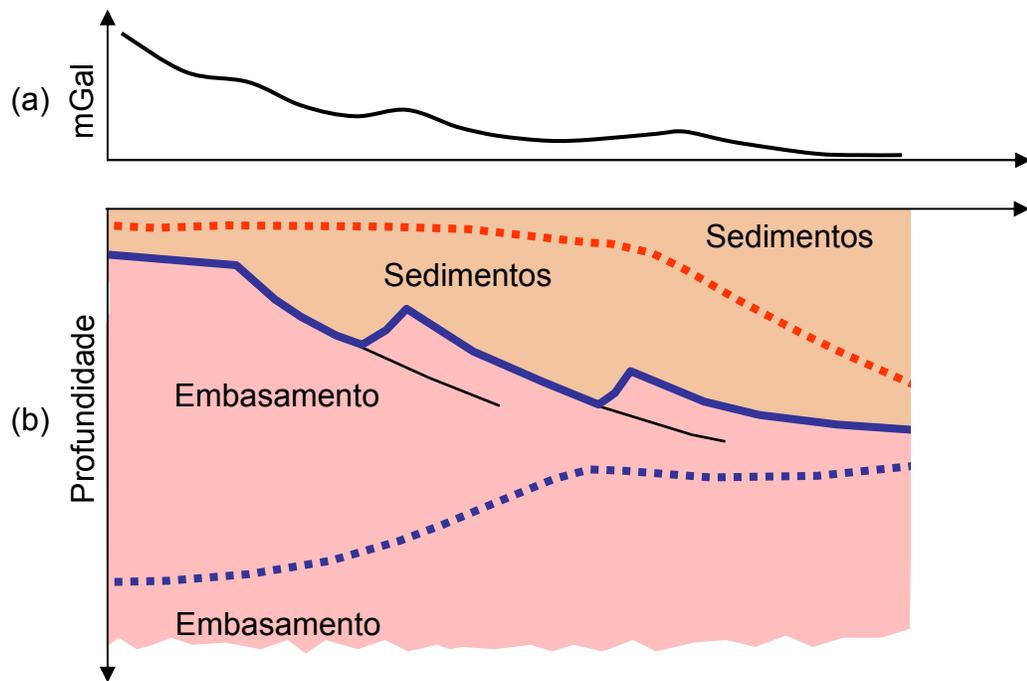


Figura 3.22: (a) Perfil gravimétrico corrigido dos efeitos gravimétricos da lâmina d'água e da diminuição da profundidade da Moho em direção ao oceano. (b) Seção geológica equivalente, contendo dois meios separados por uma interface.

### 3.3.2.3 Resultados em dados reais

(i) Bacia de Campos: A Figura 3.23a mostra em pontos pretos a anomalia gravimétrica (74 observações) corrigida dos efeitos da lâmina d'água e da elevação da Moho em direção ao oceano, medida ao longo do perfil sobre a Bacia de Campos, cuja localização é mostrada nas Figuras 3.14 e 3.16. Foram desprezadas 4 observações situadas no extremo NE do perfil.

Os modelos interpretativos consistem de 178 prismas, distribuídos no intervalo  $x \in [8,27 \text{ km}, 192,44 \text{ km}]$ , para o relevo do embasamento e de seis prismas horizontais 2D com seções poligonais, para as estruturas salinas. Com relação às seções das estruturas salinas, estabelecemos as seguintes premissas. Duas seções são definidas por 60 raios e origens do sistema de coordenadas em  $(x_o^{(1)}, z_o^{(1)}) = (74,7 \text{ km}, 2,7 \text{ km})$  e  $(x_o^{(2)}, z_o^{(2)}) = (79,8 \text{ km}, 2,7 \text{ km})$ . Uma das seis seções é definida por 100 raios e origem do sistema de coordenadas em  $(x_o^{(3)}, z_o^{(3)}) = (130,62 \text{ km}, 2,97 \text{ km})$  e as três restantes são definidas por 70 raios e origens do sistema de coordenadas em  $(x_o^{(4)}, z_o^{(4)}) = (156,04 \text{ km}, 5,05 \text{ km})$ ,

$(x_o^{(5)}, z_o^{(5)}) = (165,67 \text{ km}, 4,78 \text{ km})$  e  $(x_o^{(6)}, z_o^{(6)}) = (180,08 \text{ km}, 5,05 \text{ km})$ . Na inversão, usamos três janelas de processamento devido ao elevado número de parâmetros dos modelos interpretativos. Estas janelas são superpostas ao longo do eixo  $x$  de forma a minimizar o efeito de borda na inversão. No processamento das três janelas incorporamos as informações a priori F1, F2, F3 e F4 e  $\Delta\rho_o = -0,35 \text{ g/cm}^3$ ,  $\beta = 5 \text{ km}$  e  $\mu_2 = 10^{-6}$ . Para a primeira janela de processamento com  $x \in [8,27 \text{ km}, 121,786 \text{ km}]$  e 47 observações usamos  $p_{\max} = 4,5 \text{ km}$ ,  $\mu_1 = 0,1$ ,  $\eta_1^{(1)} = \eta_2^{(1)} = 0,1$ ,  $\eta_1^{(2)} = \eta_2^{(2)} = 0,5$ ,  $\Delta\rho_1^{(2)} = \Delta\rho_2^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$  e  $a_o^{(1)} = a_o^{(2)} = 0,5 \text{ km}$ . Para a segunda janela de processamento com  $x \in [91,23 \text{ km}, 152,35 \text{ km}]$  e 26 observações usamos  $p_{\max} = 10 \text{ km}$ ,  $\mu_1 = 0,4$ ,  $\eta_3^{(1)} = 0,1$ ,  $\eta_3^{(2)} = 0,5$ ,  $\Delta\rho_3^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$  e  $a_o^{(3)} = 1 \text{ km}$ . Para a terceira janela de processamento com  $x \in [143,62 \text{ km}, 192,44 \text{ km}]$  e 21 observações usamos  $p_{\max} = 10 \text{ km}$ ,  $\mu_1 = 0,3$ ,  $\eta_4^{(1)} = \eta_5^{(1)} = \eta_6^{(1)} = 0,1$ ,  $\eta_4^{(2)} = \eta_5^{(2)} = 0,05$ ,  $\eta_6^{(2)} = 0,1$ ,  $\Delta\rho_4^{(2)} = \Delta\rho_5^{(2)} = \Delta\rho_6^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$ ,  $a_o^{(4)} = a_o^{(5)} = 0,5 \text{ km}$  e  $a_o^{(6)} = 0,6 \text{ km}$ . A solução (linha contínua vermelha na Figura 3.23b) é a união das soluções obtidas nos intervalos espaciais  $[8,27 \text{ km}, 98 \text{ km}]$ ,  $[98 \text{ km}, 143 \text{ km}]$  e  $[143 \text{ km}, 192,44 \text{ km}]$ , para a primeira, a segunda e a terceira janelas de processamento, respectivamente. Esta solução composta produz um ajuste aceitável dos dados, como mostra a linha contínua vermelha na Figura 3.23a, obtida pela união das anomalias ajustas nos mesmos intervalos correspondentes às três janelas. A solução indica a presença de falhas escalonadas no relevo do embasamento e a presença de cinco possíveis estruturas salinas. As almofadas centradas nas posições  $(x_o^{(1)}, z_o^{(1)}) = (74,7 \text{ km}, 2,7 \text{ km})$  e  $(x_o^{(2)}, z_o^{(2)}) = (79,8 \text{ km}, 2,7 \text{ km})$  têm aproximadamente 11 km de extensão horizontal e 1,14 km de espessura. A almofada centrada na posição  $(x_o^{(3)}, z_o^{(3)}) = (130,62 \text{ km}, 2,97 \text{ km})$  tem aproximadamente 1,62 km de extensão horizontal e de 1,96 km espessura. A almofada centrada na posição  $(x_o^{(4)}, z_o^{(4)}) = (156,04 \text{ km}, 5,05 \text{ km})$  tem aproximadamente 5,5 km de extensão horizontal e 2,69 km de espessura. A almofada centrada na posição  $(x_o^{(5)}, z_o^{(5)}) = (165,67 \text{ km}, 4,78 \text{ km})$  tem aproximadamente 3,07 km de extensão horizontal e 2,43 km de espessura. A almofada centrada na posição  $(x_o^{(6)}, z_o^{(6)}) = (180,08 \text{ km}, 5,05 \text{ km})$  tem aproximadamente 4,5 km de extensão horizontal e 2,34 km de espessura (V. detalhe desta estrutura na Figura 3.23c).

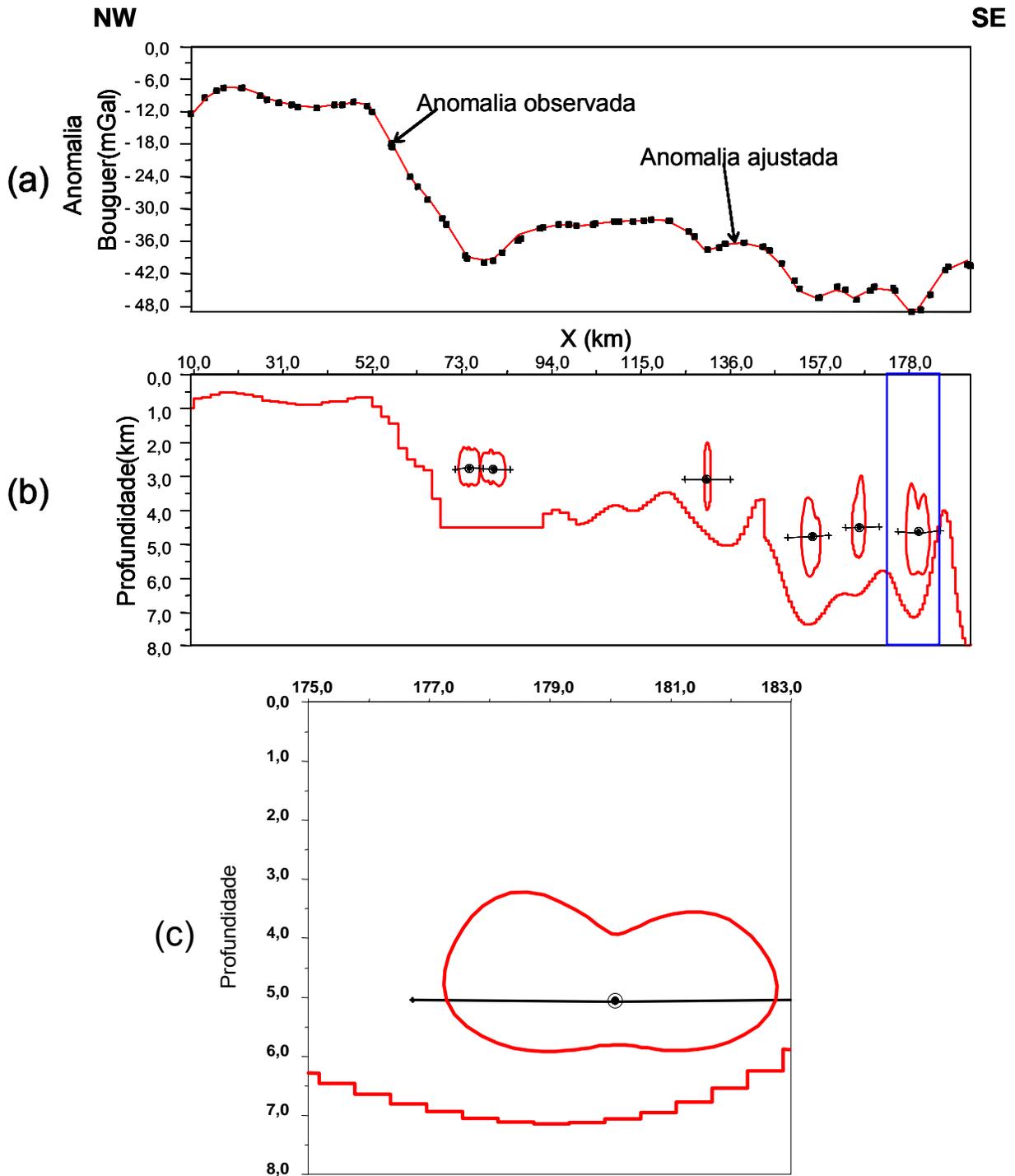


Figura 3.23: Bacia de Campos. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Estimativas (linhas vermelhas) do relevo do embasamento e das geometrias de cinco possíveis estruturas salinas. Os círculos preenchidos em (b) assinalam os centros de cada polígono associado ao modelo interpretativo das estruturas salinas. Os segmentos pretos originados nos círculos assinalam as direções preferenciais ao longo das quais a propriedade física anômala presumivelmente se concentra. (c) Detalhe da estrutura salina contida no retângulo azul mostrado em (b).

(ii) Bacia do Jequitinhonha: A Figura 3.24a mostra em pontos pretos a anomalia gravimétrica (94 observações) corrigida dos efeitos da lâmina d'água e da elevação da Moho em direção ao oceano, medida ao longo do perfil sobre a Bacia do Jequitinhonha, cuja localização é mostrada nas Figuras 3.15 e 3.17.

Os modelos interpretativos consistem de 119 prismas, distribuídos no intervalo  $x \in [0 \text{ km}, 93,56 \text{ km}]$  para o relevo do embasamento e de dois prismas horizontais 2D com seções poligonais para as estruturas salinas. Cada seção poligonal que compõe uma estrutura salina é definida por 70 raios, com origens do sistema de coordenadas em  $(x_o^{(1)}, z_o^{(1)}) = (57,8 \text{ km}, 3,54 \text{ km})$  e  $(x_o^{(2)}, z_o^{(2)}) = (78,7 \text{ km}, 5,0 \text{ km})$ . Na inversão, incorporamos as informações a priori F1, F2, F3 e F4 e usamos  $\Delta\rho_o = -0,27 \text{ g/cm}^3$ ,  $\beta = 5 \text{ km}$ ,  $\Delta\rho_1^{(2)} = \Delta\rho_2^{(2)} = -0,4 \text{ g/cm}^3$ ,  $\mu_1 = 0,3$ ,  $p_{\max} = 5,75 \text{ km}$ ,  $\mu_2 = 10^{-6}$ ,  $\eta_1^{(1)} = \eta_2^{(1)} = 0,1$ ,  $\eta_1^{(2)} = \eta_2^{(2)} = 0,5$ ,  $a_o^{(1)} = 0,5 \text{ km}$  e  $a_o^{(2)} = 0,35 \text{ km}$ . A solução (Figura 3.24b) produz um ajuste aceitável dos dados (linha contínua vermelha na Figura 3.24a), indicando a presença de falhas escalonadas no relevo do embasamento e a presença de duas possíveis estruturas salinas. A almofada centrada na posição  $(x_o^{(1)}, z_o^{(1)}) = (57,8 \text{ km}, 3,54 \text{ km})$  tem aproximadamente 6,05 km de extensão horizontal e 1,43 km de espessura e a almofada centrada na posição  $(x_o^{(2)}, z_o^{(2)}) = (78,7 \text{ km}, 5,0 \text{ km})$  tem aproximadamente 5,96 km de extensão horizontal e 1,18 km de espessura.

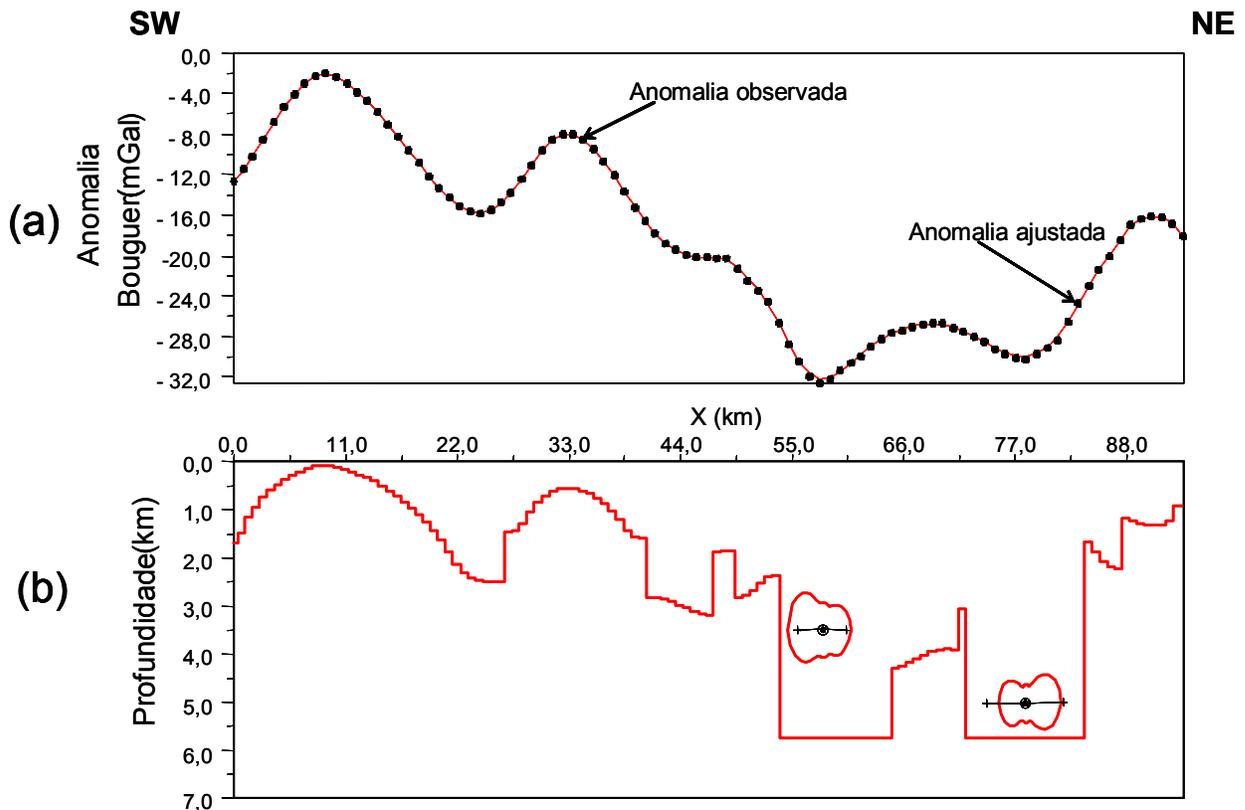


Figura 3.24: Bacia do Jequitinhonha. (a) Anomalias gravimétricas observada e ajustada. (b) Estimativas do relevo do embasamento e das geometrias de duas possíveis estruturas salinas. Os círculos preenchidos em (b) assinalam os centros de cada polígono associado ao modelo interpretativo das estruturas salinas. Os segmentos pretos originados nos círculos assinalam as direções preferenciais ao longo das quais a propriedade física anômala presumivelmente se concentra.

### 3.4 CONCLUSÕES

Apresentamos no capítulo 3 um método de interpretação gravimétrica para o ambiente geológico de bacias intra-cratônicas ou marginais, cujo pacote sedimentar apresenta densidade variando com a profundidade e abriga estruturas salinas. O método combina duas técnicas de inversão pré-existentes, que foram até então usadas individualmente para delinear o relevo do embasamento e o contorno de fontes rasas apresentando formas geométricas complexas.

Os modelos interpretativos consistem de (i) um conjunto de prismas verticais 2D justapostos que aproximam o pacote sedimentar e que apresentam contraste de densidade com o embasamento conhecido, diminuindo com a profundidade segundo uma lei hiperbólica; (ii) um

conjunto de prismas 2D com seções verticais poligonais que aproximam a geometria complexa das estruturas salinas intra-sedimentares e que apresentam contrastes de densidade com o embasamento conhecidos e constantes, podendo variar de uma estrutura para outra.

Vínculos de proximidade relativa, de desigualdade, de suavidade ponderada e de concentração de propriedade física anômala ao longo de direções preferenciais foram usados para estabilizar a solução. A eficiência do método foi testada em três ambientes geológicos sintéticos, que apresentam relevo do embasamento suave ou descontínuo e estruturas salinas no pacote sedimentar. Os resultados mostraram que o método é promissor para delinear o relevo do embasamento e as geometrias das estruturas intra-sedimentares, permitindo assim um desacoplamento do efeito de fontes situadas em profundidades diferentes sem a necessidade de uma prévia separação regional-residual. Aplicamos o método a dados reais de dois perfis gravimétricos ao largo da bacia de Campos e da bacia do Jequitinhonha. As interpretações mostraram a presença de falhas escalonadas, grabens e possíveis almofadas e domos de sal na bacia de Campos e de horsts e graben e duas almofadas de sal na bacia do Jequitinhonha.

A inversão de um perfil pode levar de alguns segundos a vários minutos em um computador com 1 GB de memória e velocidade de 2 GHz. O método foi incorporado em um software com interface amigável, permitindo, assim, que o intérprete teste, de maneira fácil e rápida, diferentes hipóteses geológicas.

Embora o método tenha sido desenvolvido primordialmente para interpretação gravimétrica em ambiente de bacias marginais contendo domos e almofadas de sal e relevo do embasamento cortado por falhas de gravidade, ele pode ser aplicado à interpretação de bacias intracratônicas contendo diques, soleiras e lacólitos de diabásio, bem como à interpretação de anomalias causadas pelo relevo da Moho na presença de anomalias produzidas por fontes intracrustais e à interpretação de bacias marginais cujo relevo do embasamento apresenta um sistema de falhas lítricas abrigando estruturas salinas.

## 4 CONCLUSÕES FINAIS

A interpretação de dados de campos potenciais pode complementar a interpretação sísmica na detecção e localização de estruturas favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos. A interpretação gravimétrica e magnética, bem como a interpretação de qualquer dado geofísico, pode ser um problema mal-posto se o intérprete demandar mais informações sobre as fontes anômalas do que aquelas contidas nos dados. Para que isso não ocorra, o intérprete deve tentar extrair apenas as informações contidas nas observações ou acrescentar informação geológica a priori sobre as fontes anômalas. Nesta tese apresentamos dois métodos de interpretação de dados de campos potenciais.

O primeiro usa apenas a informação contida nos dados e consiste em aplicar o operador de continuação analítica para baixo a dados aeromagnéticos coletados sobre a margem continental. A finalidade é realçar a resposta magnética de províncias geológicas características da crosta continental. Estas respostas são naturalmente atenuadas na área do talude continental e em parte da elevação continental devido ao aumento da distância entre as fontes e o sensor nesta região. A continuação para baixo destas anomalias magnéticas até o nível batimétrico, ou até o relevo do embasamento, permite visualizar a continuidade de tais feições magnéticas em direção ao oceano e estimar os seus limites, que são tomados como estimativas conservativas do limite entre as crostas continental e oceânica. A operação de continuação para baixo é instável e precisa ser estabilizada. A escolha do regularizador de Tikhonov de primeira ordem se deveu ao fato que este regularizador apenas degrada a resolução demandada dos dados em troca de maior estabilidade, sem necessitar de informação a priori concretas sobre as fontes.

A maior dificuldade neste método reside na resolução de um sistema de equações lineares de grande porte que consome um grande esforço computacional. O tempo de processamento foi reduzido através da resolução do sistema pelo método do gradiente conjugado e, principalmente, pelo processamento dos dados por janelas móveis. Uma vez que o método não necessita de informação a priori sobre as fontes anômalas, além do pressuposto que existem fontes magnéticas exclusivas da crosta continental, ele pode ser aplicado em estágios iniciais de um programa de exploração em que a quantidade de informação geológica sobre as fontes magnéticas é limitada. O método pode ser estendido para ambientes de bacia sedimentar desenvolvida sobre partes de

zonas de cinturão de cisalhamento. A aplicação do método neste ambiente permitiria determinar a extensão da zona de cisalhamento abaixo da bacia, o que contribuiria para o entendimento dos processos tectônicos associados à implantação da bacia.

O segundo método apresentado nesta tese permite, através dos dados gravimétricos, delinear o relevo de um embasamento descontínuo e a geometria de estruturas salinas no interior do pacote sedimentar, cujo contraste de densidade é presumido decrescer com a profundidade. A quantidade de informação demandada neste método é grande e para conseguir soluções estáveis e geologicamente significativas, foi introduzida uma quantidade substancial de informação geológica. Particularmente, são necessárias informações sobre a localização e a espessura aproximadas de cada almofada salina, sobre a localização e a largura aproximadas de cada domo salino, sobre as direções preferenciais de cada estrutura salina, sobre os contrastes de densidade de todas as fontes anômalas com o embasamento e sobre a profundidade máxima da bacia. Estas informações foram introduzidas através de vínculos de desigualdade e dos funcionais estabilizadores da suavidade, do “ridge regression”, da suavidade ponderada e da concentração de massa ao longo de direções preferenciais.

A maior restrição deste método reside na disponibilidade e confiabilidade das informações geológicas necessárias para a sua aplicação. Uma vez que ele emprega uma grande quantidade de informações, que devem ser confiáveis, ele só deve ser aplicado em estágios avançados de um programa de exploração, quando grande parte das informações necessárias está disponível. No caso em que estas informações não existam, o método pode ser empregado como ferramenta auxiliar para o teste de hipótese geológicas, o que pode ser feito de forma rápida e eficiente na sua implementação através de uma interface gráfica amigável. O método pode ser estendido à interpretação de bacias intracratônicas contendo diques, soleiras e lacólitos de diabásio, bem como à interpretação de anomalias causadas pelo relevo da Moho na presença de anomalias produzidas por fontes intracrustais e à interpretação de bacias marginais cujos relevos do embasamento apresentam um sistema de falhas lítricas abrigando estruturas salinas. A extensão do método para corpos com geometria 2,5 D é imediata.

## REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO (ANP). Disponível em: <<http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round2/Pdocs/Pbacias/PBframe04.htm>> Acesso em: 22 jul. 2007.

BAIN, J.; MILLEGAN, P. Previewing the seismic link: an upcoming workshop about risk reduction. **The Leading Edge**, v. 18, n. 9, p. 1009-1011, 1999.

BARBOSA, V. C. F.; MENEZES, P. T. L.; SILVA, J. B. C. Gravity data as a tool for detecting faults: In-depth enhancement of subtle Almada's basement faults, Brazil. **Geophysics**, v. 72, n. 3, B59-B68, 2007.

BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B. C.; MEDEIROS, W. E. Gravity inversion of basement relief using approximate equality constraints on depths. **Geophysics**, v. 62, n.6, p. 1745-1757, 1997.

BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B. C.; MEDEIROS, W. E. Gravity inversion of a discontinuous relief stabilized by weighted smoothness constraints on depth. **Geophysics**, v. 64, n.5, p. 1429-1437, 1999.

BARD, Y. **Nonlinear Parameter Estimation**. New York: Academic Press Inc., 1974. 341p.

BELTRÃO, J. F.; SILVA, J. B. C.; COSTA, J. C. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. **Geophysics**, v. 56, n. 1, p. 80-89, 1991.

BIEGERT, E. K.; MILLEGAN, P. S. Beyond recon: the new world of gravity and magnetics. **The Leading Edge**, v. 17, n. 1, p. 41-41, 1998.

BLAKELY, R. J. **Potential theory in gravity and magnetic applications**. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 441 p.

CASTILHO, J. G. **Integração de dados de métodos potenciais e de sensoriamento remoto como subsídio à exploração petrolífera offshore nas bacias de cumuruxatiba e jequitinhonha**. 2005. 177f. Dissertação (Mestre em Ciências em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

CHAGAS, L. S. Bacias sedimentares Brasileiras: Bacia do Jequitinhonha. **Phoenix**, n. 59, p. 1-4, 2003.

DATA acquisition form. Disponível em: <[http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi)> Acesso em: 19 jan. 2007.

GLENN, W. E.; BADGE, R. A. High resolution aeromagnetic surveys for hydrocarbon exploration: prospect scale interpretation. **Canadian Journal of Exploration Geophysics**, v. 34, n. 1 e 2, p. 97-102, 1998.

GRAUCH, V. J. S.; HUDSON, M. R.; MINOR, S. A. Case history - aeromagnetic expression of faults that offset basin fill, Albuquerque basin, New Mexico. **Geophysics**, v. 66, n. 3, p. 707-720, 2001.

GUARDADO, L. R. et al. Petroleum system of the Campos Basin, In: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (Eds.). **Petroleum systems of South Atlantic margins**. Local: AAPG, 2000. Memoir, 73, p. 317-324, 2000.

HADAMARD, J. Sur les problèmes aux dérivées partielles et leur signification physique. **Bull Princeton Univ.**, v. 13, p. 1-20, 1902.

HEARST, R. B.; MORRIS, W. A. Regional gravity setting of the sudbury structure. **Geophysics**, v. 66, n. 6, p. 1680 – 1690, 2001.

HENDERSON, R. G. On the validity of the use of the upward continuation integral for total magnetic intensity data. **Geophysics**, v. 35, n. 5, p. 916-919, 1970.

LEÃO, J. W. D.; SILVA, J. B. C. Discrete linear transformations of potential field data. **Geophysics**, v. 54, n. 4, p. 497-507, 1989.

LITINSKY, V. A. Concept of effective density: key to gravity determinations for sedimentary basins. **Geophysics**, v. 54, n. 11, p. 1474-1482, 1989.

MALLICK, K.; SHARMA, K. K. A finite element method for computation of the regional gravity anomaly. **Geophysics**, v. 64, n. 2, p. 461–469, 1999.

MARDIA, K. V.; KENT, J. T.; BIBBY, J. M. **Multivariate Analysis**. Academic Press, 1979, 521p.

MARQUARDT, D. W. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. **Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics**, v. 11, n. 2, p. 431-441, 1963.

MARTINI, F.; BEAN, C. J. Interface scattering versus body scattering in subbasalt imaging and application of prestack wave equation datuming. **Geophysics**, v. 67, n. 5, p. 1593–1601, 2002.

MEDEIROS, W. E.; SILVA, J. B. C. Geophysical inversion using approximate equality constraints. **Geophysics**, v. 61, n. 6, p. 1678-1688, 1996.

MILANI, E. J. et al. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Revista Brasileira de Geofísica**. v. 18, n. 3, p. 352-396, 2000.

MIO, E.; CHANG, H. K.; CORRÊA, F. S. Integração de métodos geofísicos na modelagem crustal da bacia de santos. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 23, n. 3, p. 275-284, 2005.

NAGIHARA, S.; HALL, S. A. Three-dimensional gravity inversion using simulated annealing: Constraints on the diapiric roots of allochthonous salt structures. **Geophysics**, v. 66, n. 5, p. 1438 – 1449, 2001.

PAIGE, C. C.; SAUDERS, M. A. LSQR: an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. **ACM Transactions on Mathematical Software**, v. 8, n. 1, p. 43-71, 1982.

PURUCKER, M. E.; SABAKA, T. J.; LANGEL, R. A. Conjugate gradient analysis: A tool for studying satellite magnetic data sets. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 5, p. 507 – 510, 1996.

RAO, C. V.; CHAKRAVARTHI, V.; RAJU, M. L. Parabolic density function in sedimentary basin modeling. **Pure and Applied Geophysics**, v. 140, n. 3, p. 493 – 501, 1993.

RATCLIFF, D. W.; WEBER, D. J. Geophysical imaging of subsalt geology. **The Leading Edge**, v. 16, n. 2, p. 115-119, 1997.

SCHENK, R. L.; MORRIS, J. J.; HALL, S. A. Integrated gravity modeling of salt feature in the Mississippi Salt Basin. **Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions**, v. 46, p. 367-372, 1996.

SERCOMBE, W. J. et al. Significant structural reinterpretation of the subsalt, giant October Field, Gulf of Suez, Egypt, Using SCAT, isogon-based sections and maps, and 3-D seismic. **The Leading Edge**, v. 16, n. 8, p. 1143-1152, 1997.

SILVA DIAS, F. J. S.; BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B. C. 2D gravity inversion of a complex interface in the presence of interfering sources. **Geophysics**, v. 72, n. 2, p. I13-I22, 2007.

SILVA, J. B. C.; COSTA, D. C. L.; BARBOSA, V. C. F. Gravity inversion of basement relief and estimation of density contrast variation with depth. **Geophysics**, v. 71, n. 5, p. J51-J58, 2006.

SILVA, J. B. C.; BARBOSA, V. C. F. Generalized radial inversion of 2D potential field data. **Geophysics**, v. 69, n. 6, p. 1405-1413, 2004.

SILVA, J. B. C.; MEDEIROS, W. E.; BARBOSA, V. C. F. Potential field inversion: choosing the appropriate technique to solve a geologic problem. **Geophysics**, v. 66, n. 2, p. 511-520, 2001.

TELFORD, W. M. et al. **Applied geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1976, 860p.

TALWANI, M.; WORZEL, J. C.; LANDISMAN, M. Rapid gravity calculations for two-dimensional bodies with application to the mendocino submarine fracture zone. **J. Geophys. Res.**, v. 64, n. 1, p. 49-59, 1959.

TIKHONOV, A. N.; ARSENIN, V. Y. **Solutions of ill-posed problems**. Washington: V.H. Winston & Sons, 1977. 258p.

VISWESWARA RAO, C.; CHAKRAVARTHI, V.; RAJU, M. L. Forward modelling: gravity anomalies of two-dimensional bodies of arbitrary shape with hyperbolic and parabolic density functions. **Computers & Geosciences**, v. 20, n. 5, p. 873-880, 1994.

## **APÊNDICES**

# APÊNDICE A: FORMULAÇÃO MATRICIAL E DETALHES MATEMÁTICOS DOS FUNCIONAIS ESTABILIZADORES EMPREGADOS NO CAPÍTULO 3

*Suavidade global:* Mantendo a mesma notação adotada na seção 3.2.2, os funcionais estabilizadores da suavidade global são expressos por (BARBOSA; SILVA; MEDEIROS, 1997):

$$\Phi_1(\mathbf{p}) = \|\mathbf{R}_1 \mathbf{p}\|^2, \quad (\text{A.1})$$

para os parâmetros  $\mathbf{p}$  que definem o relevo do embasamento e por (SILVA; BARBOSA, 2004):

$$\Phi_2(\mathbf{r}) = \sum_{j=1}^{M_s} \|\mathbf{R}_2^{(j)} \mathbf{r}^{(j)}\|^2, \quad (\text{A.2})$$

para os parâmetros  $\mathbf{r}^{(j)}$ ,  $j=1,2,\dots,M_s$  que definem os prismas das estruturas salinas. Nas expressões acima, as matrizes  $\mathbf{R}_1$  ( $M-1 \times M$ ) e  $\mathbf{R}_2^{(j)}$  ( $L_j \times L_j$ ) são operadores diferenciais discretos de primeira ordem dados por:

$$\mathbf{R}_1 = \begin{bmatrix} 1 & -1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & 1 & -1 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & -1 \end{bmatrix} \quad (\text{A.3})$$

e

$$\mathbf{R}_2^{(j)} = \begin{bmatrix} 1 & -1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & 1 & -1 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & -1 \\ -1 & 0 & 0 & \dots & 0 & 1 \end{bmatrix}. \quad (\text{A.4})$$

*Suavidade ponderada:* O funcional  $\Phi_3(\mathbf{p})$  da suavidade ponderada é expresso em notação matricial por (BARBOSA; SILVA; MEDEIROS, 1999):

$$\Phi_3(\mathbf{p}) = \|\mathbf{V}\mathbf{R}_1\mathbf{p}\|^2, \quad (\text{A.5})$$

em que  $\mathbf{R}_1$  é a matriz definida na equação A.3 e  $\mathbf{V}$  é uma matriz  $(M-1 \times M-1)$ , diagonal, de pesos com elemento  $v_{ii} \in (0,1]$  definido na  $k$ -ésima iteração por:

$$v_{ii(k)} = \exp\left(-f\left(\frac{(p_{i+1(k)} - p_{i(k)})^2 - \chi_{(k)}}{(p_{\max_{i+1}} - p_{\min_{i+1}})(p_{\max_i} - p_{\min_i})}\right)\right), \quad (\text{A.6})$$

em que os subscritos  $i+1$  e  $i$  definem o  $i$ -ésimo par de parâmetros adjacentes,  $\chi_{(k)}$  é um fator de normalização vinculando o maior valor de  $v_{ii(k)}$  a ser igual a unidade,  $f$  é um fator constante e  $p_{\min_{i+1}}$ ,  $p_{\min_i}$  e  $p_{\max_{i+1}}$ ,  $p_{\max_i}$  são elementos, respectivamente, dos vetores  $\mathbf{p}_{\max}$  e  $\mathbf{p}_{\min}$ , definidos no Apêndice B.

A matriz  $\mathbf{V}$  pondera a  $i$ -ésima linha de  $\mathbf{R}_1$  pelo  $i$ -ésimo elemento diagonal  $v_{ii}$ , associando um grau maior ou menor de suavidade aos parâmetros adjacentes. Esta associação ocorre de acordo com o valor de  $v_{ii}$ , ou seja, se  $v_{ii} = 1$ , a suavidade entre as espessuras dos prismas adjacentes, relacionados ao  $i$ -ésimo vínculo, será a maior possível (mas ainda devendo ser compatível com os dados gravimétricos); por outro lado, se  $v_{ii} \approx 0$ , nenhuma transição suave é imposta entre tais espessuras. O elemento  $v_{ii}$  da matriz  $\mathbf{V}$  depende das estimativas de  $\mathbf{p}$  e quanto maior a diferença entre as estimativas das espessuras do  $i$ -ésimo par de prismas adjacentes, menor será o peso atribuído à suavidade entre eles. Devido à dependência de  $\mathbf{V}$  em  $\mathbf{p}$ , este vínculo é incorporado de modo iterativo, como indicado na equação A.6. Desta forma, as estimativas dos parâmetros adjacentes próximas entre si tenderão a se tornar, nas iterações subseqüentes, mais próximas ainda e vice-versa.

O funcional  $\Phi_4(\mathbf{p})$ , associado também ao vínculo da suavidade ponderada, é dado, em notação matricial, por

$$\Phi_4(\mathbf{p}) = \|(\mathbf{p} - \mathbf{p}_{\max})\|^2, \quad (\text{A.7})$$

em que  $\mathbf{p}_{\max}$  é o vetor constante contendo o limite superior,  $p_{\max}$ , conhecido a priori, das espessuras dos prismas que modelam o pacote sedimentar.

*Concentração de propriedade física anômala ao longo de direções preferenciais:* Este funcional é definido por Silva e Barbosa (2004) como:

$$\Phi_5(\mathbf{r}) = \sum_{j=1}^{M_s} \left\| \mathbf{U}^{(j)} (\mathbf{r}^{(j)} - \mathbf{a}_0^{(j)}) \right\|^2, \quad (\text{A.8})$$

em que  $\mathbf{a}_0^{(j)}$  é o vetor de valores de referência para os  $L_j$  parâmetros que definem a  $j$ -ésima estrutura salina, presumivelmente alongada em  $J$  direções preferenciais,  $\beta_l^{(j)}$ ,  $l = 1, 2, \dots, J$  e  $\mathbf{U}^{(j)}$  é a matriz diagonal de pesos cujo  $k$ -ésimo elemento  $u_{kk}^{(j)}$  é definido por:

$$u_{kk}^{(j)} = \min_l \left\{ \left| \sin \left[ 0,5(\beta_l^{(j)} - \theta_k) \right] \right| + \varepsilon \right\}^2, \quad (\text{A.9})$$

sendo  $\varepsilon$  um número pequeno positivo associado a uma razão esperada,  $\xi$ , entre a menor e a maior dimensão das fontes. Devido o peso máximo ser 1,  $\varepsilon$  deve ser próximo de  $\xi$ .

Detalhes matemáticos e algorítmicos sobre a incorporação dos vínculos acima são apresentados nos Apêndices C e D.

## APÊNDICE B: VÍNCULOS DE DESIGUALDADE

Os vínculos de desigualdade são definidos para o vetor  $\mathbf{q}$ , elemento por elemento, por:

$$\mathbf{q}_{\min} < \mathbf{q} < \mathbf{q}_{\max}, \quad (\text{B.1})$$

em que  $\mathbf{q}_{\min} = [\mathbf{p}_{\min}^T \quad \mathbf{r}_{\min}^T]^T$  e  $\mathbf{q}_{\max} = [\mathbf{p}_{\max}^T \quad \mathbf{r}_{\max}^T]^T$ . Os vetores  $\mathbf{p}_{\min}$  e  $\mathbf{p}_{\max}$ , de dimensão  $M$ , definem, respectivamente, os limites inferior e superior das espessuras dos prismas que modelam o pacote sedimentar. Os vetores  $\mathbf{r}_{\min}$  e  $\mathbf{r}_{\max}$ , dados por

$$\mathbf{r}_{\min} = [\mathbf{r}_{\min}^{(1)T} \quad \mathbf{r}_{\min}^{(2)T} \cdots \mathbf{r}_{\min}^{(M_S)T}]^T \quad (\text{B.2})$$

e

$$\mathbf{r}_{\max} = [\mathbf{r}_{\max}^{(1)T} \quad \mathbf{r}_{\max}^{(2)T} \cdots \mathbf{r}_{\max}^{(M_S)T}]^T \quad (\text{B.3})$$

definem, respectivamente, os limites inferior e superior,  $\mathbf{r}_{\min}^{(j)}$  e  $\mathbf{r}_{\max}^{(j)}$ ,  $j = 1, 2, \dots, M_S$ , para os raios dos prismas que modelam cada estrutura salina. Para a metodologia apresentada no capítulo 3, usamos  $\mathbf{p}_{\min}$  igual ao vetor nulo,  $\mathbf{p}_{\max}$  igual a um vetor constante cujo elemento é a profundidade máxima do relevo do embasamento, conhecida a priori ou presumida pelo intérprete,  $\mathbf{r}_{\min} = \{r_{\min_i}\}$  com  $r_{\min_i} = 5 \times 10^{-5}$  e  $\mathbf{r}_{\max}^{(j)}$  um vetor cujo  $k$ -ésimo elemento, dado para o  $j$ -ésimo prisma, é

$$r_{\max_k}^{(j)} = d, \quad 0 \leq \theta_k \leq \pi, \quad j = 1, 2, \dots, M_S \quad (\text{B.4})$$

ou

$$r_{\max_k}^{(j)} = \frac{z_o}{\text{abs}[\sin(\theta_k)]}, \quad \pi < \theta_k < 2\pi, \quad j = 1, 2, \dots, M_S \quad (\text{B.5})$$

para todo  $j = 1, \dots, M_S$ , em que  $d < p_{\max}$  é um limite superior para o vetor  $\mathbf{r}_{\max}$ .

A condição dada na expressão B.4 estabelece um limite para a base das estimativas das fontes salinas. Entretanto a condição  $d < p_{\max}$  pode não impedir que ocorra sobreposição entre as estimativas do relevo do embasamento e dos diápiros salinos. Quando isto acontece, descartamos este conjunto de interpretações e reiniciamos o processamento aumentando os valores de  $\eta_1^{(2)}$ , ...,

$\eta_{M_s}^{(2)}$  na expressão 3.11, o que impõe valores menores para as estimativas dos raios  $e$ , portanto, mais próximas, respectivamente, aos valores atribuídos aos elementos dos vetores  $\mathbf{a}_0^{(1)}$ ,  $\mathbf{a}_0^{(2)}$ , ...,  $\mathbf{a}_0^{(M_s)}$  introduzidos na expressão A.8. A condição dada na equação B.5, por sua vez, previne que as coordenadas  $z$  dos vértices do  $j$ -ésimo prisma das estruturas salinas sejam negativas.

## APÊNDICE C: MINIMIZAÇÃO DO FUNCIONAL 3.11

O funcional dado na equação 3.11 pode ser expresso na forma matricial

$$\tau(\mathbf{q}) = \|\mathbf{g}^o - \mathbf{h}(\mathbf{q})\| + \mathbf{q}^T \mathbf{E} \mathbf{q} + (\mathbf{q} - \mathbf{c}_o)^T \mathbf{F} (\mathbf{q} - \mathbf{c}_o), \quad (\text{C.1})$$

em que  $\mathbf{g}^o$  é o vetor da anomalia gravimétrica observada;  $\mathbf{h}(\mathbf{q})$  é o vetor da anomalia teórica dada na equação 3.6,  $\mathbf{q}$  é o vetor dos parâmetro dos prismas dos modelos interpretativos,  $\mathbf{c}_o = [\mathbf{p}_{\max}^T \ \mathbf{a}_o^T]^T$  é o vetor de dimensão  $(M + M_D)$ , em que  $\mathbf{p}_{\max}$  é o vetor constante de dimensão  $M$  cujo  $i$ -ésimo elemento  $\{p_{\max_i}\}$  é a profundidade máxima do relevo do embasamento e  $\mathbf{a}_o \equiv [\mathbf{a}_o^{(1)T} \ \mathbf{a}_o^{(2)T} \ \dots \ \mathbf{a}_o^{(M_s)T}]^T$  é o vetor de parâmetros de referência das direções preferenciais de dimensão  $M_D = L_1 + \dots + L_{M_s}$  das  $M_s$  estruturas salinas; as matrizes  $\mathbf{E}$  e  $\mathbf{F}$  são formas quadráticas dadas por  $\mathbf{E} = \boldsymbol{\sigma} \mathbf{X} \boldsymbol{\sigma}$  e  $\mathbf{F} = \boldsymbol{\gamma} \mathbf{Z} \boldsymbol{\gamma}$ , sendo:

$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} \mathbf{W}_1 & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{Y}_1^{(1)} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{Y}_1^{(2)} & \dots & \mathbf{0} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{Y}_1^{(M_s)} \end{bmatrix}, \quad (M + M_D) \times (M + M_D), \quad (\text{C.2})$$

$$\mathbf{Z} = \begin{bmatrix} \mathbf{W}_2 & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{Y}_2^{(1)} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{Y}_2^{(2)} & \dots & \mathbf{0} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{Y}_2^{(M_s)} \end{bmatrix}, \quad (M + M_D) \times (M + M_D), \quad (\text{C.3})$$

$$\boldsymbol{\sigma} = \begin{bmatrix} \boldsymbol{\varepsilon}_1 & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \boldsymbol{\kappa}_{(1)} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \boldsymbol{\kappa}_{(2)} & \dots & \mathbf{0} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \dots & \boldsymbol{\kappa}_{(M_s)} \end{bmatrix}, \quad (M + M_D) \times (M + M_D), \quad (\text{C.4})$$

$$\boldsymbol{\gamma} = \begin{bmatrix} \boldsymbol{\varepsilon}_2 & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \cdots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{v}_{(1)} & \mathbf{0} & \cdots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{v}_{(2)} & \cdots & \mathbf{0} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \cdots & \mathbf{v}_{(M_S)} \end{bmatrix}, \quad (M + M_D) \times (M + M_D), \quad (\text{C.5})$$

em que

$$\boldsymbol{\varepsilon}_1 = \begin{bmatrix} \sqrt{\mu_1} & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \sqrt{\mu_1} & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & \sqrt{\mu_1} \end{bmatrix}, \quad M \times M, \quad (\text{C.6})$$

$$\boldsymbol{\varepsilon}_2 = \begin{bmatrix} \sqrt{\mu_2} & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \sqrt{\mu_2} & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & \sqrt{\mu_2} \end{bmatrix}, \quad M \times M, \quad (\text{C.7})$$

$$\boldsymbol{\kappa}_{(j)} = \begin{bmatrix} \sqrt{\eta_1^{(j)}} & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \sqrt{\eta_1^{(j)}} & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & \sqrt{\eta_1^{(j)}} \end{bmatrix}, \quad L_j \times L_j, \quad j = 1, \dots, M_S \quad (\text{C.8})$$

e

$$\mathbf{v}_{(j)} = \begin{bmatrix} \sqrt{\eta_2^{(j)}} & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \sqrt{\eta_2^{(j)}} & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & \sqrt{\eta_2^{(j)}} \end{bmatrix}, \quad L_j \times L_j, \quad j = 1, \dots, M_S, \quad (\text{C.9})$$

sendo  $\mathbf{0}$  matrizes nulas e as matrizes  $\mathbf{W}_1$ ,  $\mathbf{W}_2$ ,  $\mathbf{Y}_1^{(j)}$  e  $\mathbf{Y}_2^{(j)}$ ,  $j = 1, \dots, M_S$ , dadas por:

$$\mathbf{W}_1 = \mathbf{R}_1^T [\mathbf{V}^T \mathbf{V}] \mathbf{R}_1, \quad (\text{C.10})$$

$$\mathbf{W}_2 = \mathbf{I}_M, \quad (\text{C.11})$$

$$\mathbf{Y}_1^{(j)} = [\mathbf{R}_2^{(j)}]^T \mathbf{R}_2^{(j)}, \quad (\text{C.12})$$

e

$$\mathbf{Y}_2^{(j)} = [\mathbf{U}^{(j)}]^T \mathbf{U}^{(j)}. \quad (\text{C.13})$$

Nas equações acima,  $\mathbf{I}_M$  é a matriz identidade de ordem  $M$ ,  $\mathbf{V}$  e  $\mathbf{U}^{(j)}$  são, respectivamente, matrizes diagonais de pesos, para as espessuras dos prismas do relevo do embasamento e para os raios dos prismas das estruturas salinas, definidas no Apêndice A;  $\mathbf{R}_1$  e  $\mathbf{R}_2^{(j)}$  são matrizes respectivamente definidas nas equações A.3 e A.4 e  $\mu_1, \mu_2, \eta_1^{(1)}, \dots, \eta_{M_S}^{(1)}, \eta_1^{(2)}, \dots, \eta_{M_S}^{(2)}$  são escalares não negativos.

A minimização do funcional C.1 é um problema não-linear. Desse modo, uma estimativa do vetor  $\mathbf{q}$  é obtida iterativamente, computando-se a cada iteração  $k$ , o vetor  $\mathbf{q}_{k+1} = \mathbf{q}_k + \Delta\mathbf{q}_k$ , em que  $\mathbf{q}_k$  é a estimativa do vetor de parâmetros  $\mathbf{q}$  na  $k$ -ésima iteração. O vetor  $\Delta\mathbf{q}_k$  é estimado, via Método de Newton com as modificações de Gauss-Newton e Marquardt, da seguinte maneira:

(i) Expande-se o funcional C.1 em série de Taylor no entorno do vetor de parâmetros  $\mathbf{q}_k$  conservando-se termos até segunda ordem.

(ii) Toma-se o gradiente desta função expandida e iguala-se o resultado ao vetor nulo.

(iii) Introduce-se, no passo do método de Newton, a aproximação de Gauss-Newton para a Hessiana de  $\tau(\mathbf{q})$  e a modificação de Marquardt, obtendo-se

$$\Delta\mathbf{q}_k = \mathbf{D}_k \left[ \mathbf{D}_k (\mathbf{B}_k^T \mathbf{B}_k + \mathbf{E} + \mathbf{F}) \mathbf{D}_k + \lambda \mathbf{I} \right]^{-1} \mathbf{D}_k \left[ \mathbf{B}_k^T (\mathbf{g}_l^o - \mathbf{h}_l(\mathbf{q}_k)) - \mathbf{E} \mathbf{q}_k - \mathbf{F} (\mathbf{q}_k - \mathbf{c}_o) \right], \quad (\text{C.14})$$

em que  $\lambda$  é o parâmetro de Marquardt,  $\mathbf{I}$  é a matriz identidade de dimensão

$(M + M_D) \times (M + M_D)$ ,  $\mathbf{B}_k \equiv \{b_{ij}\} = \left. \frac{\partial h(x_i, \mathbf{q}_k, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(2)})}{\partial q_j} \right|_{x=x_i^j}$ , sendo  $h(x_i, \mathbf{q}_k, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(1)}, \Delta\boldsymbol{\rho}^{(2)})$  o

funcional dado na equação 3.6 e  $\mathbf{D}_k$  é a matriz diagonal de normalização, cujo elemento  $d_{ii}^k$  é

$$d_{ii}^k = \left( \frac{1}{s_{ii}^k} \right)^{-1/2}, \quad (\text{C.15})$$

sendo  $s_{ii}^k$  o  $i$ -ésimo elemento diagonal da matriz  $\mathbf{S}^k$  definida como

$$\mathbf{S}^k = \mathbf{B}_k^T \mathbf{B}_k + \mathbf{E} + \mathbf{F} \quad (\text{C.16})$$

## APÊNDICE D: ALGORITMO DO MÉTODO APRESENTADO NO CAPÍTULO 3

A metodologia do capítulo 3 foi implementada usando o algoritmo descrito nos seguintes passos (BARBOSA; SILVA; MEDEIROS, 1999):

(1) Iteração  $k = 0$ : entrada de  $\mathbf{g}^0$ ,  $\mathbf{R}_1$ ,  $\mathbf{V}$ ,  $\mathbf{R}_2^{(j)}$ ,  $\mathbf{U}^{(j)}$ ,  $\mathbf{p}_{\min}$ ,  $\mathbf{p}_{\max}$ ,  $\mathbf{r}_{\min}$  e  $\mathbf{r}_{\max}$ , (definidos nos Apêndices A e B), dos parâmetros de regularização,  $\mu_1$ ,  $\mu_2$ ,  $\eta_1^{(1)}$ , ...,  $\eta_{M_s}^{(1)}$ ,  $\eta_1^{(2)}$ , ...,  $\eta_{M_s}^{(2)}$ , de um critério de decisão,  $\psi$  sobre o vínculo a ser usado sobre o relevo do embasamento (se  $\psi = 0$  o vínculo é a suavidade global; se  $\psi = 1$  o vínculo é a suavidade ponderada) e uma aproximação inicial  $\mathbf{q}_0 = [\mathbf{p}_0^T \ \mathbf{r}_0^T]^T$  satisfazendo o conjunto de vínculos de desigualdade. A matriz  $\mathbf{V}_k$  é tomada inicialmente como a matriz identidade de ordem  $M$ .

(2) As aproximações dos parâmetros originais, vinculados, na  $k$ -ésima iteração,  $\mathbf{q}_k \equiv \{q_i\} \in (q_{\min_i}, q_{\max_i})$ , são transformadas em aproximações de parâmetros não vinculados  $\mathbf{q}_k^* \equiv \{q_i^*\} \in (-\infty, +\infty)$  através da seguinte transformação homeomórfica (o índice  $k$  da iteração é omitido para simplicidade de notação):

$$q_i^* = -\ln \frac{q_{\max_i} - q_i}{q_i - q_{\min_i}}. \quad (\text{D.1})$$

(3) Calcula-se  $\Delta \mathbf{q}_k^*$  através da modificação da equação C.14:

$$\Delta \mathbf{q}_k^* = \mathbf{D}_k \left[ \mathbf{D}_k \mathbf{T}_k (\mathbf{B}_k^T \mathbf{B}_k + \mathbf{E} + \mathbf{F}) \mathbf{T}_k \mathbf{D}_k + \lambda \mathbf{I} \right]^{-1} \mathbf{D}_k \mathbf{T}_k \left[ \mathbf{B}_k^T (\mathbf{g}_l^0 - \mathbf{h}_l(\mathbf{q}_k)) - \mathbf{E} \mathbf{q}_k - \mathbf{F} (\mathbf{q}_k - \mathbf{c}_0) \right], \quad (\text{D.2})$$

em que  $\mathbf{D}_k$  é a matriz diagonal de normalização, cujo elemento  $d_{ii}^k = \left( \frac{1}{s_{ii}^k} \right)^{-1/2}$ , sendo  $s_{ii}^k$  o  $i$ -ésimo elemento diagonal da matriz  $\mathbf{S}^k = \mathbf{T}_k (\mathbf{B}_k^T \mathbf{B}_k + \mathbf{E} + \mathbf{F}) \mathbf{T}_k$  em que  $\mathbf{B}_k$ ,  $\mathbf{E}$  e  $\mathbf{F}$  são matrizes apresentadas no Apêndice B e  $\mathbf{T}_k$  é uma matriz diagonal de dimensão  $(M + M_D)$  cujo  $i$ -ésimo elemento é

$$t_{ii(k)} = (q_k - q_{\min_i})(q_{\max_i} - q_k)/(q_{\max_i} - q_{\min_i}). \quad (\text{D.3})$$

A introdução da matriz  $\mathbf{T}$  é baseada na relação analítica entre as derivadas totais dos  $i$ -ésimos elementos dos vetores  $\mathbf{q}_k$  e  $\mathbf{q}_k^*$ , que estão relacionados através da equação D.1.

$$(4) \text{ Obtém-se } \mathbf{q}_{k+1}^* = \mathbf{q}_k^* + \Delta \mathbf{q}_k^*.$$

(5) Calcula-se  $\mathbf{q}_{k+1}$  usando a transformação homeomórfica inversa (o índice  $k+1$  da iteração é omitido para simplicidade de notação):

$$q_i = \frac{q_{\max_i} - q_{\min_i}}{1 + \exp(-q_i^*)} + q_{\min_i}. \quad (\text{D.4})$$

(6) Testa-se o critério de convergência:

$$\left| \frac{\tau(\mathbf{q}_{(k+1)}) - \tau(\mathbf{q}_{(k)})}{\tau(\mathbf{q}_{(k+1)})} \right| < \zeta, \quad (\text{D.5})$$

em que  $\zeta$  é um valor da ordem de  $10^{-4}$ . Se a condição (D.5) for falsa,  $k$  é incrementado e o algoritmo segue para a próxima iteração, retornando ao passo (2). Se a condição (D.5) for verdadeira, ou se o número máximo de iterações permitido pelo usuário for atingido, o algoritmo é finalizado se o vínculo a ser empregado sobre o relevo do embasamento for a suavidade global ( $\psi = 0$ ), ou segue para o passo (7) se o vínculo a ser empregado sobre o relevo do embasamento for a suavidade ponderada ( $\psi = 1$ ).

(7) Iteração  $k = 0$ : entrada  $\mathbf{g}^0$ ,  $\mathbf{R}_1$ ,  $\mathbf{V}$ ,  $\mathbf{R}_2^{(j)}$ ,  $\mathbf{U}^{(j)}$ ,  $\mathbf{p}_{\min}$ ,  $\mathbf{p}_{\max}$ ,  $\mathbf{r}_{\min}$  e  $\mathbf{r}_{\max}$ , (definidos no Apêndice A),  $\mu_1$ ,  $\mu_2$ ,  $\eta_1^{(1)}$ , ...,  $\eta_{M_s}^{(1)}$ ,  $\eta_1^{(2)}$ , ...,  $\eta_{M_s}^{(2)}$  e uma aproximação inicial igual ao vetor  $\mathbf{q}_0 = [\mathbf{p}_{k+1}^T \ \mathbf{r}_0^T]^T$ , em que  $\mathbf{p}_{k+1}^T$  é o vetor obtido no passo (5) da seqüência anterior (solução da suavidade global) e  $\mathbf{r}_0^T$  é a aproximação inicial mencionada no passo (1).

(8) A matriz  $\mathbf{V}_k$  é computada através da equação A.6 e os passos (2) a (5) são executados. A condição de convergência (D.5) é testada e, se ela for satisfeita, a iteração é finalizada, caso contrário,  $k$  é incrementado e o algoritmo repete o passo (8).