

**ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DE AQUISIÇÃO GRAVIMÉTRICA 4D DE
FUNDO OCEÂNICO**

André Defendi Arelaro

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Orientador(a): Dra. Valéria Cristina
Ferreira Barbosa

Co-orientador(a): Dr. Vanderlei Coelho de
Oliveira Junior

Rio de Janeiro
Novembro de 2020

**ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DE AQUISIÇÃO GRAVIMÉTRICA 4D DE
FUNDO OCEÂNICO**

André Defendi Arelaro

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE
EM GEOFÍSICA.

Examinada por:

Dra. Valéria Cristina Ferreira Barbosa

Dr. Vanderlei Coelho de Oliveira Junior

Dr. André Wiermann

Dr. Webe João Mansur

Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

NOVEMBRO DE 2020

À minha família

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus por ter me dado condições física e mental durante este período, e por ter colocado na minha vida todas as pessoas e instituições citadas abaixo. Esta dissertação existe porque elas decidiram se envolver, pois não houve momento durante estes dois anos que eu não precisei de ajuda, e que eu não fui ajudado prontamente. No quesito pessoal, agradeço ao apoio incondicional da minha família, meus primeiros e eternos professores da vida. Agradeço à minha querida Emily por ser um porto seguro durante os dois últimos anos, pelo seu carinho e cumplicidade. Agradeço a Márcia Reis e Bernadete Jabour por me ajudarem a encontrar novas possibilidades nos momentos que eu não conseguia enxergá-las. Agradeço a todos os meus amigos pelas conversas e palavras de encorajamento.

Com relação ao trabalho, agradeço à Petrobras pela liberação das várias horas de trabalho utilizadas nesta dissertação, e por entender a importância do projeto a ponto de me autorizar a trabalhar nisso. Agradeço ao meu ex-gerente Adriano Viana por me apoiar e incentivar antes mesmo de ter feito a prova de ingresso para o mestrado. Agradeço ao meu colega de trabalho Sérgio Magalhães, que se tornou meu chefe no fim do projeto e me apoiou nos momentos de mudanças corporativas. Agradeço aos colegas Julio Lyrio e Paulo de Tarso por atuarem desde a ideia do projeto de pesquisa até a revisão de inúmeros relatórios e manuscritos de artigos. Agradeço aos meus outros colegas de trabalho pelo apoio, preocupação e ajuda sempre que precisei, que não foram poucas vezes e das mais variadas formas, incluindo assumirem parte do meu trabalho quando eu não tinha condições de fazê-lo.

No ambiente acadêmico, agradeço a minha orientadora Valéria e meu co-orientador Vanderlei pelas discussões por muitas horas, infinitas revisões de textos e códigos de programação e, o mais importante, pela paciência e ajuda no meu processo de amadurecimento acadêmico. Agradeço ao Observatório Nacional (ON) pela oportunidade de ter um ensino de alta qualidade, público e gratuito, algo que tem voltado a ser privilégio para poucos neste país. Agradeço a todos os professores e pesquisadores do ON pelas aulas e pelas contribuições neste projeto. Por fim, agradeço meus colegas de pesquisa do PINGA, por sempre me ajudarem nas minhas várias dúvidas.

As próximas páginas são o resultado da ajuda e apoio de vocês neste processo, obrigado novamente!

Resumo da Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Geofísica.

ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DE AQUISIÇÃO GRAVIMÉTRICA 4D DE FUNDO OCEÂNICO

André Defendi Arelaro

Novembro/2020

Esta dissertação apresenta um estudo de sensibilidade de parâmetros envolvidos na aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico, com foco em monitoramento da produção de petróleo e na movimentação do leito oceânico em águas profundas. Foram realizadas simulações numéricas calculando a componente vertical da atração gravitacional devido a três fenômenos: variações na lâmina d'água marinha, substituição de fluidos em um reservatório de petróleo e movimentação do leito oceânico. Estes fenômenos foram avaliados com relação ao limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$ ($3 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}^2$). Para este valor de detectabilidade, variações na lâmina d'água com amplitude de alguns centímetros podem afetar o dado, mesmo a grandes distâncias dos pontos de medidas. Um reservatório de aproximadamente $0,6 \text{ km}^3$ pode ser detectado mesmo a 7 km de profundidade. Diferenças na densidade puderam ser detectadas entre 10 % 20 % de substituição de óleo por água salgada no mesmo reservatório, a 3 km de profundidade, com uma lâmina d'água constante de 1800 metros de espessura. Para a mesma espessura de lâmina d'água, uma variação positiva de 10 ppm na densidade de rochas sedimentares é capaz de produzir anomalias gravimétricas 4D detectáveis. Por fim, o modelo baseado em um campo de petróleo em produção na costa brasileira mostrou anomalias acima de $3 \mu\text{Gal}$, tanto no cenário sem movimentação do leito oceânico, quanto no cenário com movimentação do mesmo. O aumento de cerca de 14 % da amplitude máxima da anomalia 4D entre os cenários estudados, para o mesmo momento, mostra que, apesar do efeito da movimentação do leito oceânico estar abaixo do limite de detectabilidade, ele não pode ser negligenciado, uma que está na ordem de grandeza desse limite. De acordo com a metodologia utilizada, para gerar anomalias gravimétricas detectáveis devido ao deslocamento do leito oceânico, seria necessário que a diferença de pressão de poros fosse o dobro da original, ou que o reservatório estivesse 1000 m mais raso.

Abstract of the Dissertation presented to the National Observatory's Graduate Program in Geophysics as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master in Geophysics.

SENSITIVITY ANALYSIS OF 4D SEAFLOOR GRAVITY ACQUISITION

André Defendi Arelaro

November/2020

This dissertation presents a sensitivity study of parameters in seafloor 4D gravity surveys focused on oil production monitoring and seafloor displacement. I have conducted numerical simulations by computing the vertical component of the gravitational attraction due to three phenomena: seawater variation, fluid substitution in an oil reservoir, and seafloor displacement. These phenomena were evaluated regarding a detectability limit of $3 \mu\text{Gal}$ (3.10^{-8} m/s^2). For this value of detectability, seawater variation with a magnitude of few centimeters can affect the data, even at great distances from the measurement points. A reservoir with about 0.6 km^3 could be detected even at 7 km depth. Differences in density could be detected between 10 % and 20 % of oil to saltwater substitution in the same reservoir at 3 km depth, with a constant water thickness of 1800 meters. Using the same water thickness, a variation of 10 ppm in sedimentary rock density generates detectable 4D gravity anomalies. At last, a model based on a producing oil field on Brazilian offshore showed anomalies above $3 \mu\text{Gal}$ both in the scenario without seafloor displacement and in the scenario with displacement. The rise of about 14 % in the maximum 4D anomaly amplitude between the scenarios, for the same moment, shows that even the seafloor movement effect is below the detectability limit, it should not be neglected, once this effect is the same order of magnitude than that limit. According to the used methodology, to generate detectable anomalies related to seafloor movement, it would be necessary duplicate the original differences in pore pressure or a reservoir 1000 m shallower.

Sumário

Listas de Figuras	viii
1 Introdução	1
2 Justificativa para escolha do tema	5
3 Objetivos	6
4 Aquisição Gravimétrica 4D de Fundo Oceânico	7
5 Metodologia	12
5.1 Parametrização e Descrição do Problema Direto	13
5.2 Efeitos gravimétricos – Análise Qualitativa	15
5.3 Efeito da lâmina d’água (superfície do mar)	16
5.4 Efeito do reservatório em produção	18
5.5 Efeito do deslocamento do leito oceânico	20
5.5.1 Estimativa de deslocamento do leito oceânico	22
5.6 Efeito Gravimétrico Total 4D	24
6 Resultados	26
6.1 Efeito da Lâmina d’água	26
6.1.1 Lâmina d’água constante no tempo e no espaço	27
6.1.2 Lâmina d’água variável no tempo e no espaço	30
6.2 Efeito da produção de hidrocarbonetos	32
6.3 Efeito do deslocamento do leito oceânico	37
6.4 Simulação dos Efeitos do Reservatório e da Movimentação do Leito Oceânico Conjuntamente	45
7 Aplicação da Metodologia em um Modelo Realista	49
7.1 Modelo Realista	49
7.2 Cenário sem movimentação do leito oceânico	52
7.3 Cenário com movimentação do leito marinho	54
7.4 Gerando cenários com anomalias gravimétricas detectáveis	60

8 Conclusões	61
Referências Bibliográficas	64
Apêndice A: cálculo de deslocamento aplicado à movimentação do leito oceânico	69
Apêndice B: metodologia para obtenção de pressão de poros a partir da densidade	71

Listas de Figuras

4.1	Representação de uma aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico nos tempos $t = t_0$ (a) e $t = t_1$ (b). Notar a mudança da superfície da água, da densidade do reservatório ($\rho_b(t_0)$ para $\rho_b(t_1)$) e do leito marinho na região acima do reservatório (linha pontilhada). Os triângulos vermelhos no leito oceânico representam os locais onde os dados da componente vertical da atração gravitacional e da pressão hidrostática são obtidos.	8
4.2	Desenho esquemático em planta de uma região onde ocorre uma aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico. A curva em azul representa os limites de um reservatório de hidrocarbonetos. Os pontos marcados com "X" representam as estações de medidas. Em preto são as estações de medição normais e em vermelho, as estações do tipo <i>zero-level</i> , nas quais se presume que não haja variações gravitacionais devidas aos efeitos de movimentação do leito marinho e da substituição de fluidos no reservatório.	10
5.1	Representação de um ambiente geológico marítimo contendo uma lâmina d'água variável no tempo, de densidade ρ_a . Abaixo do mar há uma região contendo sedimentos de densidade ρ_s , onde também há um reservatório de hidrocarbonetos com densidade $\rho_b(t)$ variável no tempo.	13
5.2	Análise qualitativa do efeito gravimétrico gerado por um prisma rectangular (região em cinza) com observações acima e abaixo dele, quando o contraste de densidade é positivo (a) e negativo (b).	16

5.3 Análise qualitativa do efeito gravimétrico gerado por uma lâmina d'água variável no espaço (região com os prismas), em relação a uma superfície de referência (z_{ref}), em um determinado tempo t_k . O ponto de observação está no leito oceânico (ponto P1). Nas regiões em que a superfície da água está abaixo da superfície de referência (prismas vermelhos) o contraste de densidade é negativo, e a componente vertical da aceleração gravitacional medida em P1 é positiva. O oposto ocorre nas regiões em que a superfície da água está acima da superfície de referência (prismas azuis).	17
5.4 Análise qualitativa do efeito gravimétrico gerado por um reservatório (região com os prismas): a) antes ($t = t_0$) e b) depois da produção ($t = t_1$). O ponto de observação (P1) está no fundo do mar, ou seja, acima do reservatório. Caso o fluido que esteja entrando no reservatório seja mais denso que o hidrocarboneto ($\rho_f > \rho_o$ na Equação 5.9), o efeito 4D entre t_1 e t_0 em P1 será positivo.	19
5.5 Análise qualitativa do efeito gravimétrico gerado pela subsidênciia do leito oceânico (região com os prismas), mostrando: a) o momento $t = t_0$ antes da subsidênciia, e b) o momento $t = t_1$ após a subsidênciia. Em t_0 o ponto de medida está em P1 e a região de subsidênciia contém sedimentos, ou seja, os prismas utilizados na modelagem (Equação 5.1) têm densidade ρ_s . Já em t_1 o ponto de medida deslocou-se verticalmente para P2, a uma distância vertical Δz_i de P1, e a região de subsidênciia agora contém água (prismas na Equação 5.1 têm densidade ρ_a).	20
5.6 Representação geométrica da metodologia dos núcleos de deformação, com a superfície livre em $z = z_i$. z_N é a profundidade do centro do núcleo. O ponto de observação está na superfície livre. r_1 e r_2 são as distâncias entre o ponto de observação e o centro do núcleo e seu sistema-imagem, respectivamente. Segundo FJÆR <i>et al.</i> (2008), capítulo 12.	23
6.1 Batimetria do modelo de lâmina d'água (Figura 5.3), baseado em dados reais da costa sudeste brasileira. O triângulo vermelho representa uma estação gravimétrica a 1744,58 m de profundidade.	27

6.2 Efeito gravitacional em função da lâmina d'água, considerando uma estação gravimétrica a 1744,58 m de profundidade. A linha vermelha pontilhada representa o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$. Amplitudes abaixo deste valor ocorrem quando a linha azul está abaixo da linha vermelha, representando variações de lâmina d'água cujos efeitos gravitacionais não seriam detectados.	28
6.3 Efeito gravitacional em função da lâmina d'água, considerando estações gravimétricas em diferentes profundidades. A linha vermelha pontilhada representa o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$. Amplitudes abaixo deste valor ocorrem quando as linhas contínuas estão abaixo da linha pontilhada, representando variações de lâmina d'água cujos efeitos gravitacionais não seriam detectados. A curva pontilhada preta representa o efeito de uma placa infinita de densidade igual a da água do mar	29
6.4 a) lâmina d'água simulada no tempo 14400 s pela Equação 5.6, com amplitude de 1,5 m. b) componente vertical da atração gravitacional da lâmina d'água em a), calculada através da Equação 5.1 no fundo do mar da Figura 6.1.	30
6.5 Componente vertical da aceleração gravitacional em função do tempo, gerada pela variação da lâmina d'água, dada pelas Equações 5.6 e 5.7. A estação localizada a 1744,58 m de profundidade. Esta série temporal tem duração de 20 minutos (1200 s), simulando o tempo de aquisição real para uma estação gravimétrica no fundo oceânico.	31
6.6 Representação tridimensional de um reservatório prismático, com dimensões de 8 km na direção norte, 3 km na direção leste e 25 m na direção vertical, com topo em 3000 m de profundidade (prisma preto). O leito oceânico é constante em 1800 m de profundidade (plano azul), e o contraste de densidade com o <i>background</i> é de -450 kg/m^3	32
6.7 Componente vertical da aceleração gravitacional do modelo de reservatório mostrado na Figura 6.6, com topo em 3000 m de profundidade. Os dados foram calculados no leito oceânico constante em 1800 m de profundidade, e o contraste de densidade com o <i>background</i> é de -450 kg/m^3 . A linha vermelha contínua indica o reservatório em planta.	33
6.8 Componente vertical da aceleração gravitacional do reservatório mostrado na Figura 6.6 em diferentes profundidades: a) 4000 m, b) 5000 m, c) 6000 m e d) 7000 m. Os dados foram calculados no leito oceânico constante em 1800 m de profundidade, e o contraste de densidade com o <i>background</i> é de -450 kg/m^3 . A linha vermelha contínua indica o reservatório em planta.	34

6.9 Componente vertical da aceleração gravitacional do modelo de reservatório mostrado na Figura 6.6, para diferentes porcentagens de substituição de fluidos no momento t_1 , após o início da produção (variável $\alpha(t_1)$ na Equação 5.9): a) $\alpha(t_1) = 10 \%$, b) $\alpha(t_1) = 20 \%$, c) $\alpha(t_1) = 30 \%$ e d) $\alpha(t_1) = 40 \%$. O topo do reservatório está a 3000 m de profundidade e os dados foram calculados no leito oceânico constante em 1800 m de profundidade. A linha vermelha contínua indica o reservatório em planta.	35
6.10 Efeito gravimétrico 4D do reservatório mostrado na Figura 6.6, calculado pela diferença entre a componente vertical da aceleração gravitacional nos momentos t_1 (Figura 6.9) e t_0 (Figura 6.7). As diferentes porcentagens de substituição de fluidos simuladas no momento t_1 , após o início da produção (variável $\alpha(t_1)$ na Equação 5.9), são: a) $\alpha(t_1) = 10 \%$, b) $\alpha(t_1) = 20 \%$, c) $\alpha(t_1) = 30 \%$ e d) $\alpha(t_1) = 40 \%$. O topo do reservatório está a 3000 m de profundidade e os dados foram calculados no leito oceânico constante em 1800 m de profundidade. A linha contínua magenta representa o limite de detectabilidade de 3 μGal e a linha vermelha contínua indica o reservatório em planta.	36
6.11 Corte leste-oeste, em $x = 6 \text{ km}$, do modelo de estudo do deslocamento do leito oceânico, com os valores inciais de densidade em kg/m^3 . Ele é composto por água do mar, sedimentos que variam linearmente com a profundidade entre $1900 \text{ kg}/\text{m}^3$ e $2640 \text{ kg}/\text{m}^3$, e bordas de quartzo, com densidade de $2640 \text{ kg}/\text{m}^3$	37
6.12 Efeito gravimétrico inicial do modelo de estudo do deslocamento do leito oceânico (Figura 6.11), com os valores em mGal. Os pontos de observação estão regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste no leito oceânico, com batimetria constante em 1800 m de profundidade.	38
6.13 Corte leste-oeste, em $x = 6 \text{ km}$, do modelo de estudo do deslocamento do leito oceânico (Figura 6.11), com os valores de pressão de poros em MPa.	39
6.14 Corte leste-oeste, em $x = 6 \text{ km}$, da diferença de pressão de poros em relação ao modelo inicial (Figuras 6.11 e 6.13) quando há aumento de densidade dos sedimentos de: a) 5 ppm; b) 10 ppm; c) 15 ppm e; d) 20 ppm. Valores de pressão de poros em MPa.	40

6.15 Deslocamento vertical do leito oceânico em relação ao modelo inicial (Figuras 6.11 e 6.13) quando há aumento de densidade dos sedimentos de: a) 5 ppm; b) 10 ppm; c) 15 ppm e; d) 20 ppm. Valores de deslocamento em cm, calculados através da Equação 5.15. Os pontos de observação estão regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste no leito oceânico, com razão de <i>Poisson</i> de 0.33, e módulo de <i>Young</i> de 5 GPa.	41
6.16 Efeitos gravimétricos devido à movimentação do leito oceânico no cenário de aumento da densidade de 5 ppm em relação ao modelo inicial (Figura 6.11): a) substituição de rocha por água na região; b) correção ar-livre; c) efeito total da movimentação do leito oceânico, que é a soma dos dois efeitos anteriores. Os pontos de observação estão no leito marinho, regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste. A batimetria original estava constante em 1800 m de profundidade, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 6.15a).	42
6.17 Efeitos gravimétricos no cenário de aumento da densidade em 5 ppm em relação ao modelo inicial (Figura 6.11): a) todos os prismas do modelo; b) movimentação do leito oceânico; c) total, que é a soma dos dois efeitos anteriores. Os pontos de observação estão no leito marinho, regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste. A batimetria original é mostrada na Figura 7.1, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 6.15a).	43
6.18 Efeito gravimétrico 4D devido ao aumento de densidade em relação ao modelo inicial (Figuras 6.11 em quatro cenários distintos: a) 5 ppm; b) 10 ppm; c) 15 ppm; d) 20 ppm. Os pontos de observação estão no leito marinho, regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste. A batimetria original estava constante em 1800 m de profundidade, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 6.15). As linhas brancas representam o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$	44
6.19 Corte leste-oeste, em $x = 6 \text{ km}$, das distribuições iniciais de propriedades do modelo com substituição de fluidos e movimentação do leito oceânico atuando conjuntamente: a) densidade, em kg/m^3 ; b) pressão de poros, em MPa.	45
6.20 a) corte leste-oeste, em $x = 6 \text{ km}$, da diferença pressão de poros do modelo com produção de petróleo e movimentação do leito oceânico atuando conjuntamente (Figura 6.19), em MPa; b) movimentação do leito oceânico do mesmo modelo, em cm.	46

6.21 Efeitos gravimétricos devido à movimentação do leito oceânico quando há substituição de óleo por água (variável $\alpha(t_1)$ na Equação 5.9) em 50 % do volume do reservatório, em relação ao modelo inicial (Figura 6.19): a) substituição de rocha por água na região da movimentação; b) correção ar-livre; c) total da movimentação, que é a soma dos outros dois efeitos. Os pontos de observação estão no leito marinho, regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste. A batimetria original estava constante em 1800 m de profundidade, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 6.20b).	47
6.22 Efeitos gravimétricos quando há substituição de óleo por água (variável $\alpha(t_1)$ na Equação 5.9) em 50 % do volume do reservatório, em relação ao modelo inicial (Figura 6.19): a) movimentação do leito oceânico; b) todos os prismas do modelo, incluindo o reservatório; c) total, que é a soma dos outros dois efeitos. Os pontos de observação estão no leito marinho, regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste. A batimetria original estava constante em 1800 m de profundidade, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 6.20b).	47
6.23 Efeito gravimétrico 4D do modelo composto da Figura 6.19. Os pontos de observação estão no leito marinho, regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste. A batimetria original estava constante em 1800 m de profundidade, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 6.20-b). A linha branca pontilhada representa o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$ e a linha preta contínua indica o reservatório em planta.	48
 7.1 Visão 3D do modelo realista, mostrando a batimetria (superfície superior) e a distribuição da densidade em 2002 (volume inferior). Valores em g/cm^3	50
7.2 Visão 3D da distribuição da pressão de poros em 2002 para o modelo realista. Valores em MPa.	50
7.3 Visão 3D da distribuição da razão de Poisson (Equação 7.1) em 2002 para o modelo realista.	51
7.4 Diferenças na distribuição de densidades ao longo dos anos no modelo realista (Figura 7.1). O aumento de densidade na região centro-nordeste (setas vermelhas) provavelmente indica onde a produção de óleo está ocorrendo.	52

7.5 Efeito gravitacional do modelo realista (Figura 7.1), sem movimentação do leito oceânico. Os anos mostrados são: a) 2002; b) 2013; c) 2014; d) 2015; e) 2018. Os pontos de medida estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si.	53
7.6 Anomalia gravimétrica 4D do modelo realista (Figura 7.1) sem movimentação do leito oceânico, nos anos: a) 2013; b) 2014; c) 2015; d) 2018. O ano-base foi 2002. A linha vermelha pontilhada representa o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$. Os pontos de medida estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si.	54
7.7 Diferença de pressão de poros ao longo dos anos no modelo realista (Figura 7.1). A diminuição pressão na região centro nordeste do modelo (setas vermelhas) pode estar relacionada com a produção de óleo. O aumento de pressão na região sudoeste do modelo a partir de 2014 (setas azuis) pode estar relacionada com a reinjeção de fluidos no reservatório.	55
7.8 Movimentação do leito oceânico no modelo realista (Figura 7.1) em 2013, simulada através da Equação 5.15 para os três valores de razão de <i>Poisson</i> . Valores positivos representam subsidência do leito oceânico, enquanto valores negativos representam soerguimento do mesmo. O ano-base é 2002. Os pontos de cálculo estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si.	56
7.9 Movimentação do leito oceânico no modelo realista (Figura 7.1) para 2013, 2014, 2015 e 2018, simulada através da Equação 5.15, com $\nu = 0.33$. Valores positivos representam subsidência do leito oceânico, enquanto valores negativos representam soerguimento do mesmo. O ano-base é 2002. Os pontos de cálculo estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si.	57
7.10 Efeitos gravimétricos do modelo realista com mudança do leito oceânico para o ano de 2013: a) substituição de rocha por água na região do leito oceânico; b) correção ar-livre; c) efeito total, que é a soma dos dois efeitos anteriores. Os pontos de medida estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si. O valor da razão de <i>Poisson</i> é 0.33. A batimetria original é mostrada na Figura 7.1, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 7.8).	58

7.11 Efeitos gravimétricos do modelo realista com mudança do leito oceânico para o ano de 2013: a) reservatório; b) movimentação do leito oceânico; c) total, que é a soma dos dois efeitos anteriores. Os pontos de medida estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si. O valor da razão de <i>Poisson</i> é 0.33. A batimetria original é mostrada na Figura 7.1, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 7.8).	58
7.12 Anomalia gravimétrica 4D do modelo realista, com movimentação do leito oceânico, nos anos de: a) 2013, b) 2014, c) 2015 e d) 2018. A linha vermelha pontilhada representa o limite de detectabilidade de 3 μGal . Os pontos de medida estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si. O valor da razão de <i>Poisson</i> é 0.33. O ano-base foi 2002.	59
7.13 Efeitos gravimétricos do modelo realista com mudança do leito oceânico para o ano de 2013 quando: a) a diferença na pressão de poros é multiplicada por 2 em relação ao cenário original (Figura 7.7); b) o topo do reservatório está 1000 m mais raso que o cenário original (Figura 7.1). A linha branca pontilhada representa o limite de detectabilidade de 3 μGal . Os pontos de medida estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si. O valor da razão de <i>Poisson</i> é 0.33. O ano-base foi 2002.	60

Capítulo 1

Introdução

A atual indústria do petróleo busca por oportunidades exploratórias marítimas cada vez mais profundas, tanto em relação à profundidade da lâmina d'água, como também à profundidade do alvo exploratório. Este fato traz uma dificuldade adicional para o imageamento geofísico, incluindo o método gravimétrico, que é sensível a variações de densidade. Quando há o aumento da distância entre os sensores de aquisição (estações gravimétricas) e as fontes (corpos geológicos), a intensidade da parcela gravitacional do sinal gravimétrico diminui com o quadrado desta distância, conforme a lei de gravitação formulada por Newton. Para locais onde as distâncias entre fontes e sensores são muito grandes, uma aquisição de dados gravimétricos pode não imagear adequadamente as estruturas geológicas de interesse. A gravimetria marinha convencional, realizada utilizando navios, é amplamente afetada por este problema. Uma forma de se contornar este efeito indesejado é aproximar o sensor das fontes, colocando-os no fundo oceânico. Este procedimento melhora o sinal gravimétrico, permitindo o monitoramento da produção de hidrocarbonetos através de aquisições gravimétricas 4D (ou *time-lapse*) de fundo marinho (EIKEN *et al.*, 2004; SASAGAWA *et al.*, 2003; STENVOLD, 2008).

Levantamentos gravimétricos no fundo de ambientes aquáticos são realizados desde os anos 1940, primeiramente no fundo de lagos e depois em regiões marítimas com lâmina d'água mais rasa (cerca de 1000 m) (PEPPER, 1941). Já levantamentos gravimétricos terrestres do tipo 4D ocorrem há algumas décadas com diversas finalidades, tais como monitoramento de campos geotérmicos, armazenamento de água proveniente de aquíferos, estocagem de CO^2 , monitoramento de vulcões, subsidência de minas, monitoramento tectônico, monitoramento de movimentos isostáticos ocorridos após a última era glacial, e exploração e produção de hidrocarbonetos, sendo que estes fenômenos têm as mais variadas escalas temporais e espaciais (BIEGERT *et al.*, 2008; CROSSLEY *et al.*, 2013; KRAHENBUHL *et al.*, 2015; RUIZ *et al.*, 2017; STENVOLD, 2008). Levantamentos gravimétricos 4D em fundo oceânico são comuns no Mar do Norte desde o fim dos anos 1990, com o intuito de se acompanhar

a dinâmica de substituição de fluidos em reservatórios de petróleo e a subsidência do fundo oceânico devido à produção de hidrocarbonetos (ALNES *et al.*, 2010; STENVOLD, 2008; ZUMBERGE *et al.*, 2008).

No contexto da produção de petróleo e monitoramento de reservatórios, na medida em que há aumento da produção de um reservatório, ocorre proporcionalmente uma maior demanda pelo seu monitoramento. Um reservatório monitorado adequadamente pode trazer indicadores positivos como o aumento do fator de recuperação, que impacta diretamente na produção de hidrocarbonetos. O monitoramento da produção utilizando aquisições gravimétricas 4D em fundo oceânico pode agregar valor à exploração de reservatórios através da compreensão da variação de massa que ocorre ao se substituir o hidrocarboneto (óleo ou gás) por outro fluido, comumente água ou CO^2 no reservatório. A estimativa da variação de massa é algo desafiador e muito importante no monitoramento de um reservatório de petróleo (ALNES *et al.*, 2010; EIKEN *et al.*, 2008; STENVOLD *et al.*, 2008; VAN CAMP *et al.*, 2017).

Ter uma compreensão tridimensional desta variação temporal de massa no interior do reservatório é um identificador de regiões onde o hidrocarboneto ainda não foi explorado, do influxo de água no reservatório, da posição do contato gás/óleo ou óleo/água e injeção no reservatório (ALNES *et al.*, 2008; EIKEN *et al.*, 2008; KRAHENBUHL *et al.*, 2015; RØSTE e KE, 2017; RUIZ *et al.*, 2017, 2016; STENVOLD, 2008; STENVOLD *et al.*, 2008; VAN CAMP *et al.*, 2017).

Além do possível aumento de produção, a aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico, somada às medidas de pressão no fundo oceânico, podem fornecer informações sobre expansão e compactação dos reservatórios, resultando em um ganho imensurável para a segurança e a integridade das instalações relacionadas à produção, uma vez que essas informações permitem monitorar a subsidência do leito marinho (AGERSBORG *et al.*, 2017; ALNES *et al.*, 2010; EIKEN *et al.*, 2008; RUIZ *et al.*, 2016; STENVOLD, 2008; VEVATNE *et al.*, 2012).

Adicionalmente, a gravimetria 4D também pode ser utilizada de forma simultânea e otimizada com a sísmica 4D (AGERSBORG *et al.*, 2017; ALNES *et al.*, 2010, 2008; BIEGERT *et al.*, 2008; RUIZ *et al.*, 2017; STENVOLD, 2008; VATSHELLE *et al.*, 2017): como a gravimetria 4D de fundo oceânico custa cerca de 15% de uma aquisição sísmica equivalente (AGERSBORG *et al.*, 2017; RUIZ *et al.*, 2017), é possível realizar um projeto de monitoramento multifísico onde a gravimetria é realizada com maior frequência e a sísmica mais espaçada. Portanto, a incorporação de uma metodologia confiável de aquisição gravimétrica 4D de fundo marinho pode representar uma importante ferramenta para o monitoramento dos reservatórios devido a sua vantajosa relação custo-benefício. Por fim, a aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico também pode ajudar na mitigação das incerte-

zas relacionadas à previsão de drenagem do reservatório, fator crucial na escolha da locação dos poços injetores, o que acarreta uma utilização mais racional dos gastos operacionais (RØSTE e KE, 2017).

Diversos estudos realizados nas últimas duas décadas confirmam a validade da técnica, os quais incluem estudos de viabilidade, aperfeiçoamento da metodologia de aquisição, processamento de séries temporais do dado gravimétrico, aplicação de métodos de inversão, uso de dados de poço e de gradiometria de gravidade com os dados de gravimetria 4D (BALZA e LI, 2017; EIKEN *et al.*, 2008; ELLIOTT e BRAUN, 2016; FERGUSON *et al.*, 2007; KRAHENBUHL e LI, 2012; KRAHENBUHL *et al.*, 2014, 2015; REITZ *et al.*, 2015; RUIZ *et al.*, 2016; SARKOWI *et al.*, 2005; STENVOLD *et al.*, 2008; VATSHELLE *et al.*, 2017; VEVATNE *et al.*, 2012; YOUNG e LUMLEY, 2015; ZUMBERGE *et al.*, 2008). No entanto, a maioria das áreas de estudo escolhidas pelos autores supracitados não contemplam regiões com grandes lâminas d'água.

Em águas profundas (espessura da lâmina d'água entre 400 e 1500 metros) e ultraprofundas (lâmina d'água com mais de 1500 metros), como nas regiões da costa brasileira onde se encontram os principais campos de petróleo do país, aquisições gravimétricas 4D de fundo oceânico se tornam um desafio tecnológico considerável. A viabilidade técnica para se realizar aquisições deste tipo traria informações tão importantes sobre a produção do reservatório e a movimentação do leito oceânico poderão ser tão importantes que os esforços operacional e financeiro deste trabalho serão compensados. Logo, é importante entender os parâmetros que controlam a detectabilidade do sinal em uma aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico sob grandes lâminas d'água.

Por estes motivos, este trabalho pretende investigar a aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico através do estudo de sensibilidade de alguns dos seus parâmetros. Para tanto, foram realizadas modelagens 4D com a finalidade de simular efeitos gravimétricos tanto em modelos simples, quanto em modelos complexos e com parâmetros físicos mais realistas. Os parâmetros estudados são a variação da lâmina d'água devido a marés oceânicas, a profundidade em um reservatório de petróleo, a variação da densidade no mesmo devido à substituição de fluidos durante a produção e a movimentação do leito oceânico. As aplicações deste estudo são no monitoramento da produção de hidrocarbonetos e no deslocamento vertical do fundo marinho, de forma a caracterizar como cada parâmetro estudado influencia nos dados obtidos neste tipo de aquisição.

Adotamos o limite de detectabilidade do sinal gravimétrico de $3 \mu\text{Gal}$ ($3 \cdot 10^{-8} \text{m/s}^2$ no SI). Este valor é conservador considerando aquisições gravimétricas 4D de fundo oceânico mais recentes, realizadas com equipamentos mais sofisticados em relação às aquisições anteriores (AGERSBORG *et al.*, 2017; RUIZ *et al.*, 2017).

Isso quer dizer que apenas efeitos gravimétricos acima deste valor poderiam ser detectados. Os testes iniciais foram relativos à variação da lâmina d'água no tempo e no espaço com relação a este limite de detectabilidade. É importante ressaltar que, na gravimetria marinha do tipo 4D, os efeitos da variação da lâmina d'água no dado são considerados ruído, uma vez que o interesse está no efeito da variação da densidade do reservatório e na movimentação do leito marinho. Por isso, é muito importante se conhecer o efeito da variação da lâmina d'água para separá-lo dos outros efeitos. Os resultados mostraram que, para este valor de detectabilidade, variações na superfície da água de alguns centímetros podem afetar o dado, e isto é independente da distância entre gravímetro e a superfície da água caso esta distância seja muito menor que as dimensões laterais do modelo.

Depois desta primeira etapa, um modelo simples de reservatório foi usado para se analisar a variação da sua profundidade em relação ao limite de detectabilidade. Mesmo com o reservatório em 7 km de profundidade, houve sinal para detectá-lo. Posteriormente, foi utilizado o mesmo modelo de reservatório para se analisar a detectabilidade do sinal 4D devido à mudança de densidade no reservatório, causada pela substituição de fluidos durante a produção. Para o topo do reservatório em 3000 m de profundidade e o leito marinho em 1800 m de profundidade, o sinal 4D foi detectável quando a porcentagem de substituição entre óleo e água salgada estava entre 10% e 20%.

O modelo para a estudo da movimentação do leito oceânico mostrou que variações de densidade na ordem de 10 ppm resultam em efeitos gravimétricos que ultrapassam o limite de detectabilidade. Quando se junta o efeito gravimétrico do reservatório com o efeito da movimentação do leito oceânico, geram-se anomalias detectáveis em toda a área do reservatório. O modelo realista, baseado em um campo de petróleo em produção na costa brasileira, mostrou anomalias acima de 3 μ Gal, tanto no cenário sem movimentação do leito oceânico, quanto no cenário com movimentação. O aumento de cerca de 14 % da amplitude máxima da anomalia 4D entre os cenários estudados, para o mesmo momento, mostra que, apesar do efeito da movimentação do leito oceânico estar abaixo do limite de detectabilidade, ele não pode ser negligenciado, uma que está na ordem de grandeza desse limite. Para gerar anomalias gravimétricas detectáveis devido ao deslocamento do leito oceânico, seria necessário dobrar a diferença da pressão de poros original ou que o reservatório estivesse 1000 m mais raso.

Capítulo 2

Justificativa para escolha do tema

Atualmente, o monitoramento de reservatório é uma das áreas mais importantes na produção de petróleo, pois está relacionado com temas fundamentais como o fator de recuperação, que impacta diretamente a produção de hidrocarbonetos, e com a segurança das instalações. O monitoramento da produção utilizando aquisições gravimétricas 4D em fundo oceânico pode agregar valor à exploração de reservatórios através da compreensão da movimentação dos fluidos no interior dos reservatórios, identificando regiões onde o hidrocarboneto ainda não foi explorado. De forma mais específica, este tipo de aquisição pode contribuir na compreensão do balanço de massa que ocorre na substituição do hidrocarboneto por outro fluido durante a produção, podendo resultar em uma melhor escolha da locação dos poços injetores (ALNES *et al.*, 2010; EIKEN *et al.*, 2008; RØSTE e KE, 2017; STENVOLD *et al.*, 2008; VAN CAMP *et al.*, 2017).

Esta técnica, aliada a medidas de pressão no fundo oceânico, pode fornecer informações sobre expansão e compactação dos reservatórios, sendo possível monitorar a movimentação do leito marinho (AGERSBORG *et al.*, 2017; ALNES *et al.*, 2010; EIKEN *et al.*, 2008; RUIZ *et al.*, 2016; STENVOLD, 2008; VEVATNE *et al.*, 2012). Portanto, a incorporação de uma metodologia confiável de aquisição gravimétrica de fundo oceânico pode representar uma importante ferramenta para o monitoramento temporal dos reservatórios de petróleo devido a sua vantajosa relação custo-benefício.

Capítulo 3

Objetivos

Este trabalho pretende promover um melhor entendimento da aquisição gravimétrica 4D em fundo oceânico através do estudo de sensibilidade dos seus parâmetros, com foco no monitoramento da produção de hidrocarbonetos em campos marítimos e da movimentação do leito oceânico em regiões de águas profundas. Os parâmetros estudados são: amplitude da lâmina d'água, geometria, profundidade e distribuição de densidade do reservatório e mudança na posição vertical do leito marinho. Estes parâmetros foram analisados segundo o limite de detectabilidade estabelecido de 3 μGal . Adicionalmente, com a possibilidade de se utilizar geometrias e parâmetros petrofísicos realistas de um reservatório de petróleo, avaliou-se como a produção e a movimentação do leito oceânico afetaram os valores da anomalia gravitacional na região de estudo.

Capítulo 4

Aquisição Gravimétrica 4D de Fundo Oceânico

De uma maneira simplificada, aquisições gravimétricas do tipo 4D ou *time-lapse* são realizadas através da repetição de duas ou mais aquisições 3D da forma mais parecida entre si, mas em tempos distintos, com o objetivo de se identificar e quantificar as variações de massa com o tempo, gerando uma interpretação dinâmica da área de estudo (GLEGOLA *et al.*, 2009; RUIZ *et al.*, 2016; SARKOWI *et al.*, 2005; VAN CAMP *et al.*, 2017; ZUMBERGE *et al.*, 2008). Um levantamento gravimétrico 4D de fundo oceânico inicia com a aquisição da aceleração da gravidade (ou sua diferença relativa a um valor absoluto) e da pressão hidrostática, no leito oceânico, no tempo $t_0 = 0$, que é chamada de aquisição base. Os levantamentos em tempos posteriores são chamados de aquisições gravimétricas monitoras. Tanto a aquisição base como as aquisições monitoras são projetadas para que haja a maior repetibilidade possível, ou seja, para que as posições de medida sejam as mais próximas possíveis entre as aquisições sucessivas. A diferença entre as anomalias calculadas na aquisição base (tempo $t_0 = 0$) e em uma das aquisições monitoras (tempo $t_1 > t_0$) gera um sinal gravitacional 4D. Na gravimetria, este sinal representa as mudanças temporais de massa e/ou geometria dos corpos em subsuperfície. É crucial que o efeito gravitacional produzido pelas variações de massa estejam acima das incertezas das medidas. A Figura 4.1 esquematiza a realização de uma aquisição 4D de fundo oceânico.

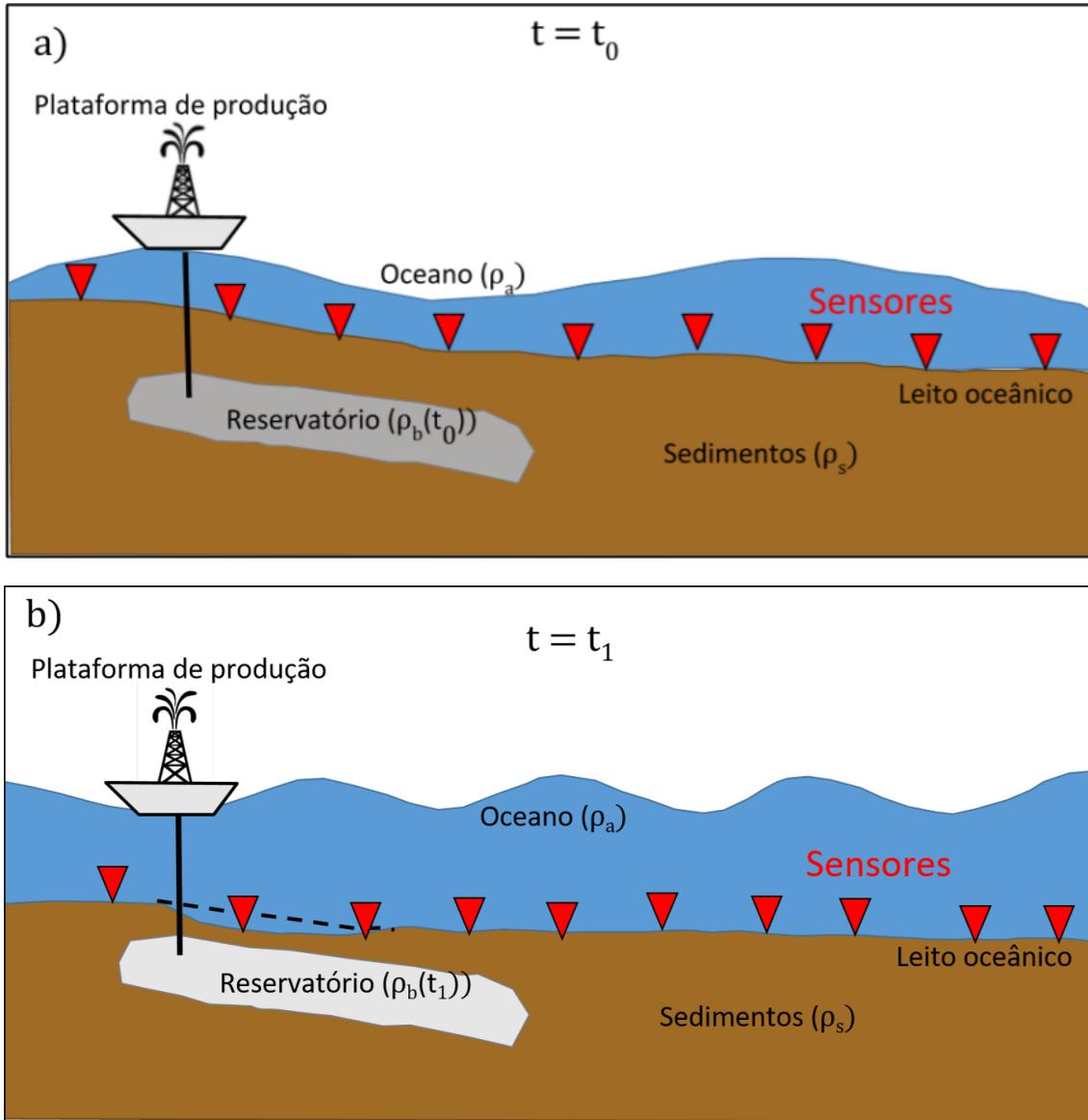


Figura 4.1: Representação de uma aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico nos tempos $t = t_0$ (a) e $t = t_1$ (b). Notar a mudança da superfície da água, da densidade do reservatório ($\rho_b(t_0)$ para $\rho_b(t_1)$) e do leito marinho na região acima do reservatório (linha pontilhada). Os triângulos vermelhos no leito oceânico representam os locais onde os dados da componente vertical da atração gravitacional e da pressão hidrostática são obtidos.

Atualmente, uma aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico é realizada através de um navio exclusivo, de onde são lançadas bases de concreto no fundo marinho. São nestas bases que o sensor se posicionará para fazer as medidas, locais chamados de estações neste trabalho. As bases de concreto ajudam a melhorar a repetibilidade das aquisições. Os sensores atuais são compostos por três gravímetros e três medidores de pressão, sendo que todos realizam medidas relativas e são protegidos por uma carapaça para suportar as condições adversas de pressão e temperatura

no fundo oceânico (ZUMBERGE *et al.*, 2008). Tanto os sensores quanto as bases são levadas a sua posição no fundo oceânico por um robô do tipo ROV (*remotely operated vehicle*) (SASAGAWA *et al.*, 2003). Em um levantamento no tempo t_k , o sensor permanece realizando medidas por cerca de 20 minutos em cada estação. Neste período, é possível diminuir o efeito da instabilidade do instrumento devido ao seu transporte. Logo, cada posição de medida dentro de uma aquisição tem três séries temporais de medidas de aceleração de gravidade e três séries temporais de medidas de pressão (AGERSBORG *et al.*, 2017; ALNES *et al.*, 2008; EIKEN *et al.*, 2008; GETTINGS *et al.*, 2008; RUIZ *et al.*, 2017, 2016; VATSHELLE *et al.*, 2017; ZUMBERGE *et al.*, 2008).

Terminada a medida em uma estação, o ROV leva o sensor para a próxima estação, sendo que cada ponto de medida é revisitado pelo menos uma vez durante uma aquisição. Para evitar problemas com o desvio instrumental e a calibração dos gravímetros, é recomendável que se realizem as medidas em uma área de até 100 km^2 e que cada sequência de medida comece e termine em uma das estações base, localizadas no centro do levantamento. Além das estações base, há as estações do tipo *zero-level* (Figura 4.2), que estão localizadas longe o suficiente do campo de petróleo onde se presume que não haja variações gravitacionais devidas aos efeitos de movimentação do leito marinho e da substituição de fluidos no reservatório (AGERSBORG *et al.*, 2017; EIKEN *et al.*, 2008; VATSHELLE *et al.*, 2017). A precisão dos gravímetros, na ordem do μGal , é garantida ao se calibrar o instrumento em terra, em um local próximo onde haja valor absoluto de gravidade determinado. O mesmo ocorre para os sensores de pressão (AGERSBORG *et al.*, 2017; VAN CAMP *et al.*, 2017). Realizadas as medidas em todas as estações, finaliza-se a aquisição base, que pode durar de alguns dias a semanas dependendo da dimensão da área de estudo e da quantidade de estações a serem medidas (AGERSBORG *et al.*, 2017).

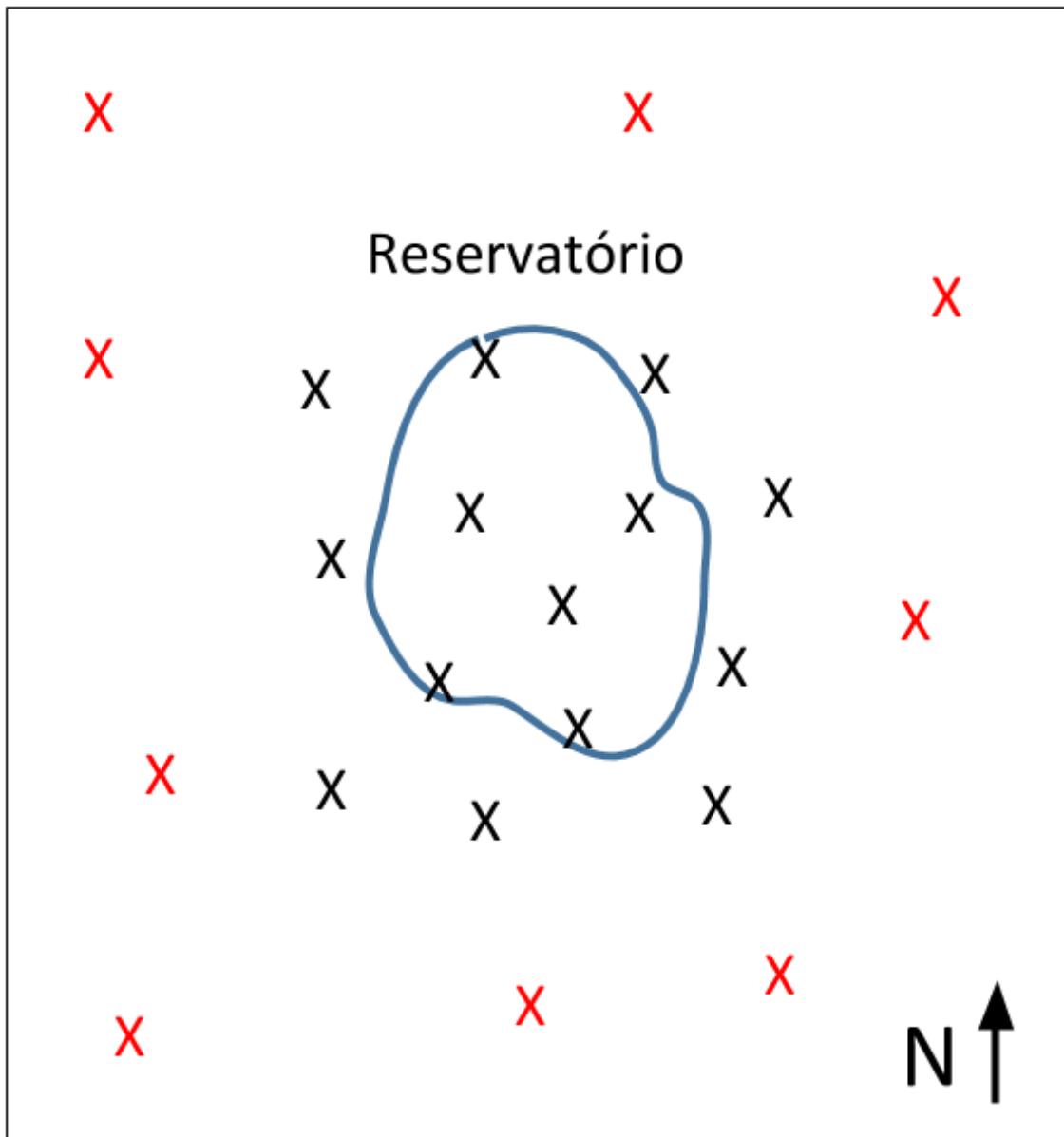


Figura 4.2: Desenho esquemático em planta de uma região onde ocorre uma aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico. A curva em azul representa os limites de um reservatório de hidrocarbonetos. Os pontos marcados com "X" representam as estações de medidas. Em preto são as estações de medição normais e em vermelho, as estações do tipo *zero-level*, nas quais se presume que não haja variações gravitacionais devidas aos efeitos de movimentação do leito marinho e da substituição de fluidos no reservatório.

Adicionalmente, alguns marégrafos realizam medidas da superfície da lâmina d'água enquanto a aquisição durar (RUIZ *et al.*, 2016). As medidas dos marégrafos serão úteis para se quantificar o efeito da lâmina d'água, já as medidas de pressão hidrostáticas no fundo oceânico ajudam a quantificar o efeito da movimentação do leito marinho. Com os dados de pressão no fundo oceânico e os dados dos marégrafos, é possível modelar os efeitos gravitacionais causados pela variação da lâmina d'água

e da movimentação do leito oceânico no dado gravimétrico adquirido. Uma vez modelados estes dois fenômenos, eles são subtraídos do dado original, resultando em um dado gravimétrico residual. Presumindo que o efeito do *drift* dos gravímetros utilizados já tenha sido descontado, o dado residual conterá informações relativas apenas ao contraste de densidade entre as rochas abaixo do leito marinho. Com informações sísmicas e de poços, é possível, então, separar o efeito gravimétrico do reservatório em produção (rocha e fluidos) dos efeitos das demais estruturas geológicas utilizando a técnica do despimento gravimétrico (HAMMER, 1963).

A cada tempo t_k , $k > 0$, há uma nova aquisição (monitora). É importante frisar que a aquisição monitora deve ter a parametrização mais próxima possível da aquisição base em $t_0 = 0$, para que a diferença de valor entre as anomalias gravimétricas obtidas nas aquisições (anomalia 4D) reflita apenas os efeitos gravitacionais relacionados às variações de massa ocorridas entre t_0 e t_k . Esse período entre dois levantamentos deve ser escolhido conforme o objetivo (monitoramento da produção, movimento do leito oceânico, ou ambos), após um estudo prévio para se dimensionar a intensidade destes efeitos variáveis com o tempo. Segundo STENVOLD (2008), uma aquisição deste tipo tem resolução lateral da ordem da profundidade do reservatório. É importante notar as três relações temporais com ordens de grandeza diferentes durante o processo: tempo durante as medidas em uma determinada estação, da ordem de minutos; tempo de uma aquisição, da ordem de dias ou semanas; e tempo entre aquisições, da ordem de meses ou anos. Logo, ao se modelar uma aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico de forma realista, é necessário estar atento a estas questões decorrentes em uma aquisição real.

Capítulo 5

Metodologia

Se um gravímetro é inserido em uma determinada posição no fundo do mar e realiza medições por um determinado tempo, os seguintes fatores podem influenciar nas suas medidas (CROSSLEY *et al.*, 2013; VAN CAMP *et al.*, 2017):

- Mudança da posição entre a Terra e corpos celestes, principalmente Sol e Lua
- Flutuação na rotação terrestre
- Tectonismo
- Pressão atmosférica
- Coluna de água sobre o gravímetro
- Variação de fluidos dentro do reservatório devido à exploração de hidrocarbonetos
- Mudança da posição vertical do gravímetro

O primeiro efeito é descrito por LONGMAN (1959) e não será abordado neste trabalho, tal como o efeito das flutuações da rotação terrestre, tectonismo e da pressão atmosférica. Vale ressaltar que os gravímetros mais atuais já têm um algoritmo interno de correção baseado em LONGMAN (1959). Logo, os três fenômenos restantes são de interesse deste estudo, sendo que todos eles são dependentes da posição das fontes e dos receptores, e são variáveis no tempo.

Primeiramente, este capítulo aborda como o problema direto foi construído. Depois, há uma seção que trata qualitativamente do efeito gravimétrico causado pelos três fenômenos de interesse deste estudo e suas respectivas descrições matemáticas, que são utilizadas no cálculo do modelo direto. Por fim, é definido o efeito gravimétrico total 4D.

5.1 Parametrização e Descrição do Problema Direto

Seja um ambiente geológico marinho constituído por uma superfície batimétrica conhecida, separando a camada de água do mar da camada de sedimentos de uma bacia sedimentar (Figura 5.1). Presumimos que as camadas de água marinha e de sedimentos são homogêneas com densidade conhecidas ρ_a e ρ_s , respectivamente. Considere, neste ambiente geológico, a presença de um reservatório de hidrocarbonetos em produção (Figura 5.1) com dimensões conhecidas e com densidade variável no tempo $\rho_b(t)$ em virtude da produção de hidrocarbonetos.

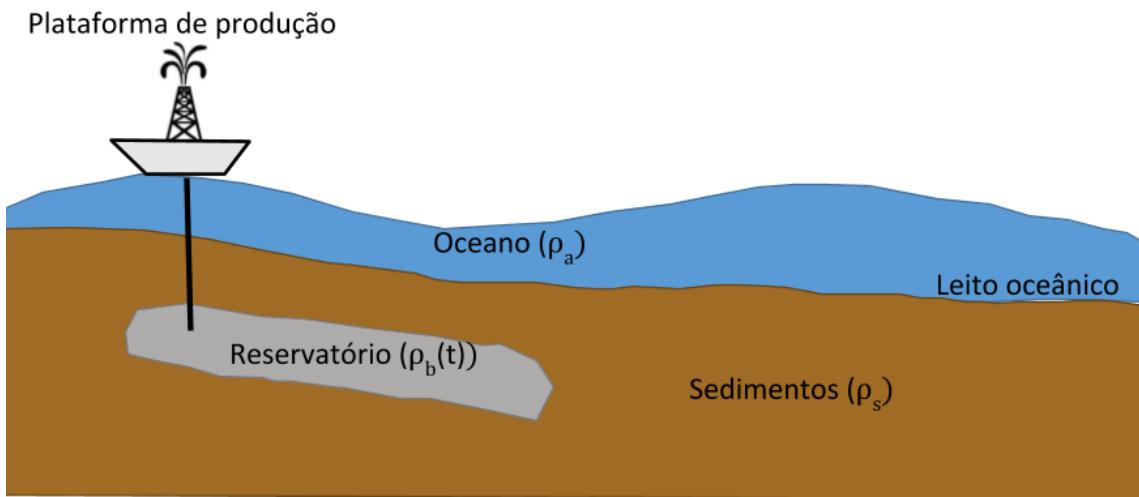


Figura 5.1: Representação de um ambiente geológico marítimo contendo uma lâmina d'água variável no tempo, de densidade ρ_a . Abaixo do mar há uma região contendo sedimentos de densidade ρ_s , onde também há um reservatório de hidrocarbonetos com densidade $\rho_b(t)$ variável no tempo.

Considere um levantamento gravimétrico 4D de fundo oceânico simulado no ambiente geológico descrito na Figura 5.1. As distribuições de densidade anômalas são: 1) a camada de água que ondula em torno de uma referência, o nível médio dos mares, em virtude do efeito da maré oceânica (efeito da anomalia da lâmina d'água); 2) o relevo do fundo do mar, que pode sofrer subsidência em virtude da produção do reservatório de hidrocarbonetos ao longo do tempo (efeito da anomalia da subsidência do leito marinho) e 3) a variação das massas dentro do reservatório de hidrocarbonetos ao longo do tempo devido à extração deste hidrocarboneto (efeito da anomalia da produção de hidrocarbonetos do reservatório). Na modelagem de dados gravimétricos devemos isolar os efeitos gravimétricos anômalos.

Neste trabalho, parametrizamos estas três distribuições de densidades anômalas por uma malha de prismas 3D verticais justapostos na direção horizontal. Seguimos a seguinte convenção para a direção e sentido dos eixos espaciais: x aponta para

o norte, y aponta para leste e z aponta para baixo. Para se calcular a anomalia gravimétrica de todo o modelo em um determinado ponto P_i em um tempo t_k , é necessário calcular a soma dos efeitos gerados por cada um dos prismas constituintes do modelo. Dado um tempo t_k , a componente vertical da aceleração gravitacional g_z , calculada no i -ésimo ponto de observação $P_i = (x_i, y_i, z_i(t_k))$, e devida a um conjunto de N prismas 3D retangulares, é calculada baseada em BLAKELY (1996):

$$g_z(P_i, t_k) = \gamma \sum_{j=1}^N \Delta \rho_j(t_k) f_{ij}(P_i, x_j, y_j, z_j(t_k)), \quad (5.1)$$

com

$$f_{ij}(P_i, x_j, y_j, z_j(t_k)) = \int_{z_{1j}(t_k)}^{z_{2j}(t_k)} \int_{y_{1j}}^{y_{2j}} \int_{x_{1j}}^{x_{2j}} \frac{z_j - z_i(t_k)}{d_{ij}^3} dx_j dy_j dz_j, \quad (5.2)$$

em que γ é a constante universal da Gravitação, $\Delta \rho(t_k)$ é o contraste de densidade da massa anômala que depende do tempo, e $(x_i, y_i, z_i(t_k))$ são as coordenadas Cartesianas do i -ésimo ponto de observação (P_i) no leito oceânico. A variável d_{ij} é a distância entre P_i e o j -ésimo ponto de integração dentro do j -ésimo prisma $(x_j, y_j, z_j(t_k))$:

$$d_{ij} = [(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2 + (z_i(t_k) - z_j(t_k))^2]^{1/2}. \quad (5.3)$$

Neste trabalho consideramos que as coordenadas horizontais do i -ésimo ponto de observação (x_i, y_i) não variam com o tempo, mas a coordenada vertical $z_i(t_k)$ pode variar se houver o efeito da subsidênciia do fundo marinho. Na Equação 5.2, os limites mínimo e máximo dos prismas retangulares em z ($z_{1j}(t_k), z_{2j}(t_k)$) dependem do tempo. A integração acima é realizada com relação às variáveis x_j, y_j e z_j que são, respectivamente, as coordenadas x , y e z de um ponto arbitrário pertencente ao j -ésimo prisma, com limites $x_{1j}, x_{2j}, y_{1j}, y_{2j}, z_{1j}$ e z_{2j} . Para a implementação computacional, a função da Equação 5.1 tem solução analítica segundo NAGY *et al.* (2002, 2000):

$$g_z(P_i, t_k) = \gamma \rho \left[x \ln(y + d_{ij}) + y \ln(x + d_{ij}) - z \tan^{-1} \left(\frac{xy}{zd_{ij}} \right) \middle| \begin{array}{c|c|c} X_{2j} & Y_{2j} & Z_{2j} \\ \hline X_{1j} & Y_{1j} & Z_{1j} \end{array} \right], \quad (5.4)$$

onde

$$\begin{aligned} X_{1j} &= x_i - x_{1j} \\ X_{2j} &= x_i - x_{2j} \\ Y_{1j} &= y_i - y_{1j} \\ Y_{2j} &= y_i - y_{2j} \\ Z_{1j} &= z_i(t_k) - z_{1j}(t_k) \\ Z_{2j} &= z_i(t_k) - z_{2j}(t_k) \end{aligned} \quad . \quad (5.5)$$

Através da Equação 5.4 todas as modelagens foram efetuadas, apenas sendo adaptada para o fenômeno em questão, como pode ser visto nas próximas seções. É importante destacar que, dada a ordem de grandeza dos parâmetros espaciais utilizados na modelagens (dezenas de metros a alguns quilômetros), a Equação 5.4 tem precisão numérica maior que o limite de detectabilidade $3 \mu\text{Gal}$ (vide LI e CHOUTEAU (1998)).

5.2 Efeitos gravimétricos – Análise Qualitativa

Neste trabalho, o fato de os pontos de estimativa da componente vertical da aceleração gravitacional (P_i) estarem no leito oceânico causa uma peculiaridade interessante: há distribuições de massa anômala acima (lâmina d'água), abaixo (reservatório em produção) e entre os pontos de estimativa (subsidiência do leito oceânico). Por isso se faz necessário, primeiramente, entender o que ocorre com o sinal da componente vertical da atração gravitacional em cada um destes casos, para depois ter uma maior compreensão das modelagens numéricas na seção de Resultados.

Seja um prisma retangular posicionado paralelo ao eixo z , com contraste de densidade positivo em relação à região a sua volta (Figura 5.2a). Se calcularmos o efeito gravitacional gerado por esse prisma em um ponto acima dele (ponto P1), a componente vertical da atração gravitacional que o prisma exerce neste ponto será positiva, pois o termo $(z_j(t_k) - z_i(t_k))$ da Equação 5.2 será positivo. Se o efeito gravitacional é calculado em um ponto abaixo do prisma (ponto P2), a componente vertical da atração gravitacional terá sinal negativo, pois o termo $(z_j(t_k) - z_i(t_k))$ será negativo. Caso o contraste de densidade do prisma ($\Delta\rho(t_k)$) na Equação 5.1) em relação ao seu redor for negativo (Figura 5.2b), temos a situação inversa: a componente vertical da atração gravitacional tem sinal negativo acima do prisma (ponto P3) e positivo abaixo dele (ponto P4). Ressalta-se que quanto mais próximo do prisma o ponto de cálculo está, maior será a intensidade da anomalia gravimétrica, como pode ser deduzido das Equações 5.1 a 5.4.

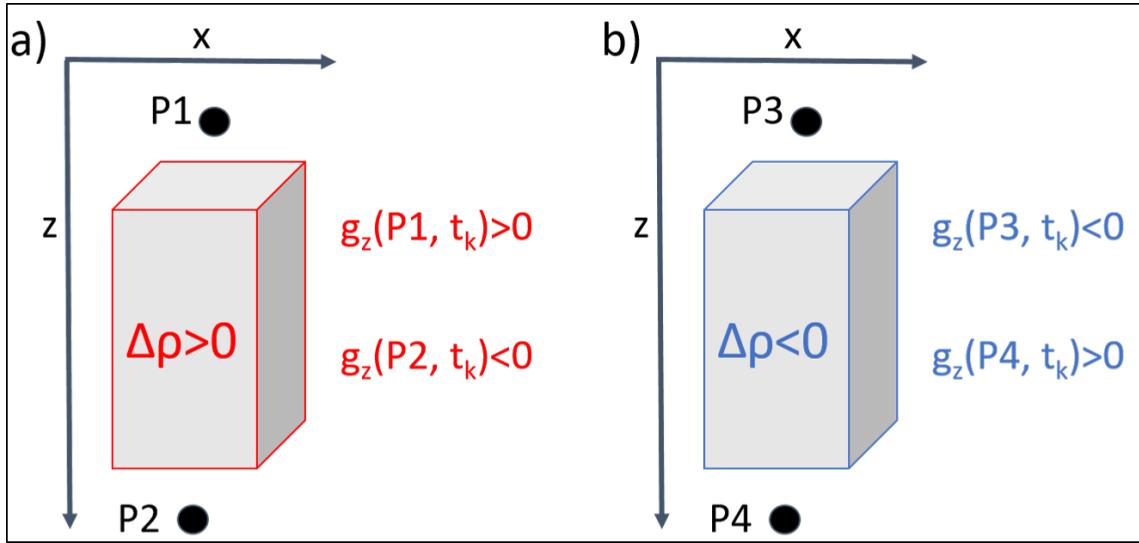


Figura 5.2: Análise qualitativa do efeito gravimétrico gerado por um prisma retangular (região em cinza) com observações acima e abaixo dele, quando o contraste de densidade é positivo (a) e negativo (b).

5.3 Efeito da lâmina d'água (superfície do mar)

A lâmina d'água no ambiente oceânico tem uma natureza dinâmica, com variações no espaço e no tempo, esquematizada pela Figura 5.3. Considere como referência z_{ref} o nível médio dos mares. Note que em um tempo t_k , há massas d'água acima e abaixo dessa superfície de referência. Nas regiões em que a superfície do mar está acima da superfície de referência, gera-se um contraste positivo de densidade em relação ao seu redor ($\Delta\rho^a(t_k) = \rho_a$). Por outro lado, nas regiões em que a superfície do mar está abaixo da superfície de referência, gera-se um contraste negativo de densidade em relação ao seu redor ($\Delta\rho^a(t_k) = -\rho_a$). Considerando que o ponto de medida está abaixo das superfícies do mar e da z_{ref} (ponto P1 na Figura 5.3), a componente vertical da atração gravitacional resultante será negativa onde o contraste de densidade é positivo, e positiva onde o contraste é negativo. Devido a sua natureza dinâmica, o efeito 4D gerado pela variação da lâmina d'água é dominado pelas marés oceânicas, as quais têm um padrão periódico temporal de 12 horas e amplitudes da ordem de 1 metro (CROSSLEY *et al.*, 2013; EGBERT e EROFEEVA, 2002; MACQUEEN, 2010; RUIZ *et al.*, 2016).

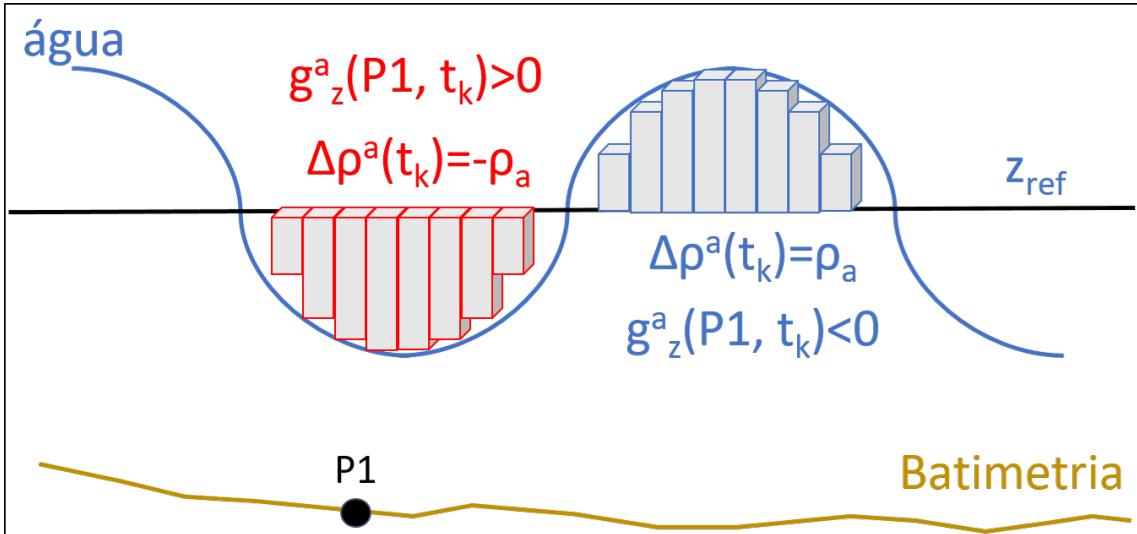


Figura 5.3: Análise qualitativa do efeito gravimétrico gerado por uma lâmina d’água variável no espaço (região com os prismas), em relação a uma superfície de referência (z_{ref}), em um determinado tempo t_k . O ponto de observação está no leito oceânico (ponto P1). Nas regiões em que a superfície da água está abaixo da superfície de referência (prismas vermelhos) o contraste de densidade é negativo, e a componente vertical da aceleração gravitacional medida em P1 é positiva. O oposto ocorre nas regiões em que a superfície da água está acima da superfície de referência (prismas azuis).

Para modelar a superfície do mar, foi simulada uma função periódica no tempo e no espaço, dada por:

$$z_j^a(t) = f(x_j, y_j, t) = \frac{A}{2} \left\{ \cos \left(\frac{2\pi}{L_x} x_j + \frac{2\pi}{T} t \right) + \cos \left(\frac{2\pi}{L_y} y_j + \frac{2\pi}{T} t \right) \right\}, \quad (5.6)$$

em que $z_j^a(t)$ é o valor da posição vertical da superfície da água na j-ésima posição, de coordenadas horizontais x_j e y_j ; A é a amplitude da onda; L_x e L_y o comprimento do modelo em x e em y , respectivamente. Estas grandezas estão em metros. T é o período da função, em segundos. A camada composta pela superfície obtida na Equação 5.6 e por z_{ref} , para um determinado instante t_k , é parametrizada por um conjunto de N_a prismas retangulares. Então, a componente vertical da atração gravitacional destes prismas, exercida sobre um ponto P_i ($g_z^a(P_i, t_k)$), é calculada a partir das Equações 5.1 e 5.2:

$$g_z^a(P_i, t_k) = \gamma \sum_{j=1}^{N_a} \Delta \rho_j^a(t_k) f_{ij}(P_i, x_j^a, y_j^a, z_j^a(t_k)), \quad (5.7)$$

com

$$f_{ij}(P_i, x_j^a, y_j^a, z_j^a(t_k)) = \int_{z_{1j}^a(t_k)}^{z_{2j}^a(t_k)} \int_{y_{1j}^a}^{y_{2j}^a} \int_{x_{1j}^a}^{x_{2j}^a} \frac{z_j^a(t_k) - z_i(t_k)}{d_a^3} dx_j dy_j dz_j, \quad (5.8)$$

onde o sobrescrito a está relacionado com a variação da lâmina d'água, $\Delta\rho_j^a(t_k)$ é o contraste de densidade entre o j -ésimo prisma e o *background* no tempo $t = t_k$, ou seja, o contraste entre a água do mar e o ar. d_a é a distância entre o i -ésimo ponto de medição e o j -ésimo ponto de integração dentro do j -ésimo prisma ($x_j^a, y_j^a, z_j^a(t_k)$).

Se o ponto ($x_j^a, y_j^a, z_j^a(t_k)$) está acima da superfície de referência (z_{ref}), então os limites de integração em relação a z na Equação 5.8 são: $z_j^a(t_k)$ o topo do prisma, representado pela variável $z_{1j}^a(t_k)$, e z_{ref} a base do prisma, representado pela variável $z_{2j}^a(t_k)$. Caso o ponto ($x_j^a, y_j^a, z_j^a(t_k)$) esteja abaixo da superfície de referência (z_{ref}), os limites verticais de integração dos prismas são invertidos em relação ao caso anterior.

5.4 Efeito do reservatório em produção

Com relação ao efeito gravimétrico da produção em um reservatório de petróleo, ele está relacionado à diferença da densidade *bulk* $\rho_b(t_k)$ do reservatório em dois ou mais momentos distintos. A densidade varia porque há a substituição de fluidos de densidades diferentes no reservatório. A densidade *bulk* $\rho_b(t_k)$ do reservatório no tempo t_k é dada por LIMITED (1991), como:

$$\rho_b(t_k) = \phi[\alpha(t_k)\rho_f + (1 - \alpha(t_k))\rho_o] + (1 - \phi)\rho_r, \quad (5.9)$$

em que ϕ é a porosidade da rocha, $\alpha(t_k)$ é o percentual de fluido injetado em relação ao volume de hidrocarboneto no reservatório no tempo t_k , ρ_f a densidade do fluido injetado, ρ_o a densidade do hidrocarboneto e ρ_r a densidade da matriz da rocha. A parametrização do reservatório é realizada através de prismas retangulares (Figura 5.4), de forma semelhante à parametrização da lâmina d'água (Figura 5.3). Logo, a componente vertical da atração gravitacional em P_i devido à produção ($g_z^r(P_i, t_k)$) pode ser calculada a partir das Equações 5.1 e 5.2 como:

$$g_z^r(P_i, t_k) = \gamma \sum_{j=1}^{N_r} \Delta\rho_j^r(t_k) f_{ij}(P_i, x_j^r, y_j^r, z_j^r), \quad (5.10)$$

com

$$f_{ij}(P_i, x_j^r, y_j^r, z_j^r) = \int_{z_{1j}^r}^{z_{2j}^r} \int_{y_{1j}^r}^{y_{2j}^r} \int_{x_{1j}^r}^{x_{2j}^r} \frac{z_j^r - z_i(t_k)}{d_r^3} dx_j dy_j dz_j, \quad (5.11)$$

onde o sobrescrito r está relacionado com a região do reservatório, N_r é o número de prismas representando o reservatório, $\Delta\rho_j^r(t_k)$ é o contraste de densidade entre o j -ésimo prisma do reservatório e os sedimentos ao redor no tempo $t = t_k$ ($\Delta\rho_j^r(t_k) = \rho_b(t_k) - \rho_s$). d_r é a distância entre o i -ésimo ponto de medição e o j -ésimo ponto de integração dentro do j -ésimo prisma (x_j^r, y_j^r, z_j^r) no reservatório.

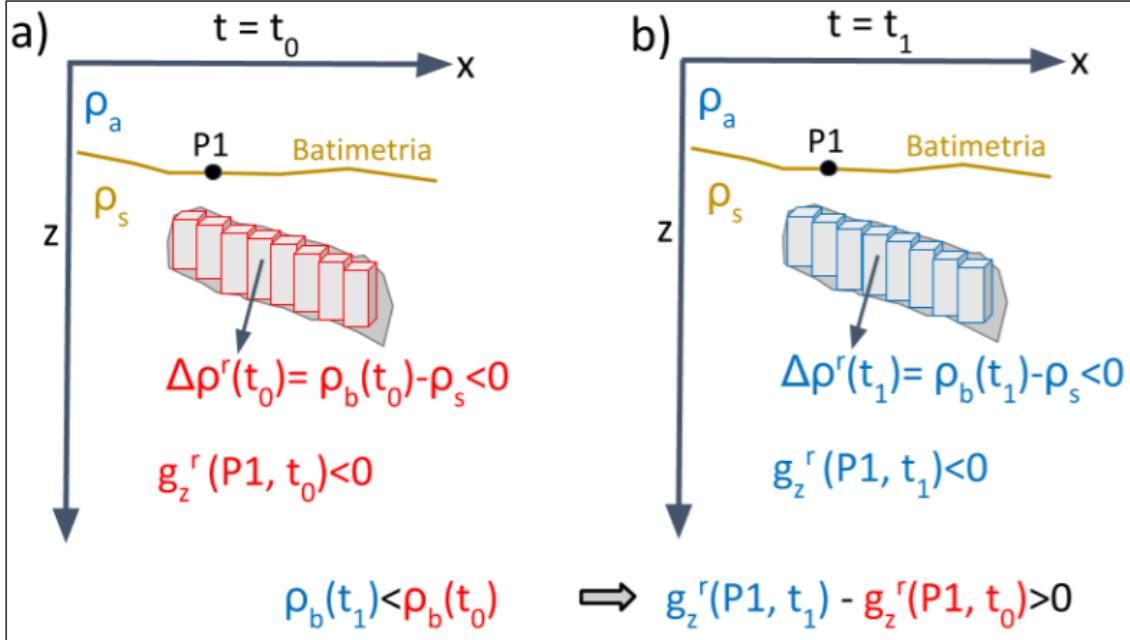


Figura 5.4: Análise qualitativa do efeito gravimétrico gerado por um reservatório (região com os prismas): a) antes ($t = t_0$) e b) depois da produção ($t = t_1$). O ponto de observação (P1) está no fundo do mar, ou seja, acima do reservatório. Caso o fluido que esteja entrando no reservatório seja mais denso que o hidrocarboneto ($\rho_f > \rho_o$ na Equação 5.9), o efeito 4D entre t_1 e t_0 em P1 será positivo.

O topo do reservatório será o topo dos prismas, representado pela variável z_{1j}^r na Equação 5.11, e a base do reservatório será a base dos prismas (variável z_{2j}^r na Equação 5.11). A densidade *bulk* $\rho_b(t_k)$ varia no tempo porque $\alpha(t_k)$ na Equação 5.9 varia no tempo. A subtração da componente vertical da atração gravitacional do reservatório em um momento t_1 ($g_z^r(P_i, t_1)$) da componente vertical da atração gravitacional em um momento t_0 ($g_z^r(P_i, t_0)$), $t_1 > t_0$, gera o efeito 4D devido à produção.

Geralmente as rochas que compõem reservatórios de hidrocarbonetos são de densidade menor que as rochas encaixantes ($\rho_b(t_k) < \rho_s$). Este fato, aliado à presença de óleo e/ou gás nos poros das rochas, fazem o reservatório ter um contraste de densidade negativo em relação às rochas encaixantes, ou seja, $\Delta\rho(t_k) = \rho_b(t_k) - \rho_s < 0$ (Figura 5.4). Como neste caso a superfície de medição (fundo do mar) está acima da região de densidade anômala ($z_i < z_j$), a componente vertical da atração gravitacional relacionada ao reservatório, medida no i -ésimo ponto de observação P_i e no tempo inicial $t = t_0$, tem sinal negativo ($g_z^r(P_i, t_0) < 0$, Figura 5.4a). Quando se

inicia a produção no reservatório, gradativamente o hidrocarboneto vai sendo substituído pela água de formação ou pelos fluidos dos poços injetores. Em geral, estes fluidos são mais densos que o hidrocarboneto ($\rho_o < \rho_f$), o que faz a anomalia do reservatório se tornar menos negativa com o passar do tempo (Figura 5.4b). Portanto, ao se calcular o efeito 4D como a diferença entre a componente vertical da atração gravitacional gerada em um momento após a produção ($t = t_1$) com a componente vertical da atração gravitacional gerada em um momento anterior à produção ($t = t_0$), o resultado será uma anomalia positiva, ou seja, $g_z^r(P_i, t_1) - g_z^r(P_i, t_0) > 0$. Quanto maior a substituição dos fluidos, maior será este efeito 4D.

5.5 Efeito do deslocamento do leito oceânico

O deslocamento do leito marinho pode ocorrer como uma consequência da produção de hidrocarbonetos, devida à mudança da pressão de poros no reservatório (FJÆR *et al.*, 2008; GEERTSMA *et al.*, 1973; VAN THIENEN-VISSEER *et al.*, 2015; VEVATNE *et al.*, 2012). Em geral, a produção de hidrocarbonetos gera uma queda de pressão no reservatório que, por sua vez, pode causar a subsidência do leito oceânico. Neste caso, uma região que era inicialmente composta por rochas próximas ao leito oceânico no tempo t_0 (Figura 5.5a) é substituída por água do mar no tempo t_1 , após o afundamento do mesmo (Figura 5.5b). Em caso de soerguimento do leito oceânico ocorre o processo inverso: uma região inicialmente composta por água do mar é substituída por sedimentos.

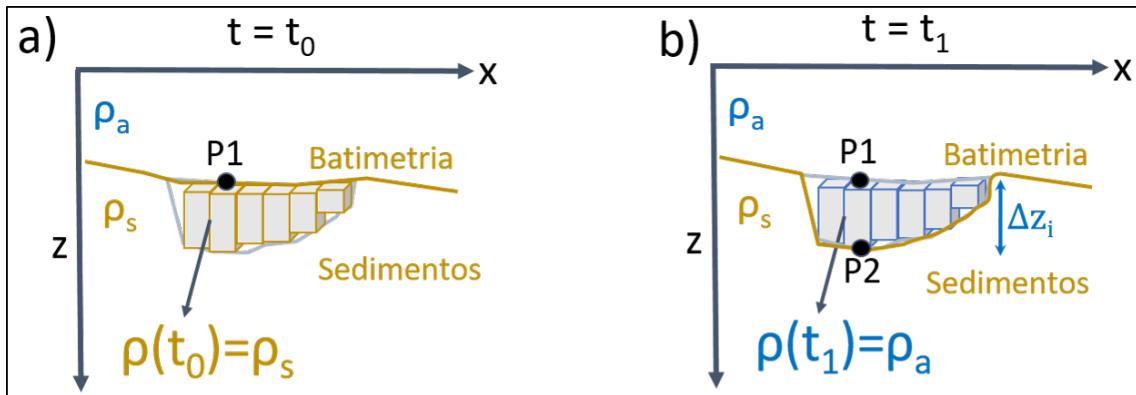


Figura 5.5: Análise qualitativa do efeito gravimétrico gerado pela subsidência do leito oceânico (região com os prismas), mostrando: a) o momento $t = t_0$ antes da subsidência, e b) o momento $t = t_1$ após a subsidência. Em t_0 o ponto de medida está em P1 e a região de subsidência contém sedimentos, ou seja, os prismas utilizados na modelagem (Equação 5.1) têm densidade ρ_s . Já em t_1 o ponto de medida deslocou-se verticalmente para P2, a uma distância vertical Δz_i de P1, e a região de subsidência agora contém água (prismas na Equação 5.1 têm densidade ρ_a).

A mudança da coordenada vertical do leito marinho gera um efeito gravimétrico adicional, que deve ser considerado nos cálculos da modelagem. Presumindo que a variação de posição foi apenas na direção vertical, o efeito Δg_z^s causada por esta mudança da superfície de medida foi definida como:

$$\Delta g_z^s = 0.3086(z'_i(t_1) - z_i(t_0)) = 0.3086\Delta z_i, \quad (5.12)$$

em que $z_i(t_0)$ é a coordenada vertical do ponto de medida antes do deslocamento e $z'_i(t_1)$ é a coordenada vertical após o deslocamento. A Equação 5.12 é a correção ar-livre, utilizada para corrigir o efeito da distância vertical entre o ponto de medida e o seu *datum* de referência (BLAKELY, 1996). Ressalta-se que o efeito da Equação 5.12 não é apenas de característica gravitacional, uma vez que ele representa o gradiente da gravidade normal ao longo da direção z .

Logo, o efeito gravimétrico total do deslocamento do leito oceânico é a soma do efeito da substituição de material e do efeito da correção ar-livre (Equação 5.12). Para calcular este efeito, discretizou-se a região deslocada em N_s prismas. Então, o efeito gravimétrico devido à mudança do leito oceânico no i -ésimo ponto de medida P'_i , também no leito oceânico (Figura 5.5b) e no tempo $t = t_1$, pode ser escrita como:

$$g_z^s(P'_i, t_1) = \gamma \sum_{j=1}^{N_s} \Delta \rho_j^s f_{ij}(P'_i, x_j^s, y_j^s, z_j^s(t_1)) + \Delta g_z^s, \quad (5.13)$$

com

$$f_{ij}(P'_i, x_j^s, y_j^s, z_j^s(t_1)) = \int_{z_{1j}^s(t_k)}^{z_{2j}^s(t_1)} \int_{y_{1j}^s}^{y_{2j}^s} \int_{x_{1j}^s}^{x_{2j}^s} \frac{z_j^s(t_1) - z_i^s(t_k)}{d_s^3} dx_j dy_j dz_j, \quad (5.14)$$

onde o sobrescrito s está relacionado à região de subsidênciaria ou soerguimento do leito oceânico e d_s é a distância entre o i -ésimo ponto de medição e o j -ésimo ponto de integração dentro do j -ésimo prisma ($x_j^s, y_j^s, z_j^s(t_1)$). $\Delta \rho_j^s$ é o contraste de densidade entre os sedimentos no leito oceânico e a água marinha. O topo do prisma, representado pela variável $z_{1j}^s(t_k)$ na Equação 5.14, será a posição da batimetria em t_0 , e a base do prisma, representado pela variável $z_{2j}^s(t_k)$ na Equação 5.14, será a posição da batimetria em t_1 .

No caso em ocorre subsidênciaria, a substituição de material gera um efeito gravimétrico 4D de sinal negativo, pois houve a troca de material mais denso (sedimentos – ρ_s) por material menos denso (água do mar – ρ_a). Ou seja, na Equação 5.13 teremos $\Delta \rho_j^s = \rho_a - \rho_s$. Este efeito será mais negativo quanto maior for o volume da região que sofreu a subsidênciaria. Este caso é um exemplo do que ocorre no ponto $P3$ da Figura 5.2. No entanto, como as medições são tomadas no leito marinho,

há também a mudança da coordenada vertical das observações $z_i(t_k)$, o que torna o efeito mais complexo. Neste caso, pelo fato da subsidência criar uma variação positiva na coordenada vertical ($z_i(t_1) > z_i(t_0)$), o efeito gravimétrico da Equação 5.12 é positivo ($\Delta g_z^s > 0$). Este efeito será maior quanto maior for a subsidência.

Quando há um soerguimento do leito oceânico, o efeito gravimétrico relacionado à substituição de material novamente será negativo, pois houve a troca de material menos denso (água do mar) por material mais denso (sedimentos) acima do ponto original de medição (leito marinho). Este caso é o mesmo que ocorre no ponto $P2$ da Figura 5.2. Como houve mudança da coordenada vertical no sentido contrário ao eixo z , o efeito da correção ar-livre (Equação 5.12) é negativo. Logo, no efeito total da movimentação do leito oceânico, haverá o compromisso entre o efeito negativo da substituição de material e o efeito da mudança na posição de observação, que pode ser positivo ou negativo.

5.5.1 Estimativa de deslocamento do leito oceânico

Para simular o deslocamento do leito oceânico foi utilizada o conceito do "núcleo de deformação" (tradução livre de *nucleus of strain*), usado originalmente na termodinâmica (MINDLIN e CHENG, 1950; SEN, 1951; SHARMA, 1956), e aplicado na indústria do petróleo por GEERTSMA *et al.* (1973). Segundo este conceito, é possível calcular o deslocamento total vertical Δz_i em um ponto $P_i = (x_i, y_i, z_i(t_0))$ em um meio homogêneo e semi-infinito discretizando esse com vários núcleos de deformação, que são elementos de volume infinitesimal. O deslocamento vertical em P_i devido ao j-ésimo núcleo é obtida pela integração tridimensional de duas funções (w_{1ij} e w_{2ij}) no volume do núcleo. Logo, a subsidência ou soerguimento total em P_i é a soma dos deslocamentos produzidos por todos os N_r núcleos que compõem o meio:

$$\Delta z(x_i, y_i, z_i(t_0)) = \sum_{j=1}^{N_r} \left[\int \int \int_{V_{1j}} w_{1ij} dV'_j + \int \int \int_{V_{2j}} w_{2ij} dV'_j \right], \quad (5.15)$$

onde w_{1ij} representa o deslocamento vertical causado pelo j-ésimo núcleo de deformação em um meio infinito e w_{2i} é a correção do j-ésimo deslocamento vertical considerando um semi-espaco. A segunda integração é chamada de "solução do sistema imagem", como mostrado na Figura 5.6. Estes deslocamentos são dados pelas seguintes equações:

$$w_{1ij} = \frac{A(1+\nu)}{E} \frac{\partial V_1}{\partial z} \Delta p_j \quad (5.16)$$

e

$$w_{2ij} = \frac{A(1+\nu)}{E} \left[2z_i(t_0) \frac{\partial^2 V_2}{\partial z^2} - (3-4\nu) \frac{\partial V_2}{\partial z} \right] \Delta p_j \quad (5.17)$$

com

$$A = -\frac{c_m E}{4\pi(1+\nu)}, \quad (5.18)$$

onde c_m é o coeficiente de compactação uniaxial, dado por:

$$c_m = \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{E(1-\nu)}. \quad (5.19)$$

E é o módulo de *Young*, ν o coeficiente de *Poisson* e Δp_j a diferença de pressão de poros do j -ésimo núcleo entre os tempos t_0 e t_1 . V_1 e V_2 são o inverso das distâncias entre o i -ésimo ponto de observação e o j -ésimo núcleo de cada um dos sistemas, r_{1ij} e r_{2ij} , respectivamente (vide Figura 5.6). Essas distâncias são descritas como:

$$r_{1ij} = [(x_i - x_c)^2 + (y_i - y_c)^2 + (z_i(t_0) - z_c)^2]^{1/2} \quad (5.20)$$

e

$$r_{2ij} = [(x_i - x_c)^2 + (y_i - y_c)^2 + (z_i(t_0) + z_c)^2]^{1/2}, \quad (5.21)$$

onde (x_c, y_c, z_c) é o centro do núcleo de deformação. Tanto o módulo de *Young* quanto o coeficiente de *Poisson* são constantes nesta abordagem.

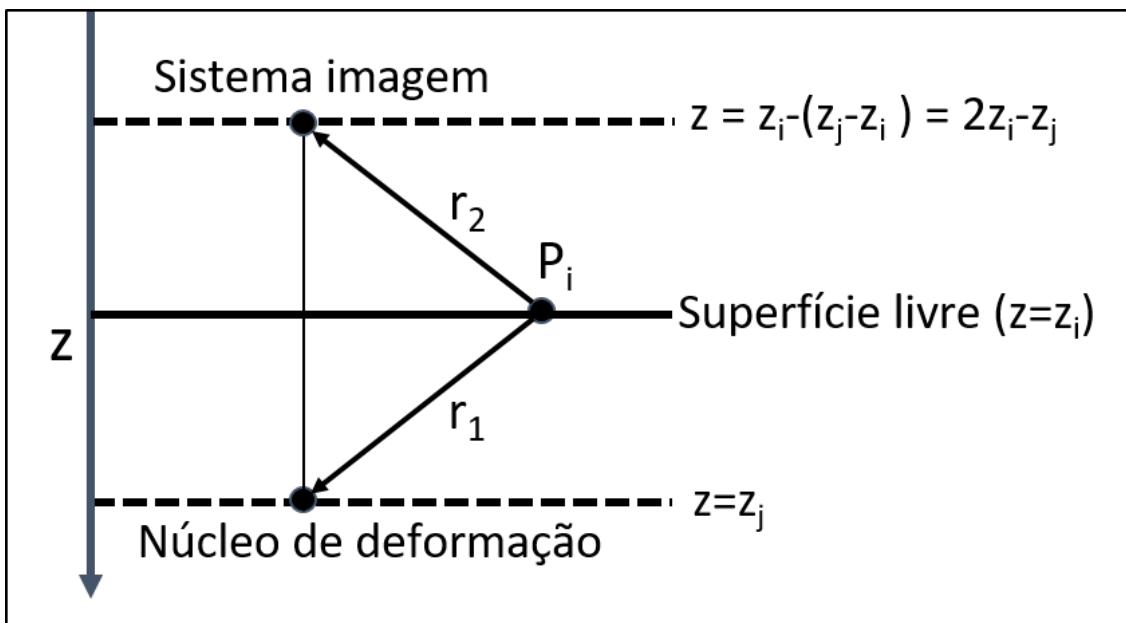


Figura 5.6: Representação geométrica da metodologia dos núcleos de deformação, com a superfície livre em $z = z_i$. z_N é a profundidade do centro do núcleo. O ponto de observação está na superfície livre. r_1 e r_2 são as distâncias entre o ponto de observação e o centro do núcleo e seu sistema-imagem, respectivamente. Segundo FJÆR *et al.* (2008), capítulo 12.

Nota-se que o procedimento metodológico até a Equação 5.15 é muito parecido com o da obtenção da componente vertical da atração gravitacional (Equação 5.1). V.C.F. Barbosa, V.C. Oliveira Jr e A.D. Arelaro (comunicação pessoal, 2020) se aproveitaram dessa similaridade para usar uma adaptação das soluções analíticas para o potencial gravitacional e suas derivadas produzidas por prismas retangulares em NAGY *et al.* (2002, 2000) e FUKUSHIMA (2020) para obter uma solução analítica da Equação 5.15. Esta solução pode ser vista no Apêndice A.

Após calcular o deslocamento vertical do leito oceânico (Equação 5.15), obtém-se a nova batimetria, ou seja, um conjunto de coordenadas verticais $z'_i(t_1)$. Portanto, usa-se estas coordenadas na Equação 5.13 para se calcular a anomalia gravimétrica devido ao deslocamento vertical do leito oceânico.

5.6 Efeito Gravimétrico Total 4D

Descritos os fenômenos dependentes do tempo que geram variações de massa no modelo geológico da Figura 5.1, podemos definir o efeito gravimétrico total 4D. No tempo t_0 , antes de se iniciar a produção de hidrocarbonetos no reservatório e ocorrer deslocamentos do fundo oceânico, a componente vertical da atração gravitacional em um ponto de medição $P_i = (x_i, y_i, z_i(t_0))$ é dada por:

$$g_z(P_i, t_0) = g_z^a(P_i, t_0) + g_z^r(P_i, t_0), \quad (5.22)$$

em que os termos $g_z^a(P_i, t_0)$ e $g_z^r(P_i, t_0)$ representam o efeito gravimétrico causado pela lâmina d'água (Equação 5.7) e pelo contraste de densidade entre o reservatório e as rochas encaixantes (Equação 5.10), respectivamente. No tempo t_1 , após o início da produção no reservatório, a lâmina d'água se modificou, a densidade do reservatório mudou e ocorreu o deslocamento do leito marinho onde estava o ponto P_i , que agora se encontra na posição P'_i . Neste novo cenário, a componente vertical da atração gravitacional no ponto P'_i é dada por:

$$g_z(P'_i, t_1) = g_z^a(P'_i, t_1) + g_z^r(P'_i, t_1) + g_z^s(P'_i, t_1), \quad (5.23)$$

onde o último termo está relacionado com a subsidência ou soerguimento (Equação 5.13), que não havia antes. Por fim, o efeito gravimétrico 4D total na i -ésima estação gravimétrica será a diferença entre a componente vertical da atração gravitacional nos dois momentos distintos:

$$\Delta g_z^{4D}(P_i, P'_i, t_0, t_1) = g_z(P'_i, t_1) - g_z(P_i, t_0). \quad (5.24)$$

A Equação 5.24 é o cerne deste trabalho e a detectabilidade de acordo com o

limite de $3 \mu\text{Gal}$ das anomalias 4D é que baliza os resultados mais importantes, como pode ser visto no próximo capítulo.

Capítulo 6

Resultados

Para uma melhor compreensão didática, os resultados dos efeitos gravimétricos gerados por cada um dos três fenômenos estudados (variação da lâmina d'água, mudança de densidade no reservatório e subsidência do leito marinho) são apresentados separadamente (seções 6.1 a 6.3). Depois, a seção 6.4 mostra um modelo onde há a simulação de produção de hidrocarbonetos com a ocorrência conjunta de subsidência do leito oceânico. É importante ressaltar que a amplitude dos efeitos gravimétricos apresentados a seguir são comparados com o valor de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$. Antes de se apresentar os resultados, foi preciso definir como os modelos geológicos foram construídos numericamente. Em todos os resultados mostrados, com exceção da série temporal da Figura 6.5, foi pressuposto que todas as estações foram adquiridas simultaneamente. Também foi pressuposto que há apenas uma medida por estação, diferentemente de uma aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico real, em que cada estação é visitada pelo menos duas vezes (capítulo Aquisição Gravimétrica 4D de fundo oceânico).

6.1 Efeito da Lâmina d'água

O modelo escolhido para a análise do efeito apenas da lâmina d'água contém uma batimetria real de uma região na costa leste brasileira, que varia entre aproximadamente 900 m e 2100 m de profundidade (Figura 6.1). Esta batimetria é coberta por uma camada d'água, com densidade constante $\rho_a = 1030 \text{ kg/m}^3$, como no modelo mostrado na Figura 5.3. Inicialmente, a superfície d'água foi simulada como se fosse uma placa contínua ($z(t_i)$ constante na Equação 5.6), depois o topo da mesma variou no tempo e espaço de acordo com a Equação 5.6. Os comprimentos do modelo tanto na direção norte quanto na direção leste (variáveis L_x e L_y na Equação 5.6, respectivamente) são 23 km, com espaçamento regular de 100 m entre os pontos. O período escolhido (variável T na Equação 5.6) foi de 12 horas (43200 segundos), com amostragem temporal de 1 hora (3600 segundos). O cálculo da componente vertical

da atração gravitacional (g_z na Equação 5.1) foi realizado regularmente a cada 500 m, tanto na direção norte quanto na direção leste, no leito oceânico.

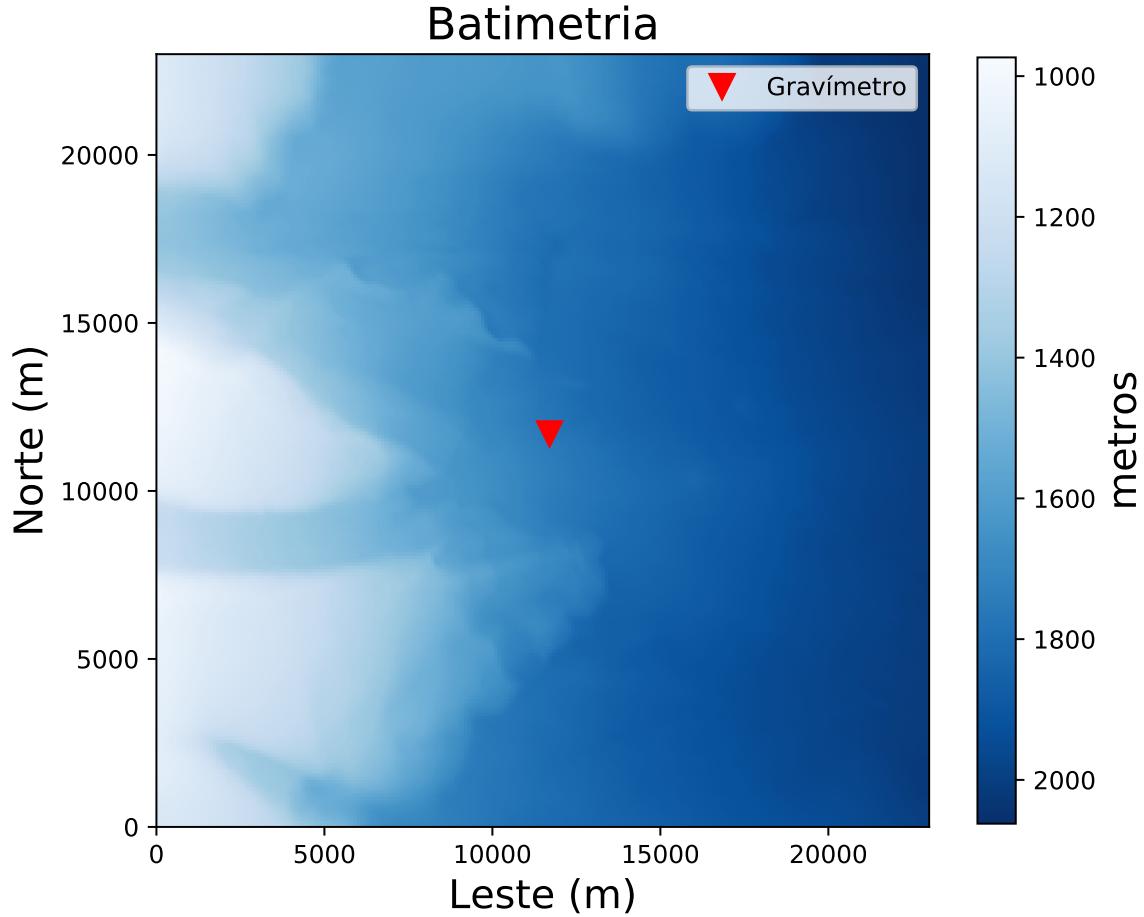


Figura 6.1: Batimetria do modelo de lâmina d’água (Figura 5.3), baseado em dados reais da costa sudeste brasileira. O triângulo vermelho representa uma estação gravimétrica a 1744,58 m de profundidade.

6.1.1 Lâmina d’água constante no tempo e no espaço

Inicialmente, foi escolhido um valor constante de amplitude de 7 m acima do nível do mar ($A = -7$ m na Equação 5.6), na posição de observação mostrada na Figura 6.1, a 1744,58 m de profundidade. Neste caso, o valor de g_z foi de -0.2613 mGal, ou $-261,3 \mu\text{Gal}$. O sinal negativo é causado pelo fato de que a massa de água está na acima do ponto de medida, gerando uma atração gravitacional no sentido contrário ao crescimento do eixo z (para baixo). Por ser uma lâmina d’água constante, não há a necessidade de se discretizar o modelo em vários prismas verticais, mas de apenas um prisma contendo toda a extensão do modelo.

Como o valor obtido para g_z está duas ordens de grandeza acima do limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$, decidiu-se determinar qual lâmina d’água constante geraria

um efeito gravitacional equivalente a este valor. A Figura 6.2 mostra a intensidade do efeito gravitacional como função da amplitude da lâmina d’água, considerando a mesma estação gravimétrica a 1744,58 m de profundidade. Pode-se notar que o valor de detectabilidade é atingido em amplitudes de aproximadamente 7 cm, quando a linha contínua azul ultrapassa a linha pontilhada vermelha na Figura 6.2. Isso significa que, para esta profundidade, variações na lâmina d’água maiores que 7 cm afetam o dado porque geram efeitos gravitacionais acima do limite de detectabilidade. Na Figura 6.2 são mostrados valores absolutos do efeito gravitacional porque o que importa nesta análise é a sua intensidade, e não o sentido do efeito.

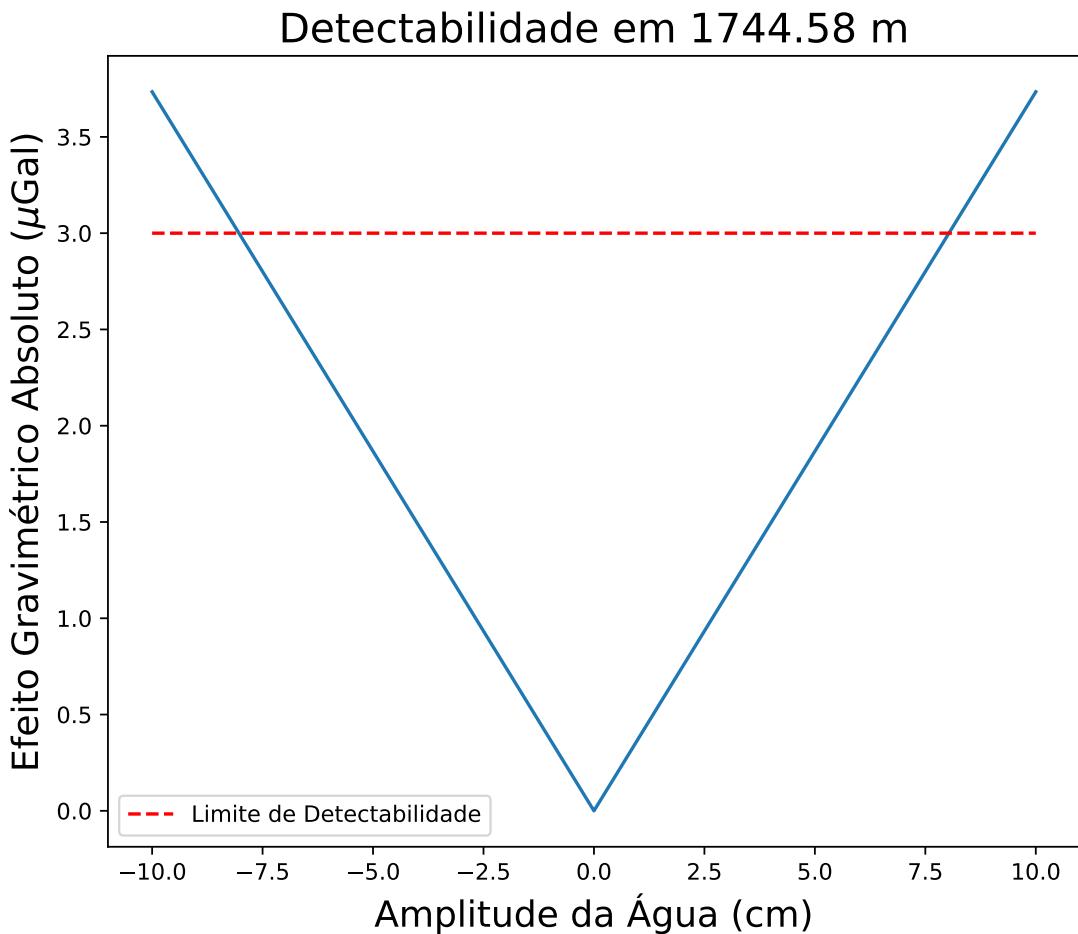


Figura 6.2: Efeito gravitacional em função da lâmina d’água, considerando uma estação gravimétrica a 1744,58 m de profundidade. A linha vermelha pontilhada representa o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$. Amplitudes abaixo deste valor ocorrem quando a linha azul está abaixo da linha vermelha, representando variações de lâmina d’água cujos efeitos gravitacionais não seriam detectados.

A Figura 6.3 mostra a mesma abordagem da Figura 6.2, mas simulando o ponto de medida no leito oceânico em várias profundidades (curvas contínuas). É importante notar que a variação da profundidade do leito oceânico não teve grande

influência na relação entre intensidade do efeito gravimétrico e limite de detectabilidade, para estes pequenos valores de amplitude da lâmina d'água. Quanto maiores são as amplitudes, maior será a diferença entre as curvas. Isso pode ser explicado pelo fato que a escala centimétrica da amplitude da variação da lâmina d'água é muito pequena comparada com as dimensões quilométricas do modelo. Se o modelo fosse infinito, a camada de água poderia ser considerada um platô *Bouguer*, onde a distância entre o ponto de medida e a placa não afeta o cálculo do seu efeito gravitacional, mas apenas a espessura da placa (STENVOLD *et al.*, 2008; ZUMBERGE *et al.*, 2008). Matematicamente, o efeito gravimétrico é dado por $g = 2\pi\rho Gh$, onde ρ é a densidade da placa e h a sua espessura que, neste caso, é a amplitude da lâmina d'água. O efeito da placa infinita para as diferentes amplitudes está representada como uma curva pontilhada preta na Figura 6.3.

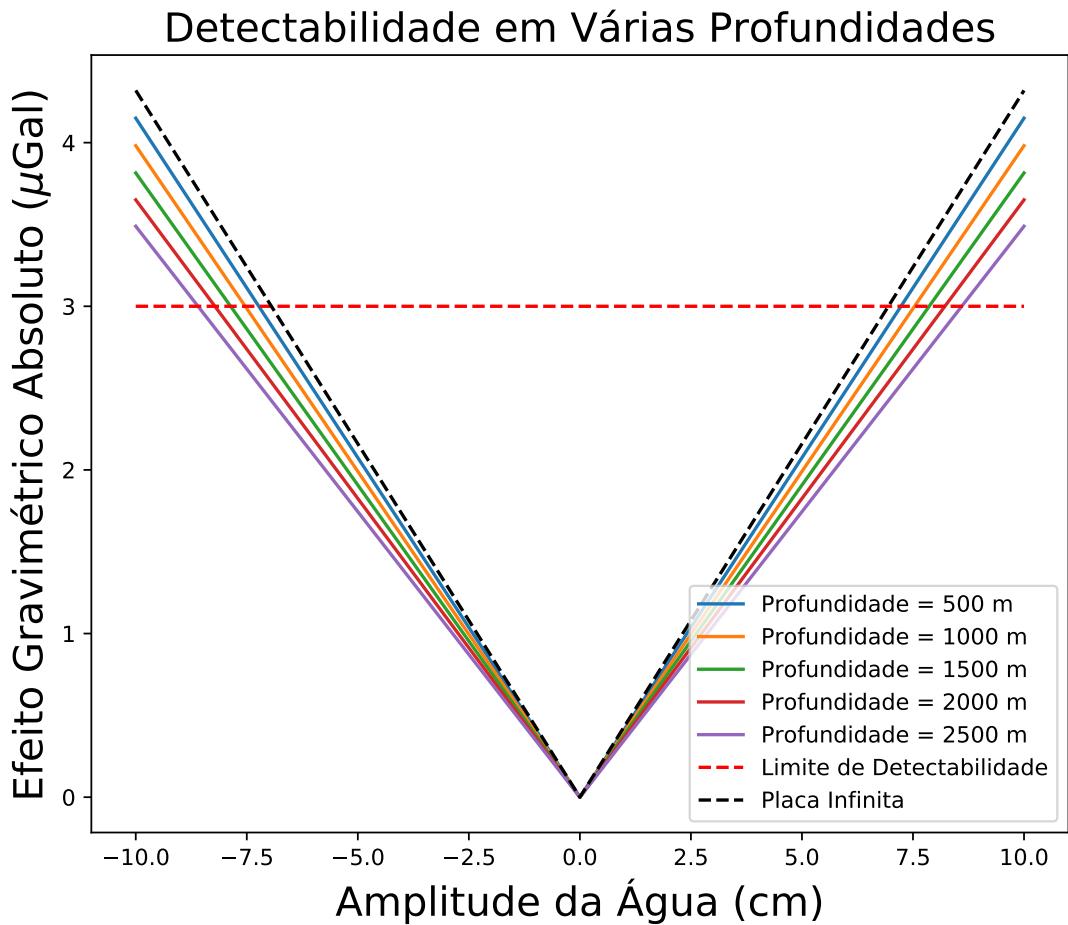


Figura 6.3: Efeito gravitacional em função da lâmina d'água, considerando estações gravimétricas em diferentes profundidades. A linha vermelha pontilhada representa o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$. Amplitudes abaixo deste valor ocorrem quando as linhas contínuas estão abaixo da linha pontilhada, representando variações de lâmina d'água cujos efeitos gravitacionais não seriam detectados. A curva pontilhada preta representa o efeito de uma placa infinita de densidade igual a da água do mar

6.1.2 Lâmina d'água variável no tempo e no espaço

Após simular a lâmina d'água constante, foi inserida no modelo a variação da lâmina d'água de acordo com a Equação 5.6. A comparação entre a superfície do mar gerada por estes parâmetros e seu equivalente efeito gravitacional, no momento $t = 14400\text{s}$ (4 horas), é mostrada na Figura 6.4. É possível notar a correlação inversa entre a superfície da água e o efeito gravitacional: quando a superfície atinge seu máximo acima do nível do mar ($-1,5\text{ m}$), baixos gravitacionais mais intensos são gerados em virtude de haver mais massa (água) gerando efeito gravitacional no sentido contrário ao crescimento do eixo z . A relação entre baixos na superfície da água entre 0 m (z_{ref}) e $1,5\text{ m}$ e altos no efeito gravitacional segue o mesmo raciocínio. Na Figura 6.4 também é possível perceber que uma amplitude (variável A na Equação 5.6) de $1,5\text{ m}$ gera um efeito gravitacional de cerca de $30\text{ }\mu\text{Gal}$ de intensidade, que é uma ordem de grandeza acima do limite de detectabilidade definido em $3\text{ }\mu\text{Gal}$.

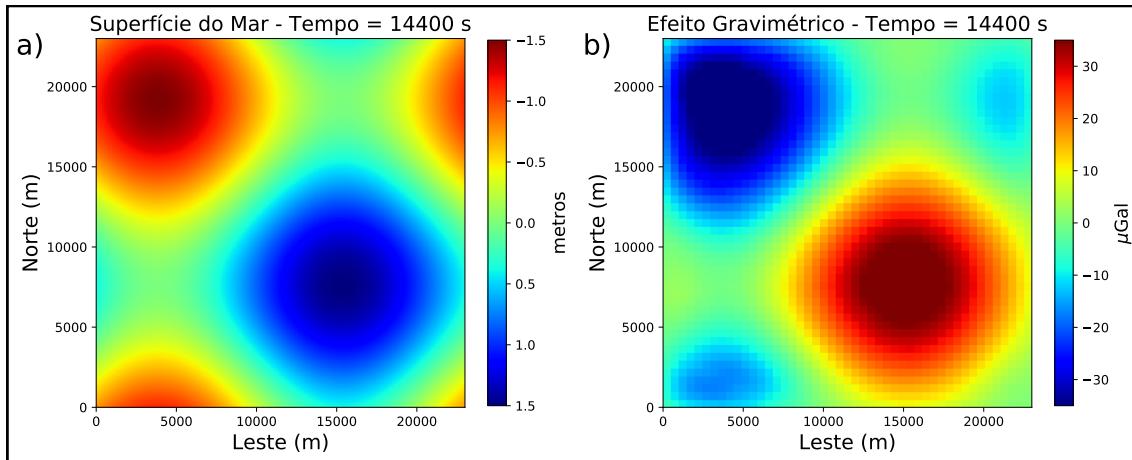


Figura 6.4: a) lâmina d'água simulada no tempo 14400 s pela Equação 5.6, com amplitude de $1,5\text{ m}$. b) componente vertical da atração gravitacional da lâmina d'água em a), calculada através da Equação 5.1 no fundo do mar da Figura 6.1.

Como já mencionado, até agora foi pressuposto que todas as estações foram adquiridas simultaneamente. Ou seja, não foi considerada a defasagem das ondas com o tempo durante a aquisição. No entanto, decidiu-se verificar se o efeito gravimétrico causado pela variação da lâmina d'água (Equação 5.6), durante o período de aquisição em uma estação, é suficientemente grande a ponto de influenciar as medidas do gravímetro, ou seja, estar acima do limite de detectabilidade. Por isso, foram simuladas medidas em uma estação durante 20 minutos (1200 segundos), resultando em uma série temporal para uma determinada posição, como ocorre em uma aquisição real (seção Simulação de aquisições 4D). A componente vertical da aceleração gravitacional g_z foi calculada entre 0 e 20 minutos a cada 1 minuto, através das Equações 5.6 e 5.7. O ponto de medida é o mesmo utilizado anterior-

mente nas Figuras 6.1 e 6.2, a 1744,58 m de profundidade. A amplitude (variável A na Equação 5.6) foi 1,5 m, e a série temporal resultante pode ser vista na Figura 6.5.



Figura 6.5: Componente vertical da aceleração gravitacional em função do tempo, gerada pela variação da lâmina d'água, dada pelas Equações 5.6 e 5.7. A estação localizada a 1744,58 m de profundidade. Esta série temporal tem duração de 20 minutos (1200 s), simulando o tempo de aquisição real para uma estação gravimétrica no fundo oceânico.

Na Figura 6.5, é possível perceber que, durante os 20 minutos, a variação do efeito gravimétrico devido à variação da lâmina d'água é de $1 \mu\text{Gal}$, menor que o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$, mas está na mesma ordem de grandeza do mesmo. Em aquisições reais é importante a utilização dos marégrafos durante todo período de duração de uma aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico. Desta forma, este efeito, quando está acima do limite de detectabilidade, pode ser mensurado e retirado do dado total, para não prejudicar a quantificação dos efeitos gerados pela substituição de fluidos no reservatório e pela movimentação do leito oceânico.

6.2 Efeito da produção de hidrocarbonetos

O modelo relacionado ao cálculo do efeito da substituição de fluidos no reservatório (Figura 5.4) tem 15 km na direção norte, 10 km na direção leste e 8 km na direção vertical. A amostragem espacial da construção do modelo foi de 150 m na direção norte, 100 m na direção leste e 25 m na direção vertical. Este modelo é composto por uma lâmina d'água constante entre 0 m (z_{ref}) e 1800 m de profundidade, com densidade $\rho_a = 1030 \text{ kg/m}^3$. Na profundidade de 3000 m há um prisma retangular representando um reservatório de petróleo, com dimensões de 8 km na direção norte, 3 km na direção leste e 25 m na direção vertical. Este reservatório tem seu centro em $x_c = 7000 \text{ m}$ e $y_c = 5500 \text{ m}$ e está envolto por rochas com densidade constante $\rho_s = 2500 \text{ kg/m}^3$. As medidas da componente vertical da aceleração gravitacional foram calculadas com a mesma amostragem da construção do modelo. A Figura 6.6 mostra o desenho esquemático deste modelo.

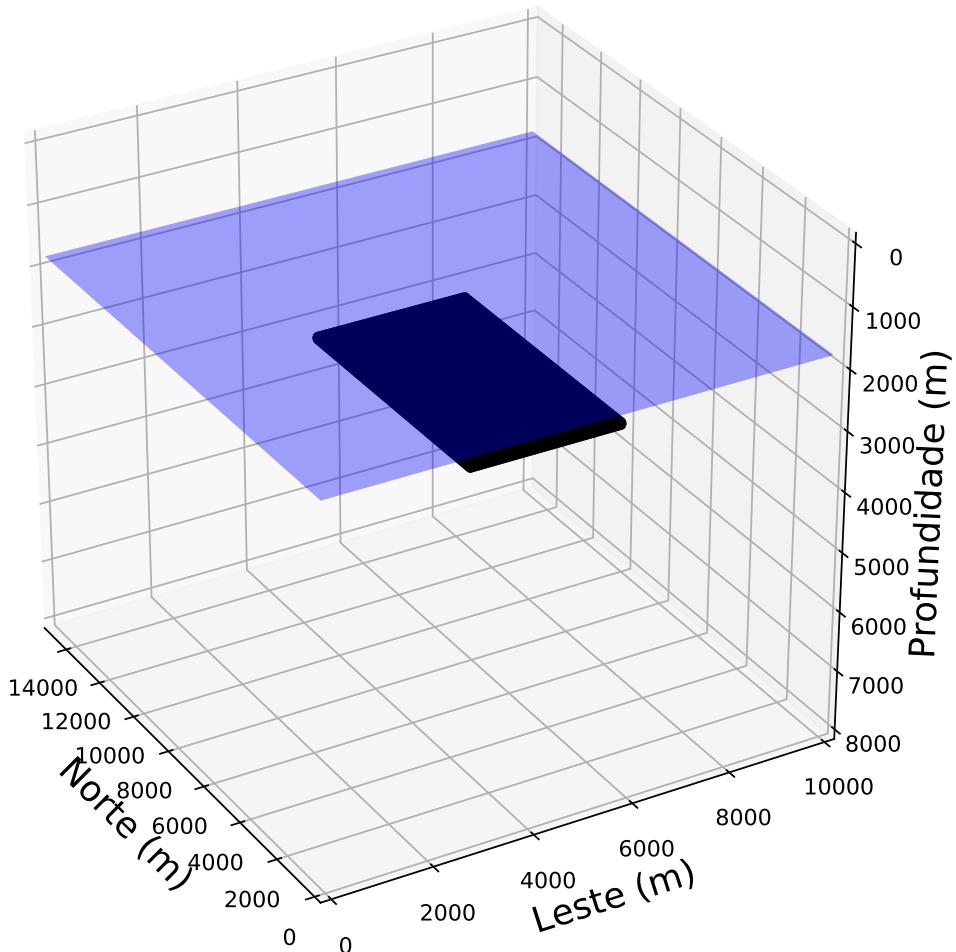


Figura 6.6: Representação tridimensional de um reservatório prismático, com dimensões de 8 km na direção norte, 3 km na direção leste e 25 m na direção vertical, com topo em 3000 m de profundidade (prisma preto). O leito oceânico é constante em 1800 m de profundidade (plano azul), e o contraste de densidade com o *background* é de -450 kg/m^3 .

O valor de densidade *bulk* $\rho_b(t)$ é definido pela Equação 5.9, com os seguintes parâmetros constantes: 20 % para porosidade do reservatório (ϕ); 1060 kg/m^3 para a densidade do fluido de substituição (ρ_f), representando água bastante salgada; 850 kg/m^3 para a densidade do fluido do reservatório (ρ_o), representando óleo; 2350 kg/m^3 para a densidade da rocha (ρ_r), representando um reservatório arenítico. Para o tempo $t_0 = 0$ imediatamente antes da produção iniciar, ou seja, para $\alpha = 0$ na Equação 5.9, chega-se a densidade *bulk* $\rho_b(t_0)$ de 2050 kg/m^3 , que gera um contraste $\Delta\rho(t_0)$ de -450 kg/m^3 com o *background* do modelo (2500 kg/m^3). A componente vertical da aceleração gravitacional em t_0 quando o reservatório é simulado a 3000 m de profundidade pode ser vista na Figura 6.7.

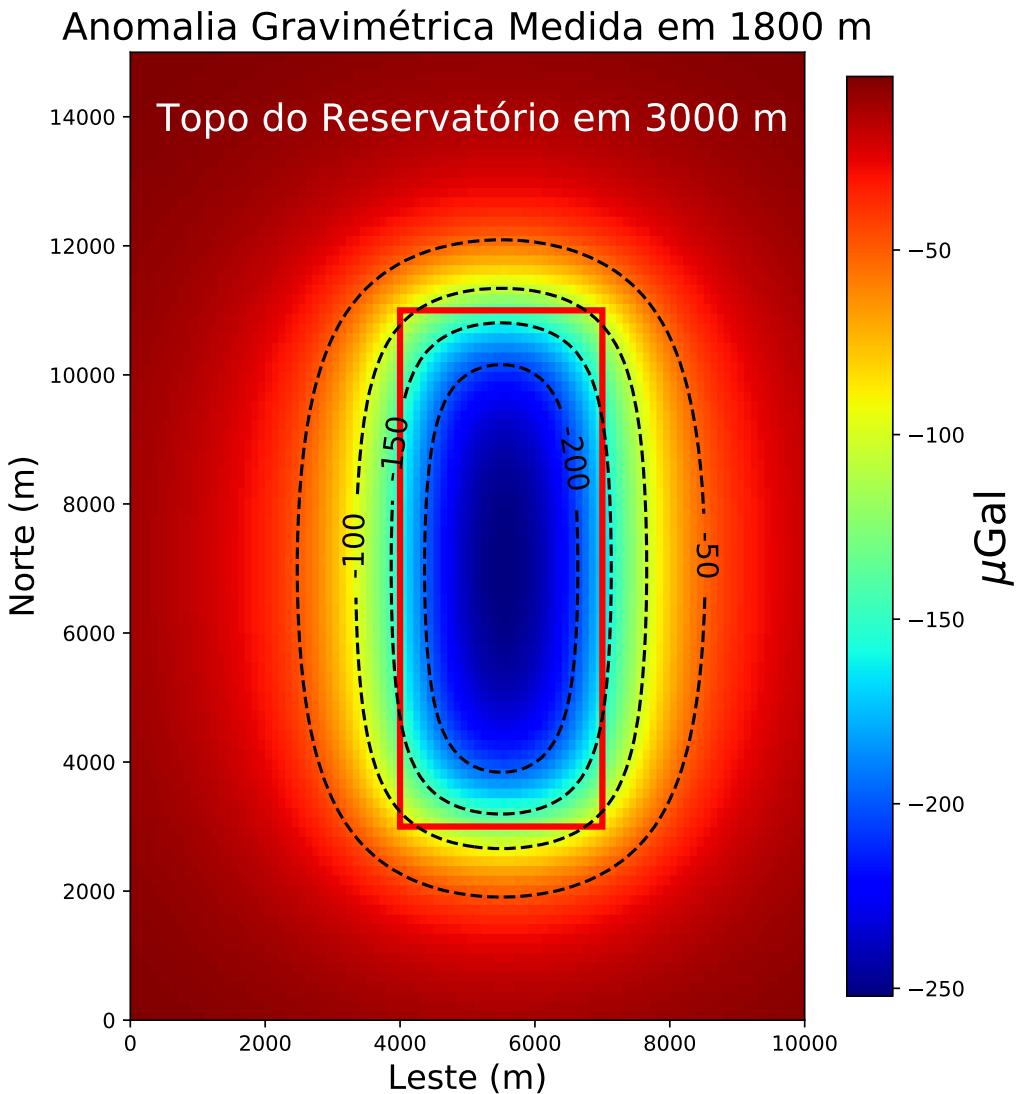


Figura 6.7: Componente vertical da aceleração gravitacional do modelo de reservatório mostrado na Figura 6.6, com topo em 3000 m de profundidade. Os dados foram calculados no leito oceânico constante em 1800 m de profundidade, e o contraste de densidade com o *background* é de -450 kg/m^3 . A linha vermelha contínua indica o reservatório em planta.

Quando o reservatório é colocado em maior profundidade, o seu efeito gravitacional se reduz, como era de se esperar devido a maior distância entre fontes e sensores. Para ilustrar este fenômeno, a Figura 6.8 mostra o efeito gravitacional gerado pelo mesmo reservatório em diferentes profundidades. Nota-se que mesmo quando a profundidade é de 7 km, o que significa um reservatório muito profundo nos casos reais, a amplitude da anomalia é de mais de $50 \mu\text{Gal}$, uma ordem de grandeza acima do limite de detectabilidade $3 \mu\text{Gal}$. Portanto, um reservatório a 7000 m de profundidade, com um volume de cerca de $0,6 \text{ km}^3$, seria detectado por sensores dispostos a uma profundidade de 1800 m com relativa segurança.

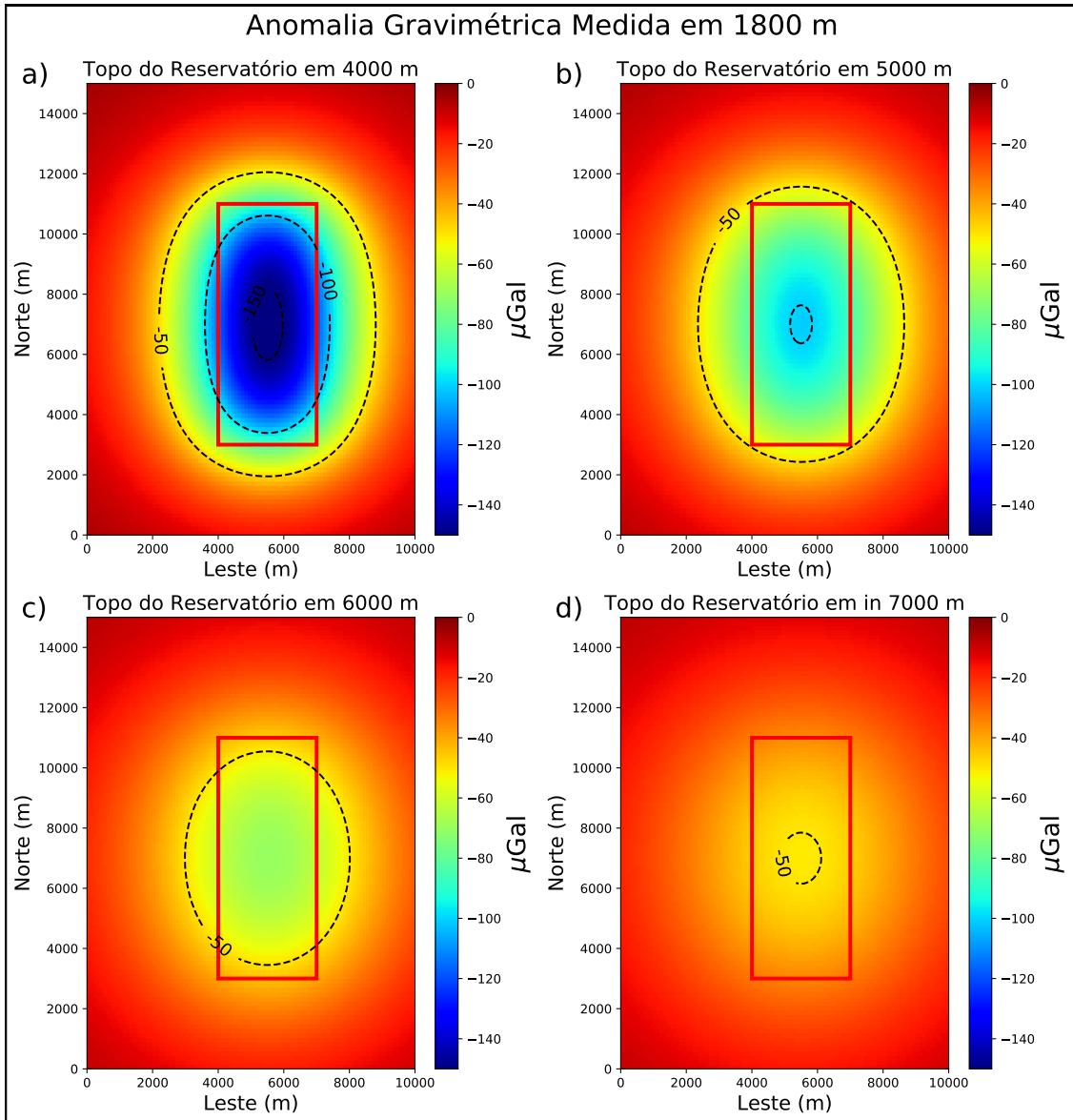


Figura 6.8: Componente vertical da aceleração gravitacional do reservatório mostrado na Figura 6.6 em diferentes profundidades: a) 4000 m, b) 5000 m, c) 6000 m e d) 7000 m. Os dados foram calculados no leito oceânico constante em 1800 m de profundidade, e o contraste de densidade com o *background* é de -450 kg/m^3 . A linha vermelha contínua indica o reservatório em planta.

Como já mencionado, a Equação 5.9 calcula o valor de densidade *bulk* $\rho_b(t)$ considerando um determinado momento t de sua produção, correlacionado a uma porcentagem de substituição de fluido (variável $\alpha(t)$ na Equação 5.9). Depois que a produção se inicia ($t = t_1$), a porcentagem de substituição de fluidos $\alpha(t_0)$, que era nula, vai aumentando gradativamente. Para os parâmetros utilizados neste modelo, há uma diminuição da amplitude da componente vertical da aceleração gravitacional, uma vez que o contraste entre reservatório e *background* ($\Delta\rho(t_1) = \rho_b(t_1) - \rho_s$) diminui. Isso ocorre porque o fluido que está entrando no reservatório (água salgada) é mais denso que o fluido que está saindo (óleo). Este comportamento pode ser visto na Figura 6.9, onde é mostrada a componente vertical da aceleração gravitacional no tempo t_1 para valores de α entre 10 % e 40 %.

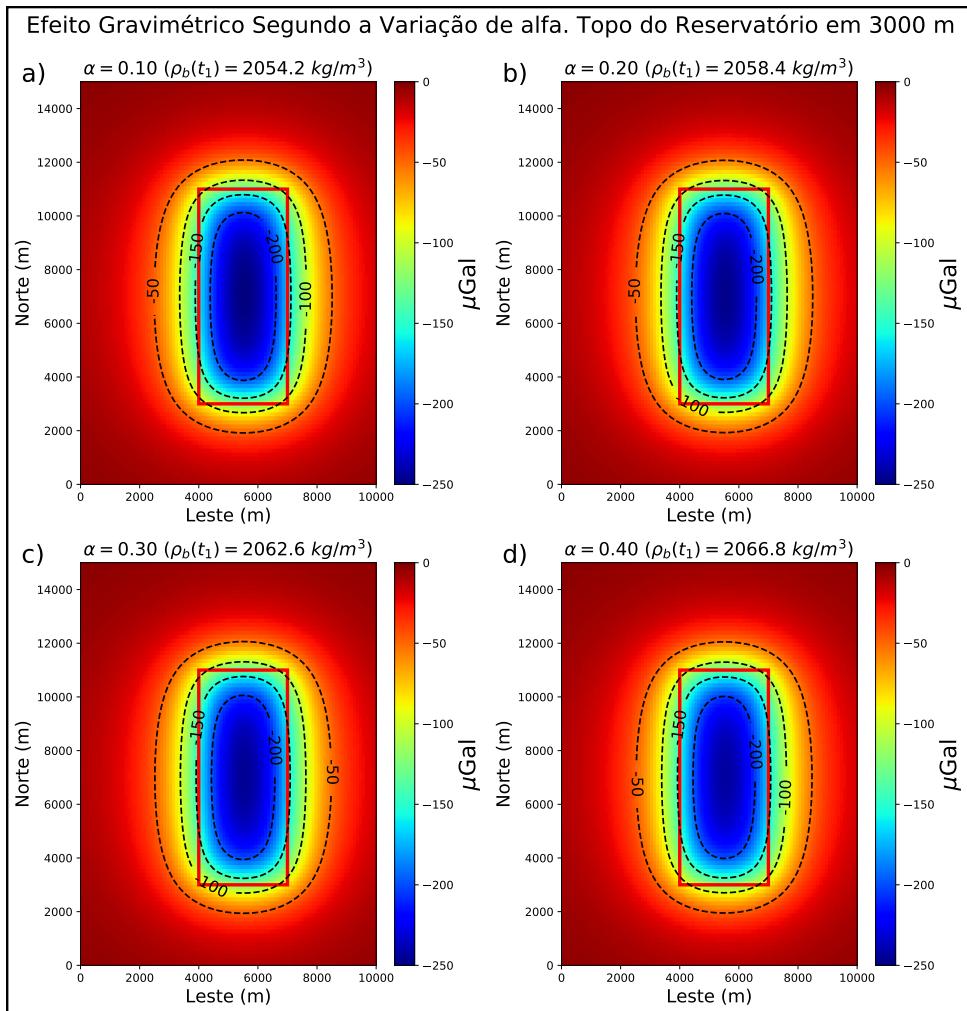


Figura 6.9: Componente vertical da aceleração gravitacional do modelo de reservatório mostrado na Figura 6.6, para diferentes porcentagens de substituição de fluidos no momento t_1 , após o início da produção (variável $\alpha(t_1)$ na Equação 5.9): a) $\alpha(t_1) = 10\%$, b) $\alpha(t_1) = 20\%$, c) $\alpha(t_1) = 30\%$ e d) $\alpha(t_1) = 40\%$. O topo do reservatório está a 3000 m de profundidade e os dados foram calculados no leito oceânico constante em 1800 m de profundidade. A linha vermelha contínua indica o reservatório em planta.

O sinal 4D gravimétrico, calculado como a diferença entre a componente vertical da aceleração gravitacional em t_1 (Figura 6.9) e t_0 (Figura 6.7), será positivo. A Figura 6.10 mostra os efeitos gravimétricos 4D para as diferentes porcentagens de substituição de fluidos. Pode-se perceber que o sinal 4D devido à produção no reservatório ultrapassa o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$ (linha magenta contínua na Figura 6.10) quando $\alpha(t_1)$ está entre 10 % e 20 %. Além disso, porcentagens de substituição de fluidos maiores que 40 % fazem com que o sinal 4D esteja acima do limite em toda a área do reservatório.

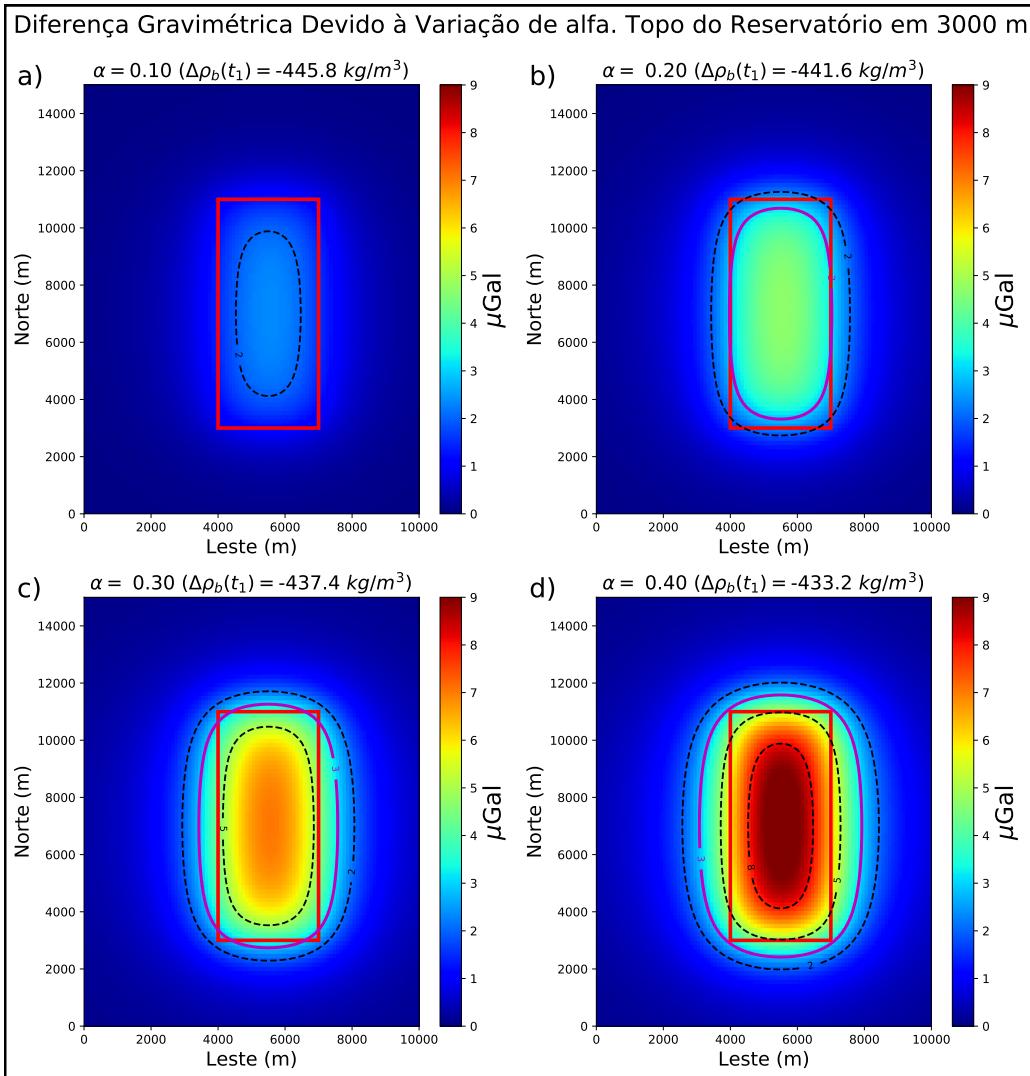


Figura 6.10: Efeito gravimétrico 4D do reservatório mostrado na Figura 6.6, calculado pela diferença entre a componente vertical da aceleração gravitacional nos momentos t_1 (Figura 6.9) e t_0 (Figura 6.7). As diferentes porcentagens de substituição de fluidos simuladas no momento t_1 , após o início da produção (variável $\alpha(t_1)$ na Equação 5.9), são: a) $\alpha(t_1) = 10 \%$, b) $\alpha(t_1) = 20 \%$, c) $\alpha(t_1) = 30 \%$ e d) $\alpha(t_1) = 40 \%$. O topo do reservatório está a 3000 m de profundidade e os dados foram calculados no leito oceânico constante em 1800 m de profundidade. A linha contínua magenta representa o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$ e a linha vermelha contínua indica o reservatório em planta.

6.3 Efeito do deslocamento do leito oceânico

O modelo utilizado para o estudo do efeito do deslocamento do leito oceânico (Figura 5.5) tem dimensão de 15 km na direção norte, 10 km na direção leste e 8 km na vertical, com amostragem de 150 m, 100 m e 25 m, respectivamente. Ele é composto por três camadas: água do mar entre 0 m e 1800 m de profundidade, com densidade de 1030 kg/m^3 ; sedimentos na parte central do modelo, que variam linearmente com a profundidade entre 1900 kg/m^3 e 2640 kg/m^3 ; e borda de 1 km de espessura no limite inferior do modelo, com densidade de quartzo (2640 kg/m^3), representando um embasamento cristalino. Um corte leste-oeste neste modelo, em $\text{Norte} = 6 \text{ km}$ com os valores iniciais de densidade ($t = t_0$), pode ser visto na Figura 6.11.

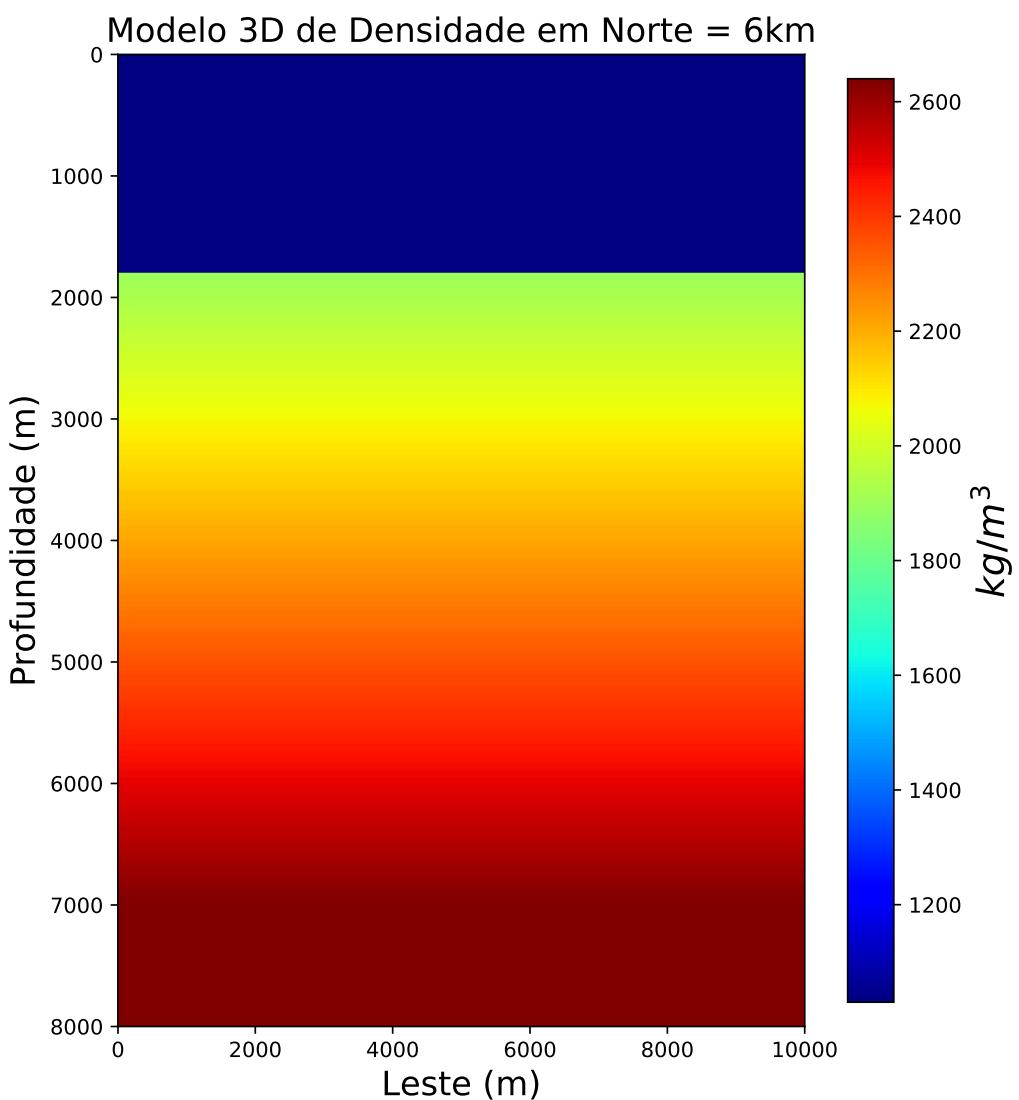


Figura 6.11: Corte leste-oeste, em $x = 6 \text{ km}$, do modelo de estudo do deslocamento do leito oceânico, com os valores iniciais de densidade em kg/m^3 . Ele é composto por água do mar, sedimentos que variam linearmente com a profundidade entre 1900 kg/m^3 e 2640 kg/m^3 , e bordas de quartzo, com densidade de 2640 kg/m^3 .

Com a distribuição inicial de densidades mostrada na Figura 6.11 e discretizando o modelo em prismas verticais segundo a sua distribuição espacial, é possível calcular a componente vertical da atração gravitacional usando as Equações 5.1 e 5.2. Os pontos de observação estão regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste no leito oceânico, com batimetria constante em 1800 m de profundidade. A Figura 6.12 mostra o efeito gravimétrico inicial do modelo, que será tomado como efeito base para o cálculo da anomalia gravimétrica 4D devido à movimentação do leito oceânico. É possível ver que o efeito é negativo no centro do modelo, com intensidade máxima de aproximadamente 60 mGal.

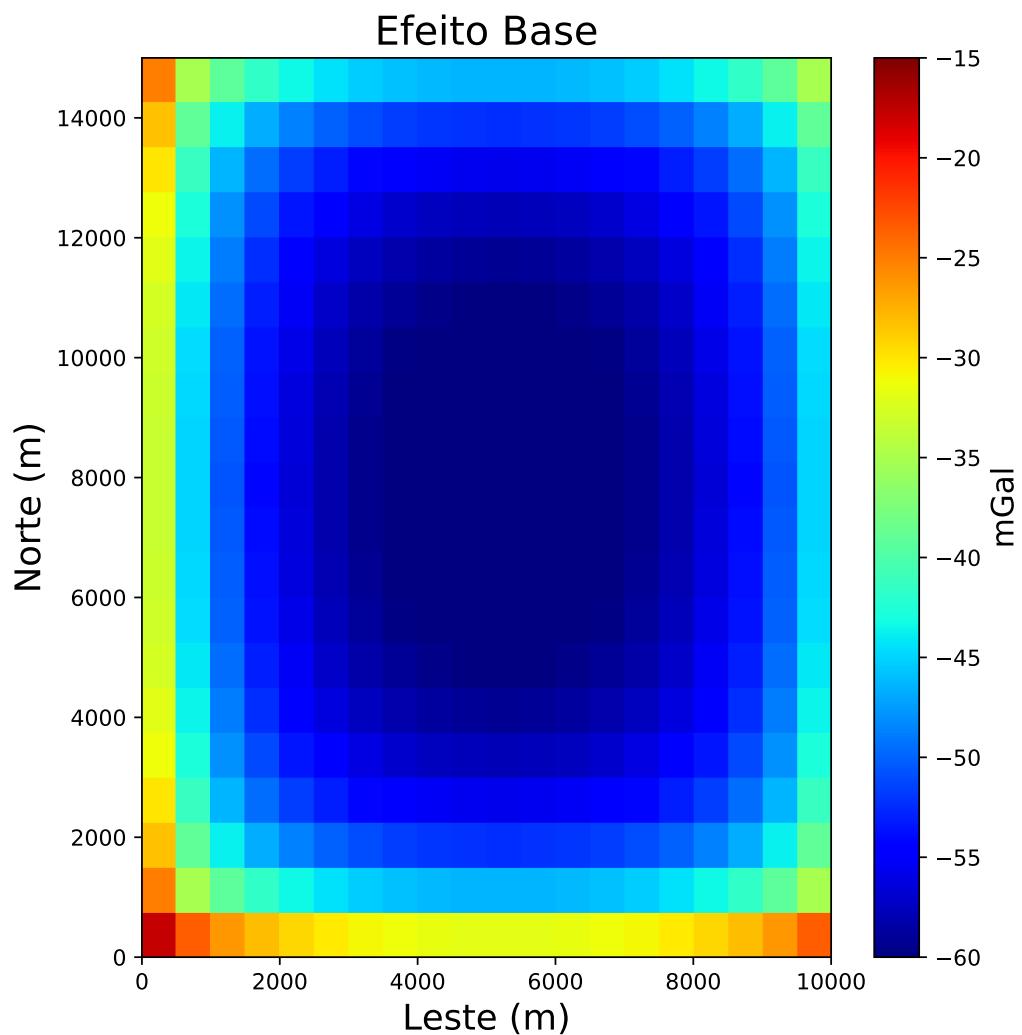


Figura 6.12: Efeito gravimétrico inicial do modelo de estudo do deslocamento do leito oceânico (Figura 6.11), com os valores em mGal. Os pontos de observação estão regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste no leito oceânico, com batimetria constante em 1800 m de profundidade.

Para se realizar um estudo de sensibilidade do efeito gravimétrico causado pela movimentação leito oceânico, com a metodologia dos núcleos de deformação (Equação 5.15), é preciso ter uma distribuição de contrastes de pressão de poros entre dois momentos distintos. Por este motivo, foi usada a metodologia de O'REILLY *et al.* (2019), que relaciona a pressão de poros com a densidade do meio poroso (vide Apêndice B). Com essa metodologia, foi obtida uma distribuição tridimensional da pressão de poros a partir do modelo inicial de densidades (Figura 6.11). A pressão variou entre 0 MPa e 82 MPa neste modelo, como pode ser visto na Figura 6.13.

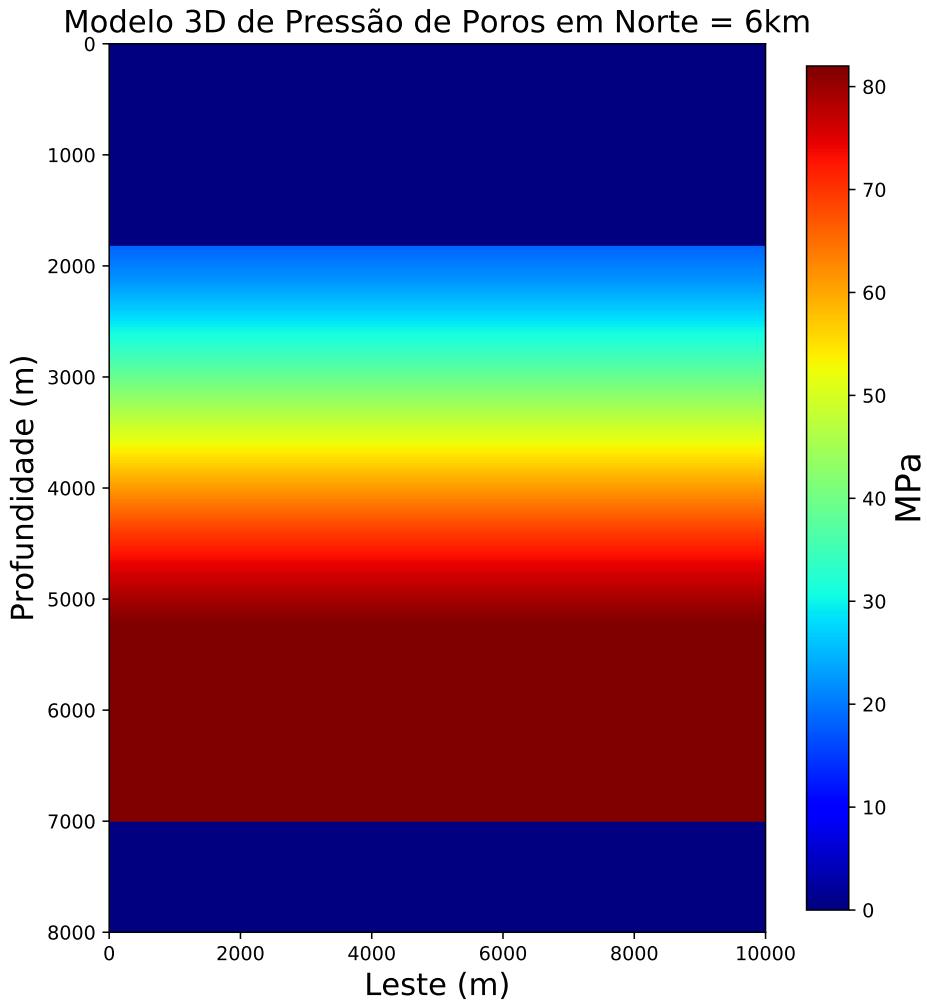


Figura 6.13: Corte leste-oeste, em $x = 6\text{ km}$, do modelo de estudo do deslocamento do leito oceânico (Figura 6.11), com os valores de pressão de poros em MPa.

O parâmetro escolhido para modificação e geração de anomalias gravimétricas 4D foi o leve aumento percentual da densidade dos sedimentos do modelo em relação à distribuição de densidades inicial (Figura 6.11). Quatro valores foram utilizados: aumento de 5 partes por milhão (ppm) ou 0,0005 %, 10 ppm, 15 ppm e 20 ppm. Estas variações de densidade geraram quatro cenários com diferentes distribuições de pressão de poros (vide Apêndice B) que, por sua vez, geraram quatro cenários

de subsidência do leito oceânico (Equação 5.15). Os núcleos de deformação foram distribuídos pelo modelo segundo a discretização usada no cálculo da efeito gravimétrico, sendo que cada núcleo foi colocado no centro de um prisma retangular. Os pontos de medidas são os mesmos pontos de medida da anomalia gravimétrica. A razão de *Poisson* utilizada foi de 0.33, e o módulo de *Young* foi de 5 GPa. A diferença de pressão de poros em relação ao modelo inicial, para cada um dos quatro cenários, pode ser vista na Figura 6.14. Vemos que a diferença é negativa, pelo fato de um aumento de densidade gerar uma diminuição na pressão de poros segundo a metodologia de O'REILLY *et al.* (2019), com intensidade máxima da ordem de 10^{-2} MPa , ou 10^4 Pa . Essa queda na pressão gera um deslocamento vertical positivo (subsidência) do leito marinho do modelo, mas com intensidade máxima quase desprezível (0.025 cm) nos quatro cenários avaliados, como pode ser visto na Figura 6.15.

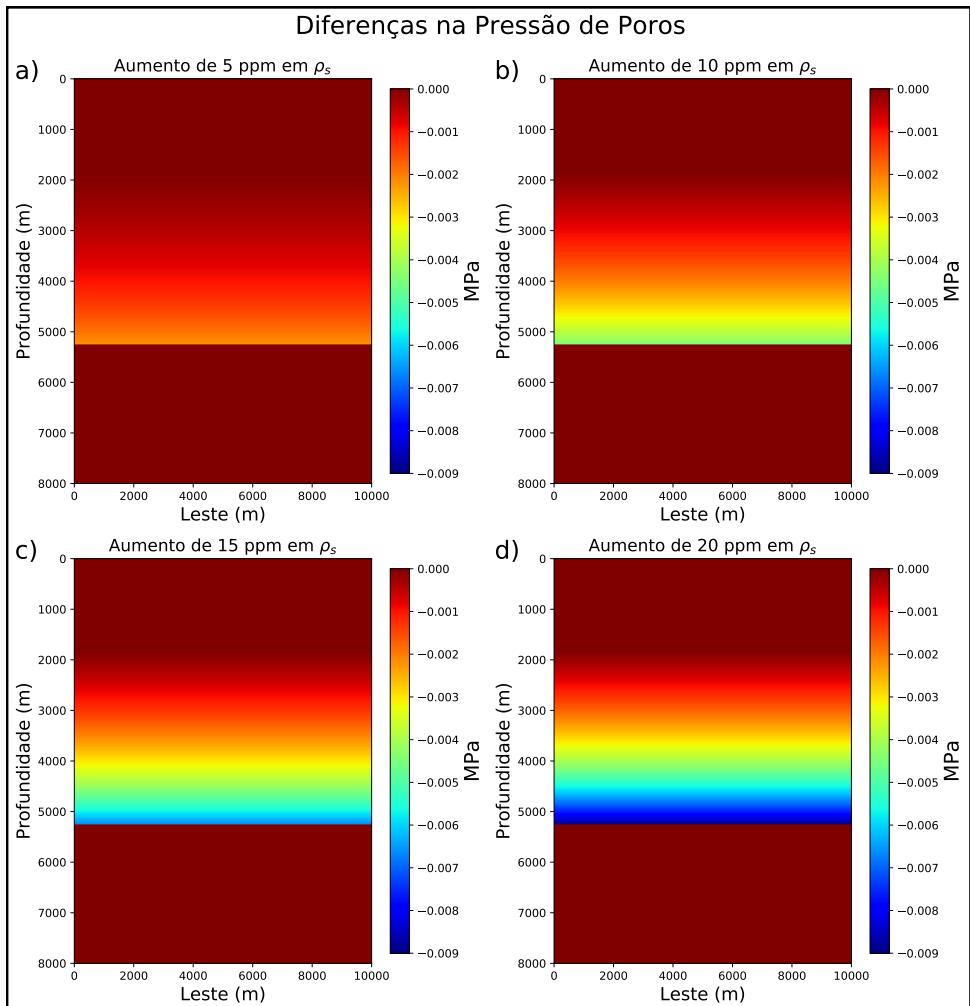


Figura 6.14: Corte leste-oeste, em $x = 6 \text{ km}$, da diferença de pressão de poros em relação ao modelo inicial (Figuras 6.11 e 6.13) quando há aumento de densidade dos sedimentos de: a) 5 ppm; b) 10 ppm; c) 15 ppm e; d) 20 ppm. Valores de pressão de poros em MPa.

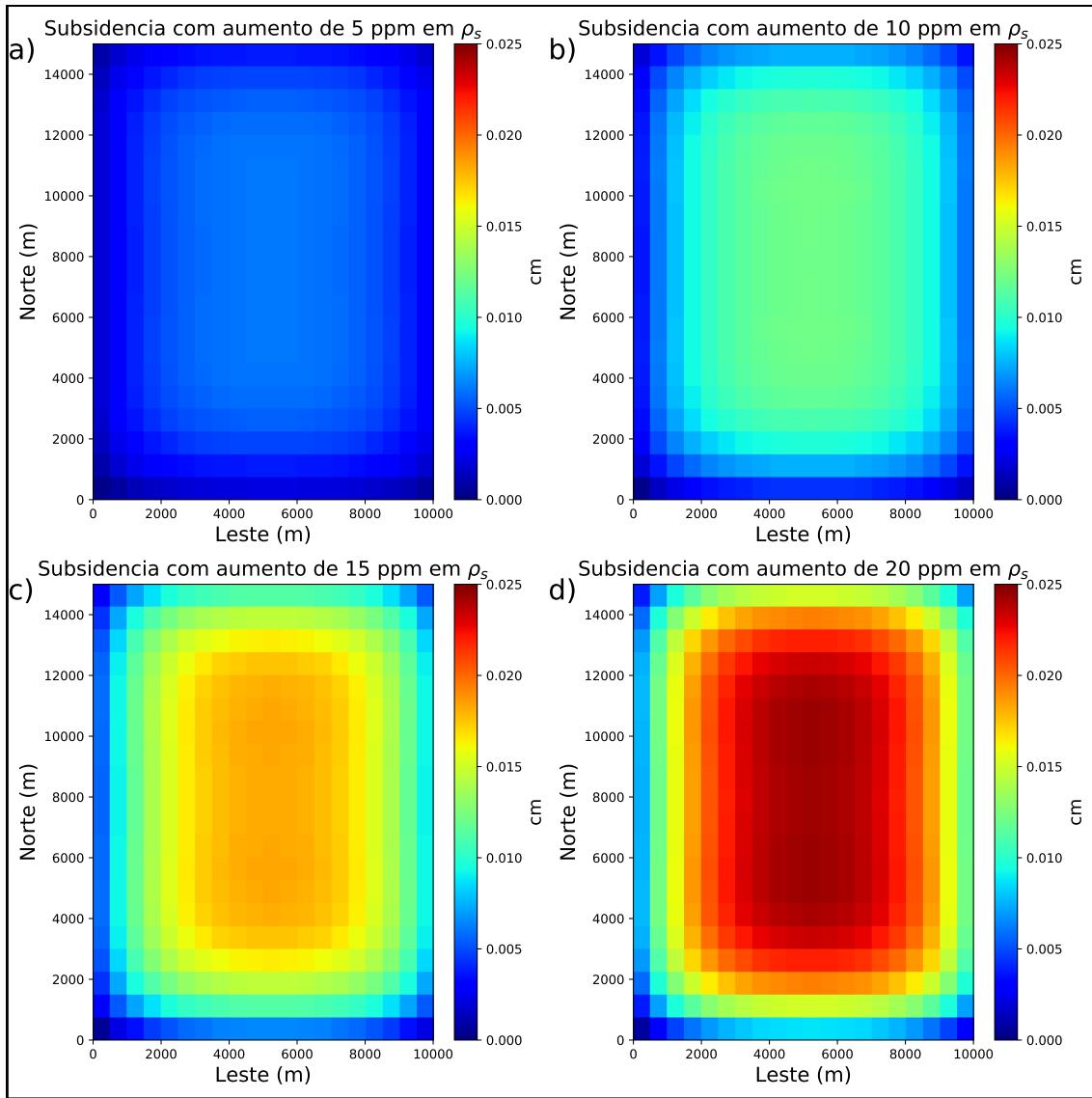


Figura 6.15: Deslocamento vertical do leito oceânico em relação ao modelo inicial (Figuras 6.11 e 6.13) quando há aumento de densidade dos sedimentos de: a) 5 ppm; b) 10 ppm; c) 15 ppm e; d) 20 ppm. Valores de deslocamento em cm, calculados através da Equação 5.15. Os pontos de observação estão regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste no leito oceânico, com razão de Poisson de 0.33, e módulo de Young de 5 GPa.

Definidas as novas batimetrias simuladas, é possível calcular o efeito gravimétrico causado pelo deslocamento do leito oceânico. Como já explicado na seção 5.5, este efeito é composto pelas correções de substituição de rocha por água no leito oceânico e de mudança de posição vertical dos pontos de medição (Equação 5.13). Os efeitos gravimétricos relativos à movimentação do cenário com aumento de densidade de 5ppm em relação ao modelo inicial (Figura 6.11) podem ser vistos na Figura 6.16. Pode-se notar que o efeito da correção ar-livre (Figura 6.16b) é uma ordem de grandeza maior que o efeito da substituição de rocha por água (Figura 6.16a), dominando

o resultado total da movimentação do leito oceânico (Figura 6.16c), que é a soma dos dois outros efeitos. Isso pode ser visto na diferença da escala de cores do mapa Figura 6.16a para os outros dois mapas. Enquanto o termo de substituição de material tem sinal negativo, a componente ar-livre tem o sinal positivo. Ambas estão abaixo do limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$. Os efeitos gravimétricos relativos ao deslocamentos do leito oceânico nos outros cenários são semelhantes aos da Figura 6.16, mudando apenas a intensidade dos mesmos, por isso não são mostrados.

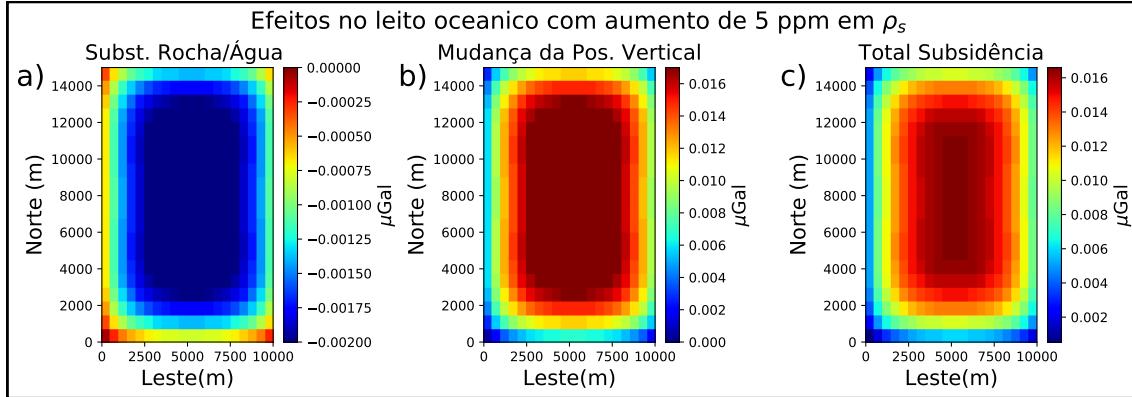


Figura 6.16: Efeitos gravimétricos devido à movimentação do leito oceânico no cenário de aumento da densidade de 5 ppm em relação ao modelo inicial (Figura 6.11): a) substituição de rocha por água na região; b) correção ar-livre; c) efeito total da movimentação do leito oceânico, que é a soma dos dois efeitos anteriores. Os pontos de observação estão no leito marinho, regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste. A batimetria original estava constante em 1800 m de profundidade, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 6.15a).

Com a nova batimetria, também é possível calcular o novo efeito gravimétrico de cada prisma do modelo, e comparar com o efeito da movimentação do leito oceânico (Figura 6.16c) para o cenário de aumento de 5 ppm da densidade original. Eles podem ser vistos na Figura 6.17 juntamente com o efeito total, que é a soma dos dois. O efeito gravitacional do modelo (Figura 6.17b) domina completamente o efeito total (Figura 6.17c), porque é seis ordens de grandeza superior ao efeito do deslocamento do leito oceânico (Figura 6.17a). Por isso, a escala do efeito do leito marinho está em μGal , enquanto a escala dos outros mapas está em mGal. Além disso, o efeito da movimentação do leito marinho é positivo, como já destacado, enquanto que o efeito do modelo é negativo, tal qual o efeito base (Figura 6.12).

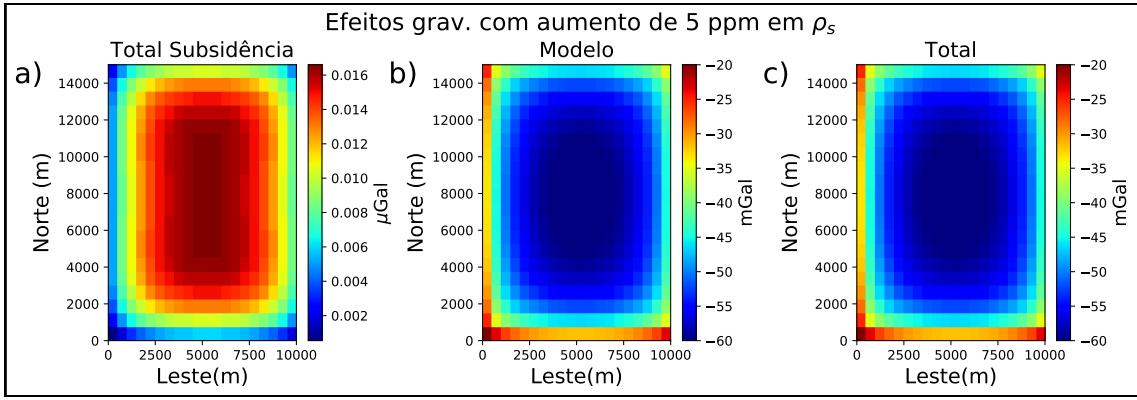


Figura 6.17: Efeitos gravimétricos no cenário de aumento da densidade em 5 ppm em relação ao modelo inicial (Figura 6.11): a) todos os prismas do modelo; b) movimentação do leito oceânico; c) total, que é a soma dos dois efeitos anteriores. Os pontos de observação estão no leito marinho, regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste. A batimetria original é mostrada na Figura 7.1, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 6.15a).

Com relação à anomalia 4D, ela é o resultado do efeito total após a movimentação do leito marinho (Figura 6.16c) subtraído do efeito gravimétrico inicial do modelo (Figura 6.12). A Figura 6.18 mostra o efeito gravimétrico 4D para os quatro cenários modelados. É possível perceber que o limite de detectabilidade de 3 μGal (linhas brancas na Figura 6.18) foi ultrapassado entre os cenários de aumento de 5 ppm da densidade original (Figura 6.18a) e 10 ppm (Figura 6.18b), sendo que a anomalia 4D atinge aproximadamente 7 μGal positivos no último cenário (Figura 6.18d). Como o efeito gravimétrico da subsidência/soerguimento do leito oceânico não desempenhou papel relevante nos cenários estudados, a anomalia 4D é praticamente formada pelos efeitos gravimétricos antes e depois da mudança de densidade no modelo. Logo, para o limite de detectabilidade usado, diferenças bem sutis de densidade geram anomalias gravimétricas perceptíveis.

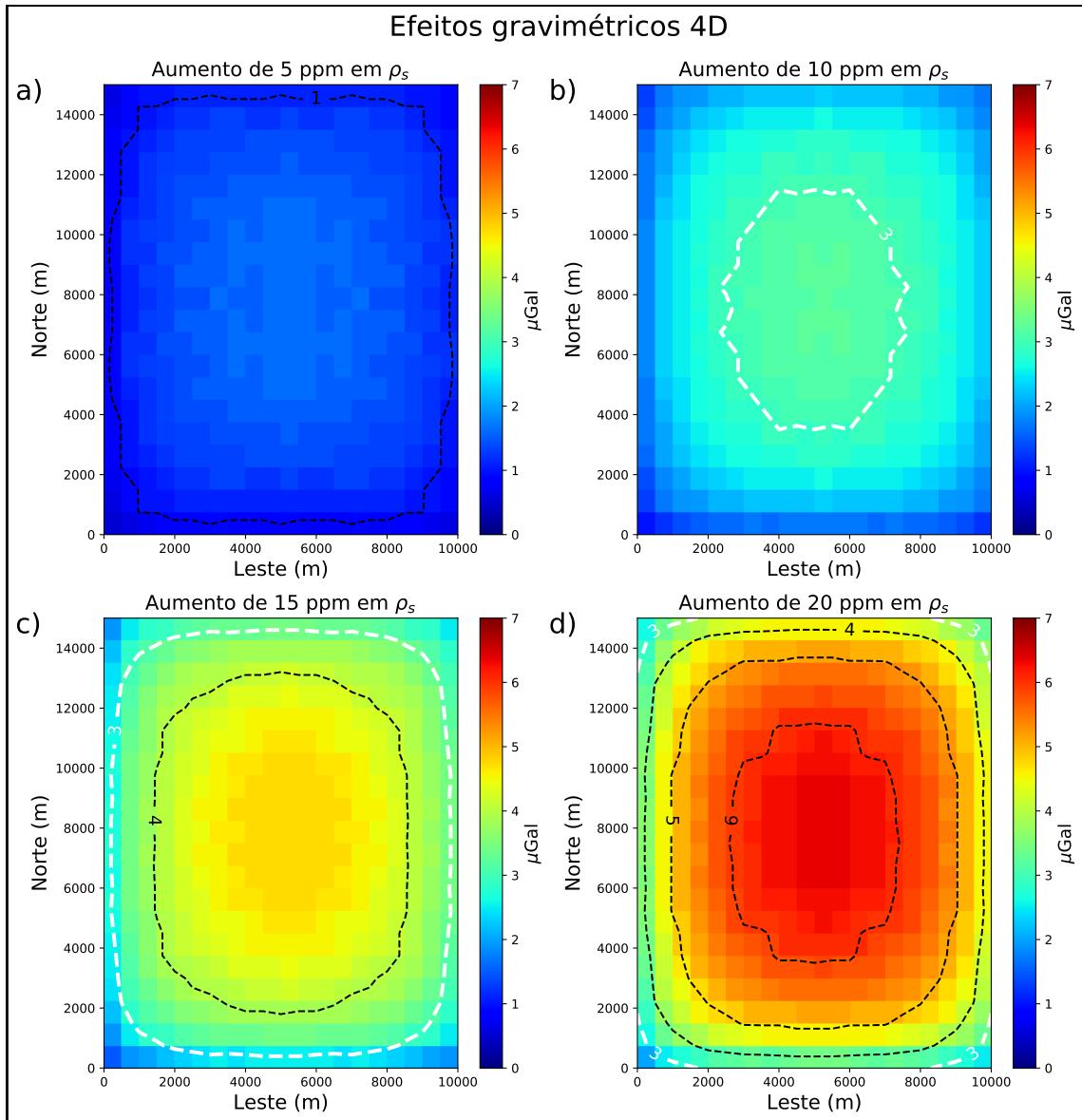


Figura 6.18: Efeito gravimétrico 4D devido ao aumento de densidade em relação ao modelo inicial (Figuras 6.11) em quatro cenários distintos: a) 5 ppm; b) 10 ppm; c) 15 ppm; d) 20 ppm. Os pontos de observação estão no leito marinho, regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste. A batimetria original estava constante em 1800 m de profundidade, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 6.15). As linhas brancas representam o limite de detectabilidade de 3 μGal .

6.4 Simulação dos Efeitos do Reservatório e da Movimentação do Leito Oceânico Conjuntamente

Após a construção de modelos onde os fenômenos foram analisados separadamente, foi construído um modelo em que houve a ação dos efeitos da substituição de fluidos em um reservatório e da movimentação do leito oceânico agindo conjuntamente. Para isso, um reservatório prismático semelhante ao do modelo de substituição de fluidos (Figura 6.6) foi inserido no modelo inicial de movimentação do leito oceânico (Figuras 6.11 e 6.13). O reservatório tem dimensões de 9 km na direção norte, 3 km na direção sul e 25 m em na direção vertical. Este reservatório tem seu centro em $x_c = 7000$ m e $y_c = 5500$ m e o seu topo na profundidade de 4 km. Inicialmente ($t = t_0$), o leito oceânico está constante em 1800 m e ainda não se iniciou a produção do reservatório ($\alpha(t_0) = 0$ na Equação 5.9). Com este valor de α e valores de $\phi = 20\%$, $\rho_f = 1060 \text{ kg/m}^3$ (salmoura), $\rho_o = 850 \text{ kg/m}^3$ (óleo), $\rho_r = 2213,1 \text{ kg/m}^3$ na Equação 5.9, gerou-se uma densidade *bulk* para o reservatório ($\rho_b(t_0)$) de $1940,5 \text{ kg/m}^3$. A densidade da matriz da rocha (ρ_r) tem o mesmo valor do modelo inicial de deslocamento do leito oceânico para esta profundidade). A densidade das rochas circundantes ao reservatório (ρ_s) é a mesma da Figura 6.11. Com estes valores de densidade, foi possível calcular a distribuição da pressão de poros da mesma forma que na seção 6.3. A Figura 6.19 mostra o corte em $x = 6 \text{ km}$ das distribuições iniciais de densidade e de pressão de poros deste modelo conjunto.

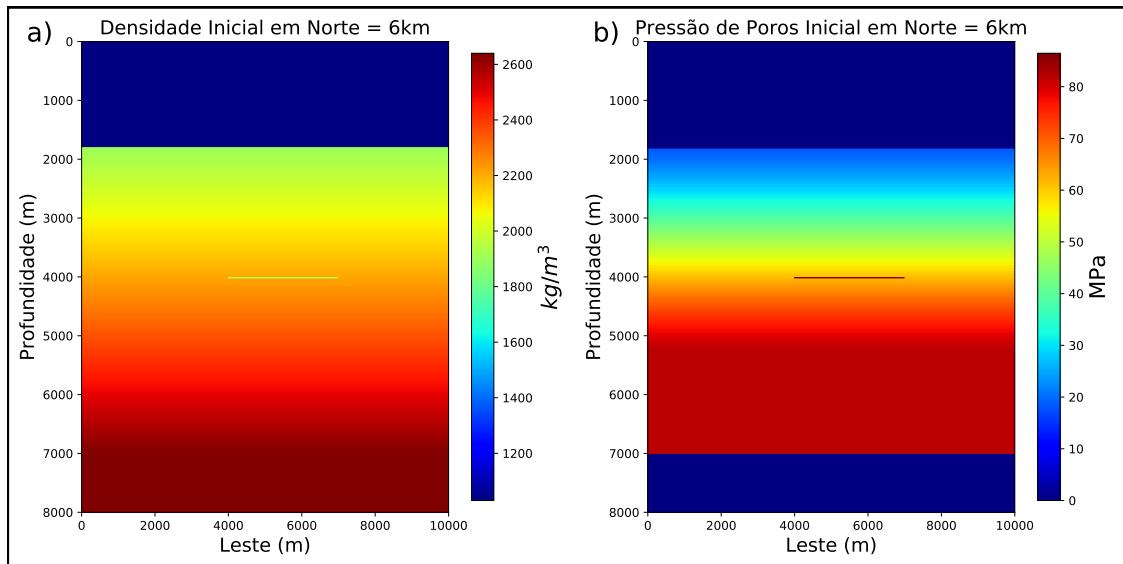


Figura 6.19: Corte leste-oeste, em $x = 6 \text{ km}$, das distribuições iniciais de propriedades do modelo com substituição de fluidos e movimentação do leito oceânico atuando conjuntamente: a) densidade, em kg/m^3 ; b) pressão de poros, em MPa.

Em um momento posterior $t = t_1$, ocorreu 50 % de substituição de óleo por água salgada no reservatório ($\alpha(t_1) = 0.5$), resultando em uma densidade *bulk* $\rho_b(t_1) = 1961,5 \text{ kg/m}^3$ no reservatório, através da Equação 5.9. Esta diferença de densidade gera uma diferença de pressão de poros negativa no reservatório (vide Apêndice A) da ordem de 2 MPa que, por sua vez, gera um deslocamento máximo positivo (subsidiência) no leito oceânico de aproximadamente 9 mm (0,009 m) através da Equação 5.15. A Figura 6.20 mostra a diferença de pressão entre t_0 e t_1 , bem como a subsidiência resultante:

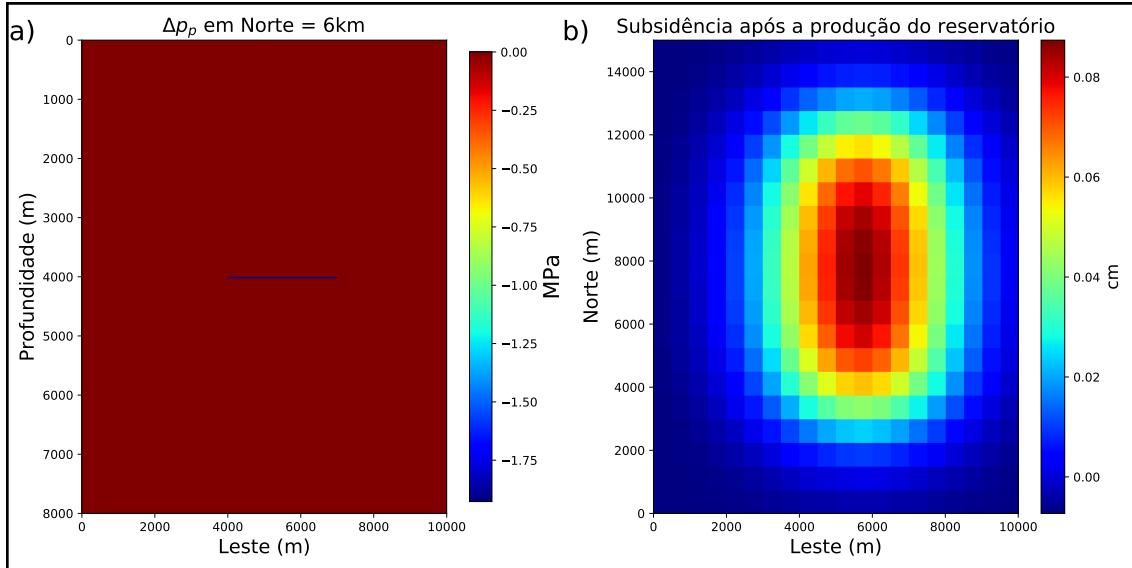


Figura 6.20: a) corte leste-oeste, em $x = 6 \text{ km}$, da diferença pressão de poros do modelo com produção de petróleo e movimentação do leito oceânico atuando conjuntamente (Figura 6.19), em MPa; b) movimentação do leito oceânico do mesmo modelo, em cm.

Com os novos valores de densidade e de batimetria, podemos calcular a anomalia gravimétrica em t_1 . A Figura 6.21 mostra a componente vertical da atração gravitacional da movimentação do leito oceânico, formada pela substituição de material no leito oceânico e pela mudança de posição vertical dos sensores (correção ar-livre). Tal qual no modelo sem reservatório (Figura 6.16), o efeito da substituição rocha/água (Figura 6.21-a) é uma ordem de grandeza menor que o efeito ar-livre (Figura 6.21-b), dominando este último o efeito da subsidiência (Figura 6.21-c). Novamente, o efeito gravimétrico do deslocamento do leito oceânico não atingiu o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$. A distribuição dos pontos de medida são as mesmas do modelo sem o reservatório.

O efeito gravimétrico de cada prisma do modelo, contendo o reservatório, foi calculado e comparado com o efeito da movimentação do leito oceânico na Figura 6.22. Tal qual na Figura 6.17, o efeito dos prismas do modelo (Figura 6.22a) é muito

maior que o efeito da subsidênci (Figura 6.22b).

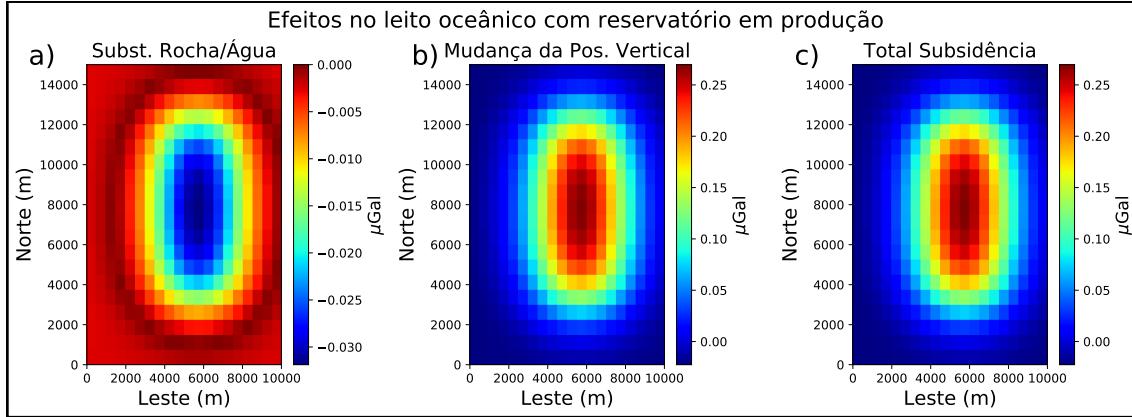


Figura 6.21: Efeitos gravimétricos devido à movimentação do leito oceânico quando há substituição de óleo por água (variável $\alpha(t_1)$ na Equação 5.9) em 50 % do volume do reservatório, em relação ao modelo inicial (Figura 6.19): a) substituição de rocha por água na região da movimentação; b) correção ar-livre; c) total da movimentação, que é a soma dos outros dois efeitos. Os pontos de observação estão no leito marinho, regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste. A batimetria original estava constante em 1800 m de profundidade, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 6.20b).

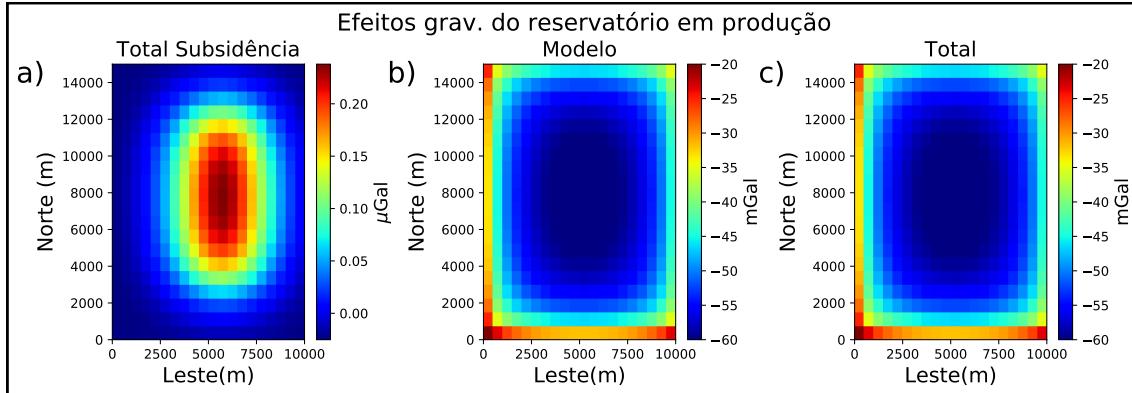


Figura 6.22: Efeitos gravimétricos quando há substituição de óleo por água (variável $\alpha(t_1)$ na Equação 5.9) em 50 % do volume do reservatório, em relação ao modelo inicial (Figura 6.19): a) movimentação do leito oceânico; b) todos os prismas do modelo, incluindo o reservatório; c) total, que é a soma dos outros dois efeitos. Os pontos de observação estão no leito marinho, regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste. A batimetria original estava constante em 1800 m de profundidade, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 6.20b).

Em posse dos efeitos gravimétricos inicial e final, podemos calcular o efeito 4D deste modelo (Equação 5.24), que pode ser visto na Figura 6.23. É possível notar que o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$ (linha branca pontilhada) está além de toda a região do reservatório em planta (linha preta contínua). A intensidade máxima da anomalia 4D chega a mais de $7 \mu\text{Gal}$, com sinal positivo, devido ao aumento de densidade no reservatório. Em uma aquisição real, caso o efeito da subsidência consiga ser detectado e estimado, é possível subtraí-lo do efeito 4D total, restando apenas o efeito do reservatório e os erros envolvidos na aquisição dos dados (caso ainda não tenham sido retirados). Por isso é muito importante se conhecer os efeitos para poder separá-los de forma adequada do dado total.

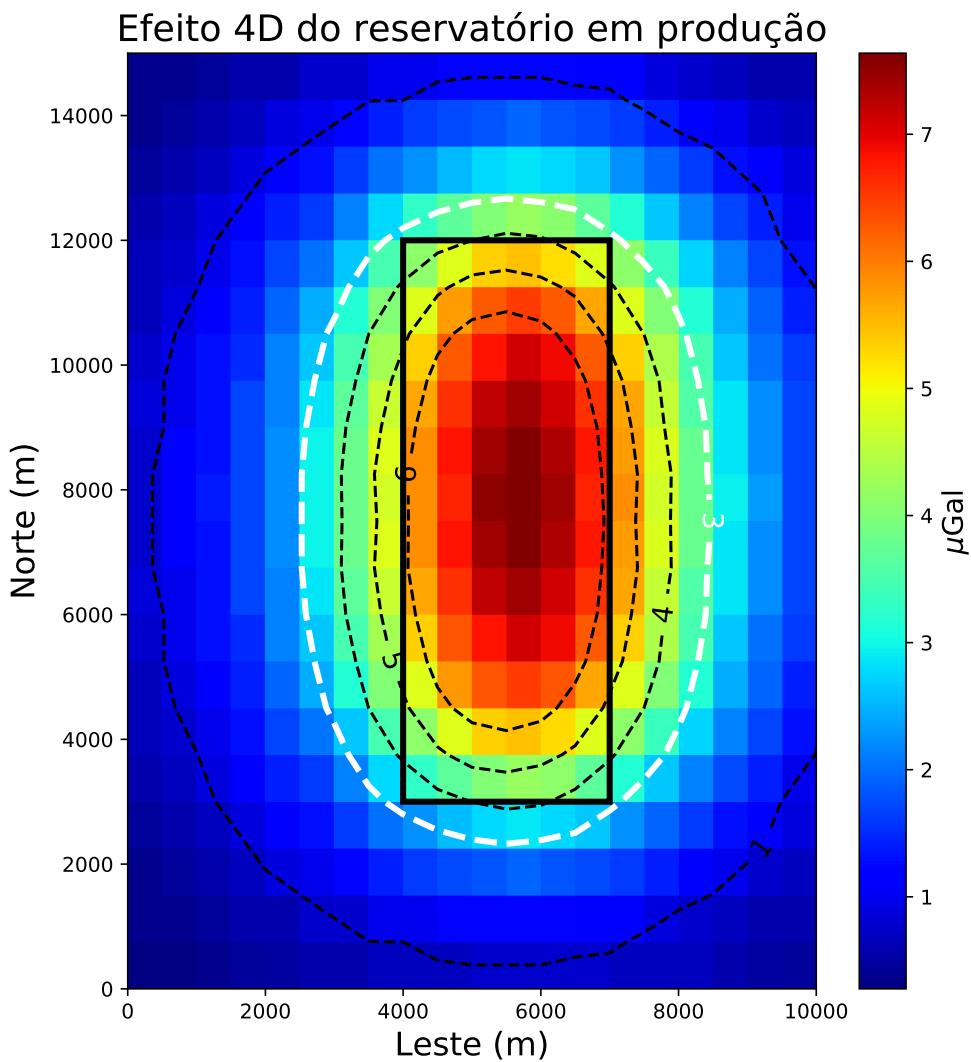


Figura 6.23: Efeito gravimétrico 4D do modelo composto da Figura 6.19. Os pontos de observação estão no leito marinho, regularmente espaçados a cada 750 m na direção norte e 500 m na direção leste. A batimetria original estava constante em 1800 m de profundidade, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 6.20-b). A linha branca pontilhada representa o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$ e a linha preta contínua indica o reservatório em planta.

Capítulo 7

Aplicação da Metodologia em um Modelo Realista

Por fim, foi construído um modelo que pudesse conter geometrias e propriedades físicas mais reais possíveis. Como até o momento não houve aquisições deste tipo no Brasil, e não foi possível obter dados de aquisições realizadas no Mar do Norte, a utilização de modelagem com parâmetros realistas é a melhor forma disponível para construir um estudo mais robusto da aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico.

7.1 Modelo Realista

O modelo usado neste capítulo é baseado em um campo de petróleo em produção na costa brasileira (Figura 7.1). Ele tem um formato cúbico, com dimensões de 14050 m na direção norte, 13250 m na direção leste e 625 m na direção vertical, localizado entre 2712 m e 3337 m de profundidade. A amostragem é de 50 m nas três direções, o que resulta em 1.950.312 pontos. Em cada um destes pontos há valores de densidade *bulk*, pressão de poros, e velocidades sísmicas V_p e V_s para os anos de 2002, 2013, 2014, 2015 e 2018. Estas informações foram obtidas a partir de um simulador de fluxo proveniente do reservatório no qual este modelo foi baseado (relatório interno da Petrobras). Não há a simulação de produção de gás neste modelo, apenas óleo. Os pontos de observação estão em um *grid* regular representando o leito oceânico, localizado a uma profundidade constante de 1338 m, com 57×54 pontos nas direções norte e leste, respectivamente. A profundidade das observações é a média da batimetria na região do campo de petróleo, totalizando 3078 pontos, com espaçamento de 250 m entre os pontos de medida em ambas as direções. As Figuras 7.1 e 7.2 mostram uma perspectiva 3D do modelo, com os valores de densidade e pressão de poros do reservatório em 2002, respectivamente.

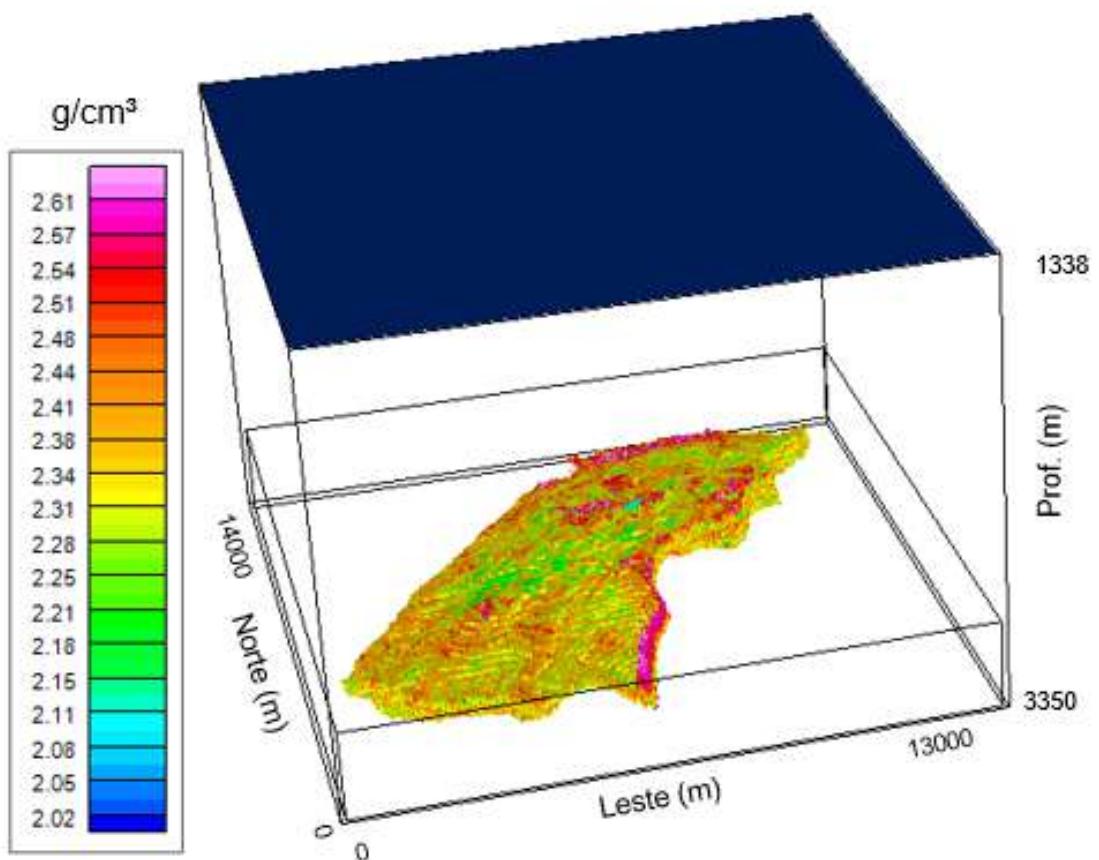


Figura 7.1: Visão 3D do modelo realista, mostrando a batimetria (superfície superior) e a distribuição da densidade em 2002 (volume inferior). Valores em g/cm^3 .

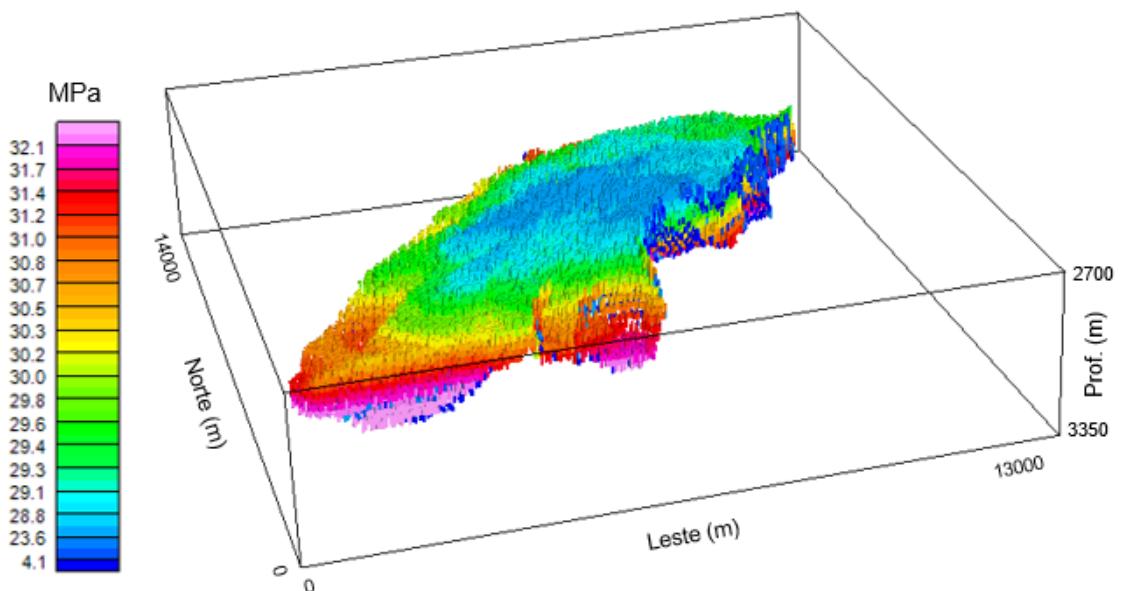


Figura 7.2: Visão 3D da distribuição da pressão de poros em 2002 para o modelo realista. Valores em MPa.

A distribuição de densidades ao longo dos anos tem valores entre 2,08 e 2,64 g/cm^3 e a distribuição da pressão de poros varia entre 33,2 e 34,2 MPa. O *background* do modelo tem densidade de 2,64 g/cm^3 e pressão de poros de 0 MPa, representando uma rocha densa e sem porosidade. As velocidades sísmicas foram utilizadas para se calcular a razão de *Poisson* através da seguinte relação (SHERIFF, 2002):

$$\nu_j = \frac{V_{pj}^2 - 2V_{sj}^2}{2(V_{pj}^2 - V_{sj}^2)}, \quad (7.1)$$

onde ν_j é valor da razão de *Poisson* no j-ésimo ponto. Os valores para ν_j ficaram entre 0,3237 e 0,3723. Como exemplo destas distribuições, a Figura 7.3 mostra a distribuição da razão de *Poisson* em 2002.

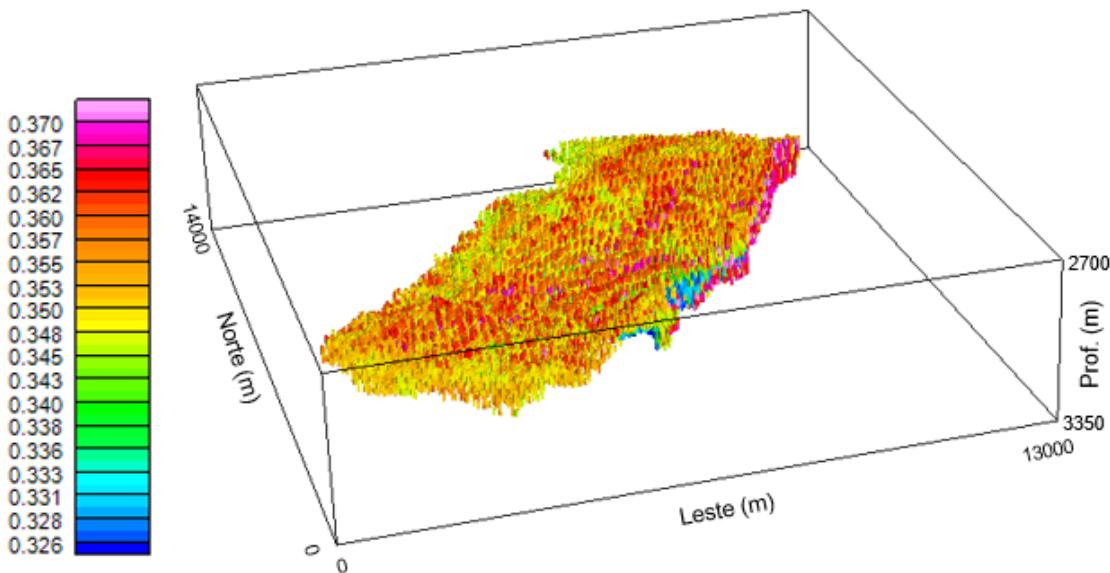


Figura 7.3: Visão 3D da distribuição da razão de *Poisson* (Equação 7.1) em 2002 para o modelo realista.

Como a metodologia utilizada para cálculo do deslocamento do fundo oceânico necessita de valores constantes para as propriedades físicas, foram escolhidos 3 valores de razão de *Poisson*: 0,33, 0,35 e 0,37. Estes valores estão dentro do intervalo de valores calculados pela Equação 7.1. Cada um destes valores gera um cenário diferente. O valor do módulo de *Young* foi definido como 5 GPa, equivalente a rochas areníticas. A seguir são mostradas duas abordagens utilizando este modelo e os dados de entrada: uma em que ocorre somente a produção de óleo; e outra em que ocorre a movimentação do leito marinho conjuntamente com a produção.

7.2 Cenário sem movimentação do leito oceânico

Como não há o deslocamento do leito oceânico, somente as mudanças de densidade dentro do reservatório geram anomalias gravitacionais. Portanto, o único conjunto de dados usados para esta modelagem é das variações de densidade ao longo dos anos (Figura 7.4). Destas variações, é possível notar um aumento na região centro-nordeste do modelo (setas vermelhas), o que provavelmente indica onde a produção está ocorrendo. A água da formação, mais densa que o óleo, deve estar substituindo os espaços nos poros da rocha, como simulado na seção 6.2.

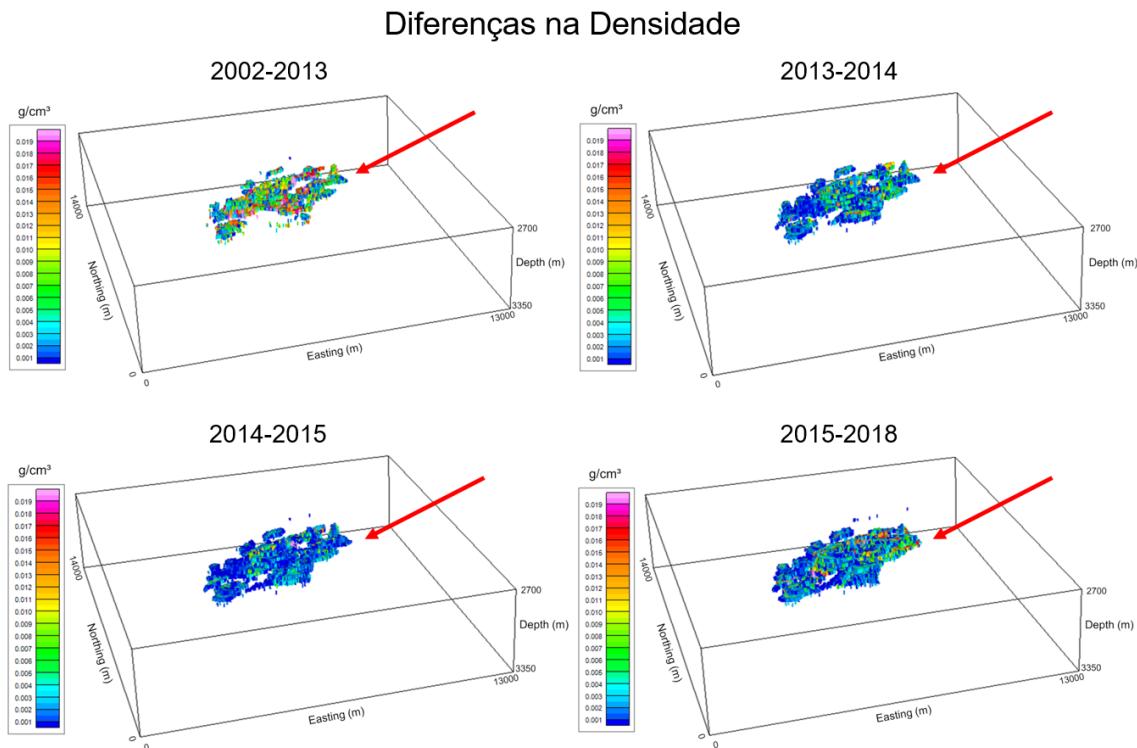


Figura 7.4: Diferenças na distribuição de densidades ao longo dos anos no modelo realista (Figura 7.1). O aumento de densidade na região centro-nordeste (setas vermelhas) provavelmente indica onde a produção de óleo está ocorrendo.

As anomalias gravimétricas devido à distribuição de densidades ao longo dos anos foram produzidas por um arranjo de $N_r = 1861625$ prismas, simulando o reservatório deste modelo (volume inferior na Figura 7.1). Elas foram calculadas através da Equação 5.10, em 3078 pontos de medida no leito oceânico, espaçados regularmente 250 m entre si. A Figura 7.5 mostra a anomalia gravimétrica para cada ano. Como o reservatório é menos denso que as suas bordas, as anomalias gravimétricas são negativas em todos os anos, atingindo uma intensidade máxima de mais de 1000 μGal (1 mGal). A região onde ocorre a maior anomalia coincide (em planta) com a região da suposta produção de óleo (setas vermelhas na Figura 7.4).

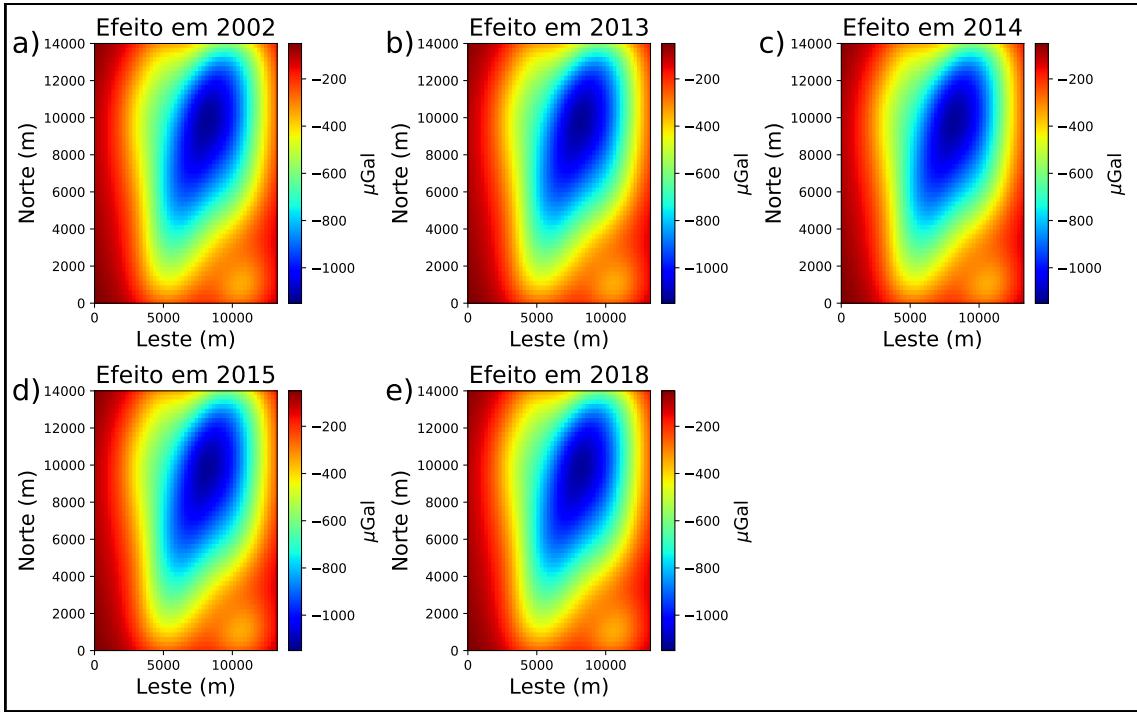


Figura 7.5: Efeito gravitacional do modelo realista (Figura 7.1), sem movimentação do leito oceânico. Os anos mostrados são: a) 2002; b) 2013; c) 2014; d) 2015; e) 2018. Os pontos de medida estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si.

Na Figura 7.5, não há uma diferença significativa visualmente ao longo dos anos, pois ela é muito pequena. Esta diferença fica evidente quando calculamos a anomalia gravimétrica 4D, tomando como base o ano de 2002. As anomalias gravimétricas 4D podem ser vistas na Figura 7.6, onde a sua intensidade ultrapassa o limite de detectabilidade de 3 μGal (linha vermelha pontilhada) em 2014 e atinge seu máximo de aproximadamente 7 μGal em 2018. Portanto, para este cenário, foi possível detectar o efeito gravimétrico causado pela produção de óleo a partir de 2014, ou seja, 12 anos após os dados de 2002.

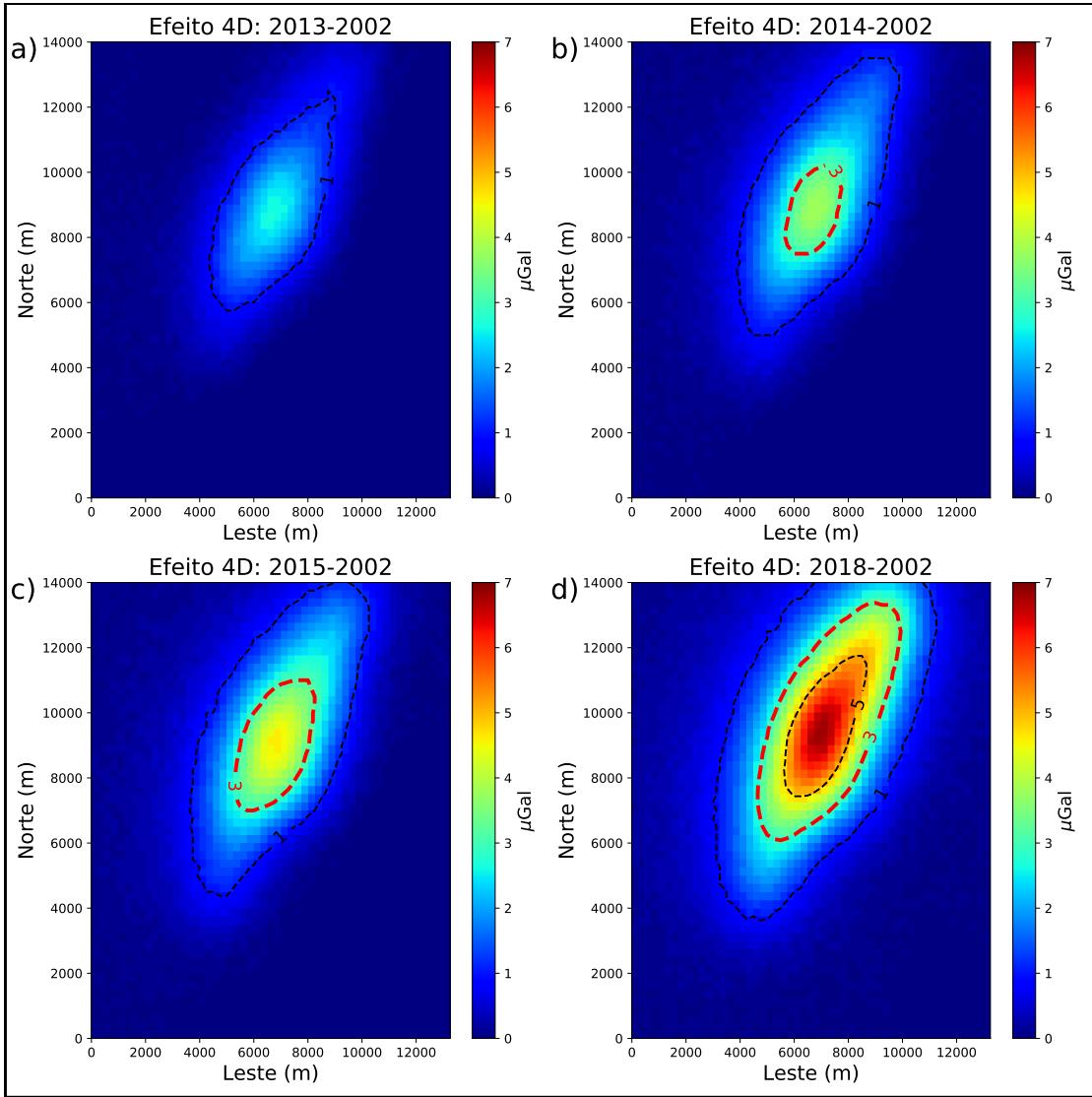


Figura 7.6: Anomalia gravimétrica 4D do modelo realista (Figura 7.1) sem movimentação do leito oceânico, nos anos: a) 2013; b) 2014; c) 2015; d) 2018. O ano-base foi 2002. A linha vermelha pontilhada representa o limite de detectabilidade de 3 μGal . Os pontos de medida estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si.

7.3 Cenário com movimentação do leito marinho

A segunda abordagem foi feita levando-se em conta a movimentação do leito marinho, simulada através da Equação 5.15. Para utilizar esta equação, foram necessários os dados de pressão de poros e de razão de *Poisson* no reservatório ao longo dos anos. Vale ressaltar que foram escolhidos 3 valores para a razão de *Poisson*, que gerarão cenários distintos nas modelagens.

As diferenças ao longo dos anos da pressão de poros (Figura 7.7) têm um padrão mais complexo que as diferenças temporais de densidade (Figura 7.4). Por isso elas

foram divididas em duas partes: diferenças negativas (lado esquerdo da Figura 7.7) e diferenças positivas (lado direito da Figura 7.7)). Entre 2002 e 2013 a diferença é negativa em quase todo o reservatório, sendo mais intensa na mesma região onde há a maior queda de densidade (seta vermelha no canto superior esquerdo da Figura 7.7). De 2014 a 2018, a pressão de poros continua a diminuir na suposta região de produção (setas vermelhas no lado esquerdo da Figura 7.7), porém um aumento de pressão aparece na região sudoeste do modelo (setas azuis no lado direito da Figura 7.7), o que pode estar relacionado com uma região de reinjeção de fluidos no reservatório. Esta prática visa evitar uma grande depleção no reservatório durante os anos de produção.

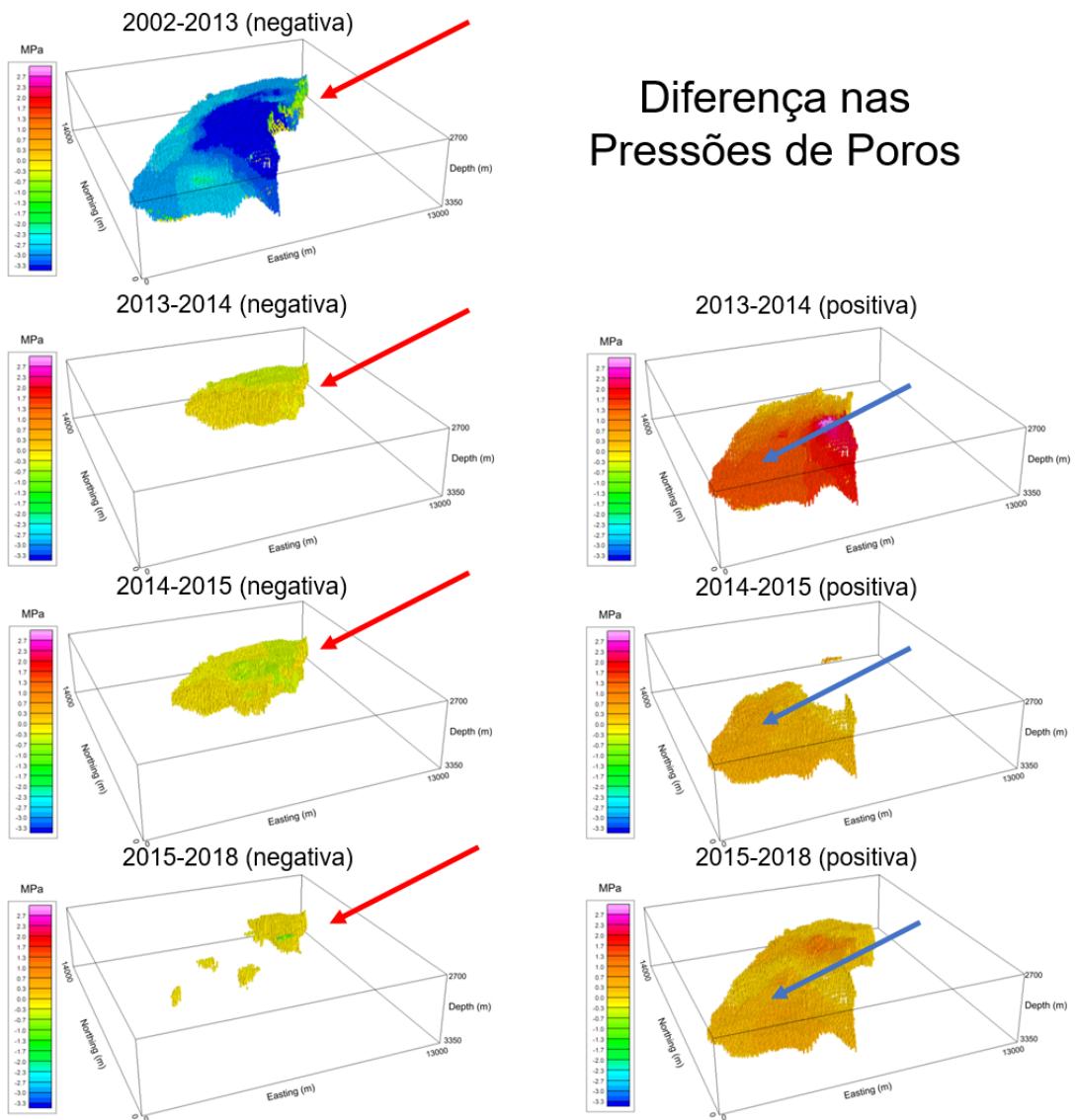


Figura 7.7: Diferença de pressão de poros ao longo dos anos no modelo realista (Figura 7.1). A diminuição pressão na região centro nordeste do modelo (setas vermelhas) pode estar relacionada com a produção de óleo. O aumento de pressão na região sudoeste do modelo a partir de 2014 (setas azuis) pode estar relacionada com a reinjeção de fluidos no reservatório.

A movimentação do leito oceânico modelada para 2013 para os três valores escolhidos de razão de *Poisson* pode ser vista na Figura 7.8. Um aumento na razão de *Poisson* de 0.02 gera uma queda de aproximadamente 5 % na amplitude do deslocamento do leito oceânico (subsidiência ou soerguimento). É possível notar que este deslocamento calculado é bem pequeno, da ordem de milímetros. Mesmo quando se utiliza o menor valor de razão de *Poisson* ($\nu = 0.33$) para todos os anos, a mudança da batimetria não ultrapassa 5 mm de amplitude. Este resultado pode ser visto na Figura 7.9.

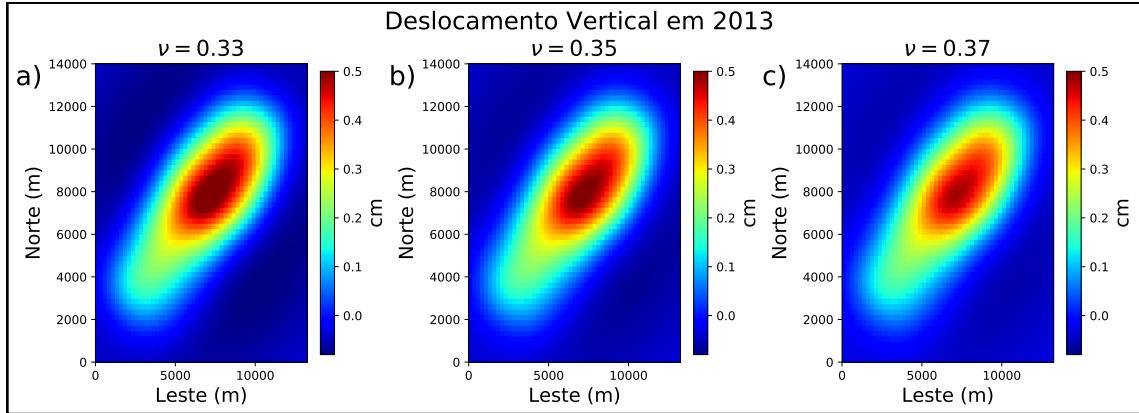


Figura 7.8: Movimentação do leito oceânico no modelo realista (Figura 7.1) em 2013, simulada através da Equação 5.15 para os três valores de razão de *Poisson*. Valores positivos representam subsidiência do leito oceânico, enquanto valores negativos representam soerguimento do mesmo. O ano-base é 2002. Os pontos de cálculo estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si.

Ainda através das Figuras 7.8 e 7.9, é possível notar que o valor máximo de subsidiência ocorre na região de aumento de densidade (setas vermelhas na Figura 7.4) e diminuição de pressão (setas vermelhas no lado esquerdo da Figura 7.7). Entre 2013 e 2015, a subsidiência aumenta na região centro-nordeste do modelo, enquanto a mesma diminui na região sudoeste. No entanto, entre 2015 e 2018 a subsidiência diminui em ambas as regiões citadas. Como era de se esperar, estes resultados estão totalmente atrelados à dinâmica da pressão de poros no reservatório ao longo dos anos Figura 7.7.

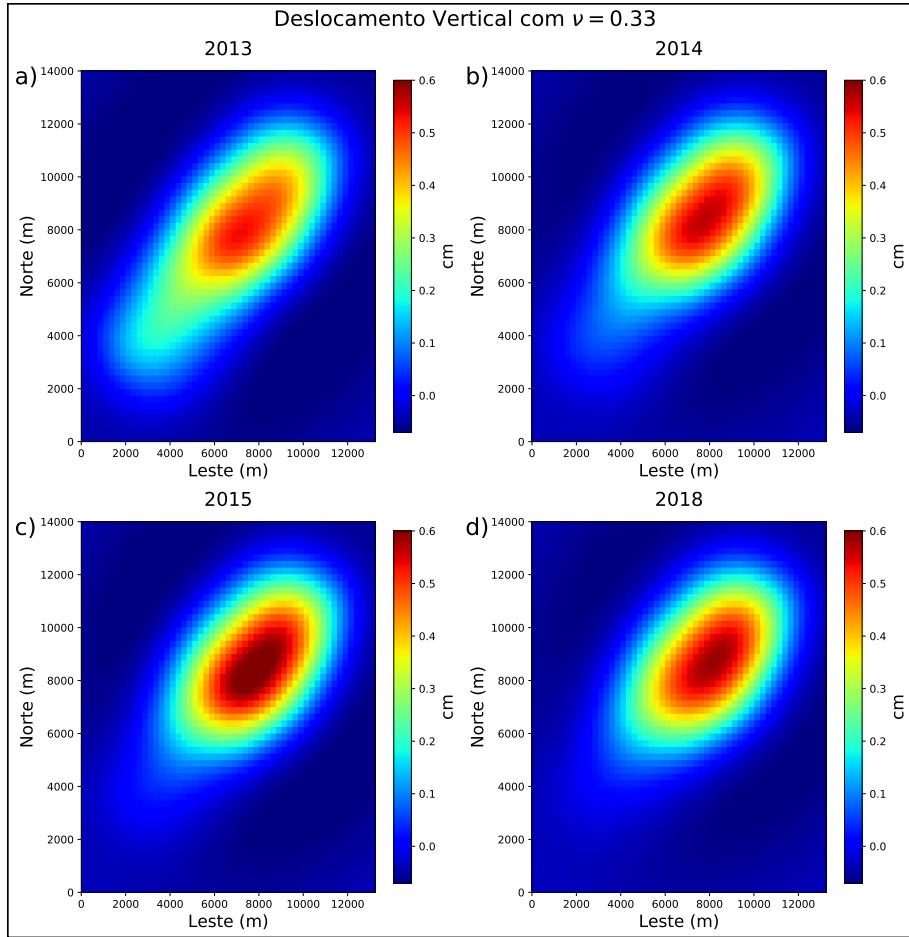


Figura 7.9: Movimentação do leito oceânico no modelo realista (Figura 7.1) para 2013, 2014, 2015 e 2018, simulada através da Equação 5.15, com $\nu = 0.33$. Valores positivos representam subsidência do leito oceânico, enquanto valores negativos representam soerguimento do mesmo. O ano-base é 2002. Os pontos de cálculo estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si.

Depois de definida a nova batimetria, foi possível calcular os efeitos gravimétricos devido a esta mudança, que é a soma do efeito gravimétrico da substituição de material no leito oceânico e a correção de ar-livre (Equação 5.13). Como 2002 é o ano-base, não há efeito do deslocamento do leito oceânico nele. O efeito gravimétrico dessa mudança em 2013 pode ser visto na Figura 7.10, com $\nu = 0.33$. Os formatos das anomalias gravimétricas da substituição de material (Figura 7.10a) e da correção ar-livre (Figura 7.10b) têm alta correlação com a geometria da mudança no leito oceânico (Figura 7.8). No entanto, o efeito da substituição de material tem amplitude uma ordem de grandeza menor que a correção ar-livre, tal qual nos exemplos das Figuras 6.16 e 6.21. Nenhum dos dois efeitos atinge o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$, porém o efeito da correção ar-livre e, consequentemente, o efeito total, estão na ordem de grandeza deste limite. O mesmo procedimento foi feito para os anos de 2014, 2015 e 2018, porém são muito similares aos efeitos gravimétricos de 2013, por isso não são mostrados.

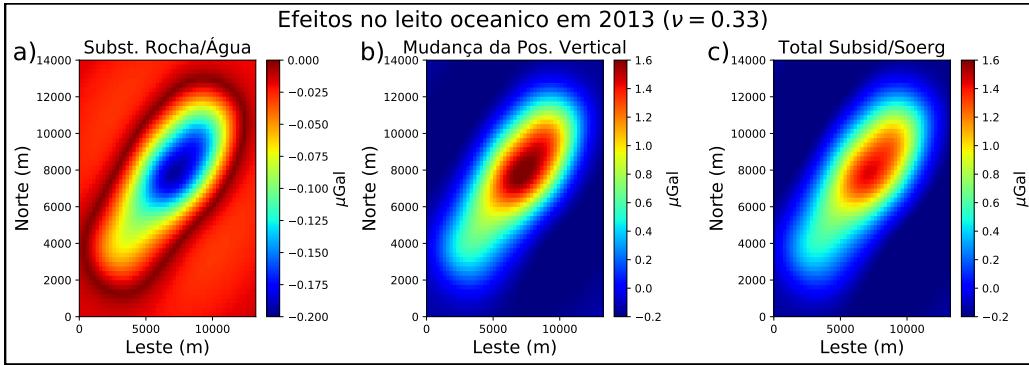


Figura 7.10: Efeitos gravimétricos do modelo realista com mudança do leito oceânico para o ano de 2013: a) substituição de rocha por água na região do leito oceânico; b) correção ar-livre; c) efeito total, que é a soma dos dois efeitos anteriores. Os pontos de medida estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si. O valor da razão de *Poisson* é 0.33. A batimetria original é mostrada na Figura 7.1, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 7.8).

Como a posição dos pontos de medida mudaram (movimentação do leito oceânico), é preciso calcular o novo efeito gravimétrico do reservatório. Este efeito e o efeito da movimentação do leito oceânico, em 2013 e com $\nu = 0.33$, podem ser vistos na Figura 7.11 juntamente com o efeito total, que é a soma dos dois anteriores. O efeito gravitacional do reservatório (Figura 7.11a) domina o efeito total (Figura 7.11c), porque ele é três ordens de grandeza superior ao efeito da movimentação do leito oceânico (Figura 7.11b). O mesmo é válido para os outros cenários, nos diferentes anos e valores de razão de *Poisson*. Estes resultados são comparáveis com os exemplos sintéticos das Figuras 6.17 e 6.22, porém no caso do modelo realista o efeito gravimétrico da movimentação do leito oceânico tem mais peso na composição do efeito gravimétrico total.

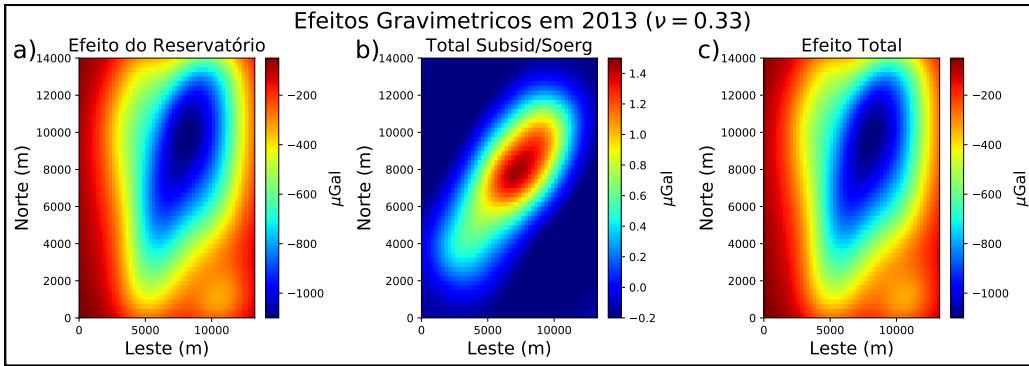


Figura 7.11: Efeitos gravimétricos do modelo realista com mudança do leito oceânico para o ano de 2013: a) reservatório; b) movimentação do leito oceânico; c) total, que é a soma dos dois efeitos anteriores. Os pontos de medida estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si. O valor da razão de *Poisson* é 0.33. A batimetria original é mostrada na Figura 7.1, depois foi transformada de acordo com a Equação 5.15 (Figura 7.8).

Em posse dos efeitos gravimétricos em todos os anos de estudo, foi calculada a anomalia 4D através da Equação 5.24, porém sem os termos relacionados à maré oceânica. As anomalias 4D são mostradas na Figura 7.12, para $\nu = 0.33$, onde é possível perceber que as anomalias 4D neste cenário são bem similares às anomalias do caso sem movimentação do leito oceânico (Figura 7.6), porém a amplitude máxima das anomalias subiu de 7 para 8 μGal . O mesmo ocorre para os cenários com os outros valores de razão de *Poisson* (0.35 e 0.37). Isso mostra que a movimentação de poucos milímetros no leito oceânico deve ser levada em conta, pois este efeito está próximo do limite de detectabilidade, como visto na Figura 7.11.

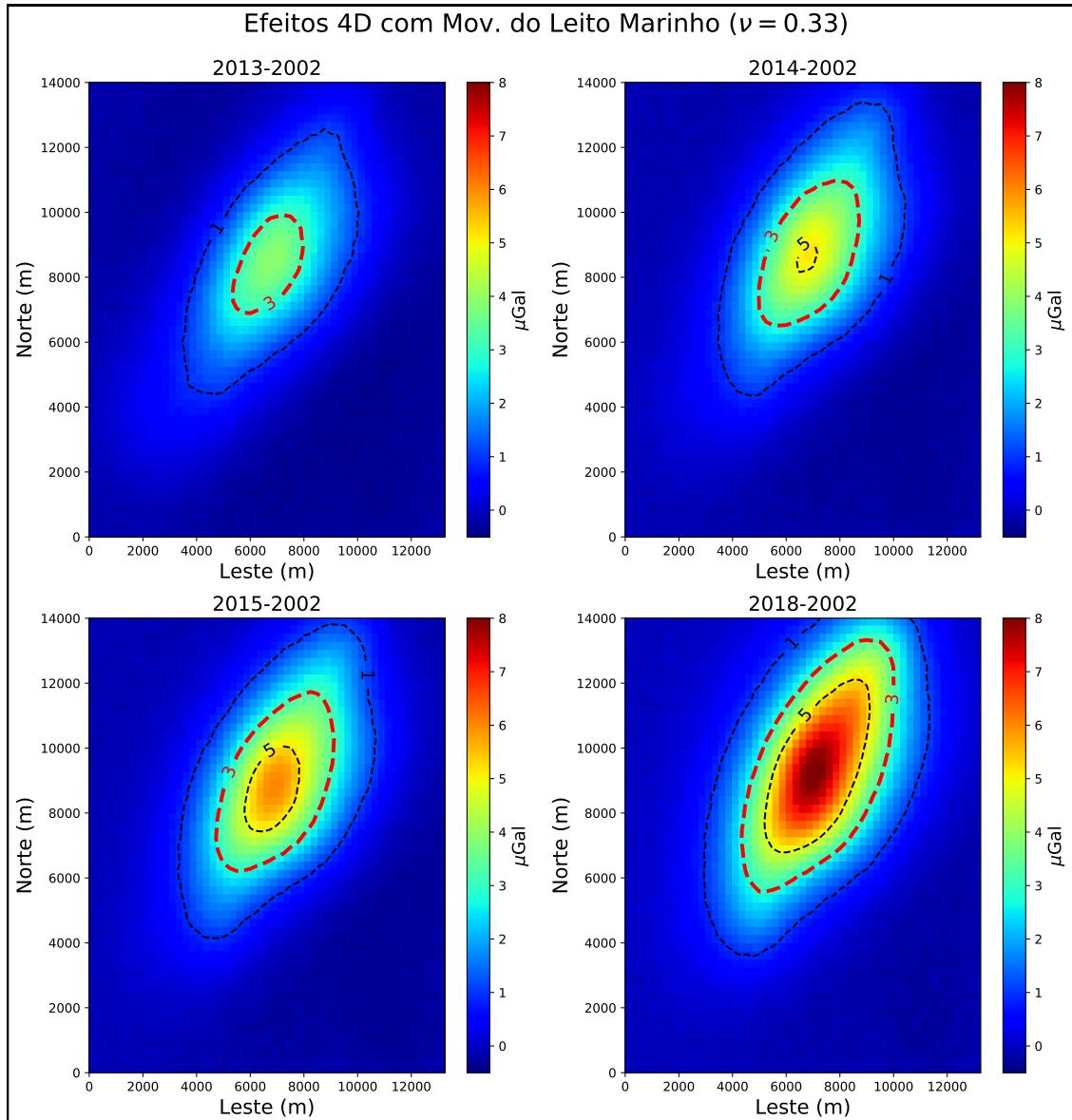


Figura 7.12: Anomalia gravimétrica 4D do modelo realista, com movimentação do leito oceânico, nos anos de: a) 2013, b) 2014, c) 2015 e d) 2018. A linha vermelha pontilhada representa o limite de detectabilidade de 3 μGal . Os pontos de medida estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si. O valor da razão de *Poisson* é 0.33. O ano-base foi 2002.

7.4 Gerando cenários com anomalias gravimétricas detectáveis

Uma vez que os modelos mostrados até agora não apresentam anomalias gravimétricas 4D detectáveis relacionadas ao fenômeno da subsidência/soerguimento do leito oceânico, dois parâmetros do modelo foram modificados, com o objetivo de atingir os $3 \mu\text{Gal}$ de amplitude: pressão de poros e profundidade do reservatório. Usando os cenários 2013-2002, com $\nu = 0.33$, quando a diferença de pressão de poros entre 2002 e 2013 foi multiplicada por 2. Em relação à profundidade do reservatório, quando o topo do mesmo está 1000 m mais raso que o original (Figura 7.1), há anomalias acima do limite de detectabilidade, como mostrado na Figura 7.13b. Isto significa que o reservatório estaria a menos de 400 m do nível do mar.

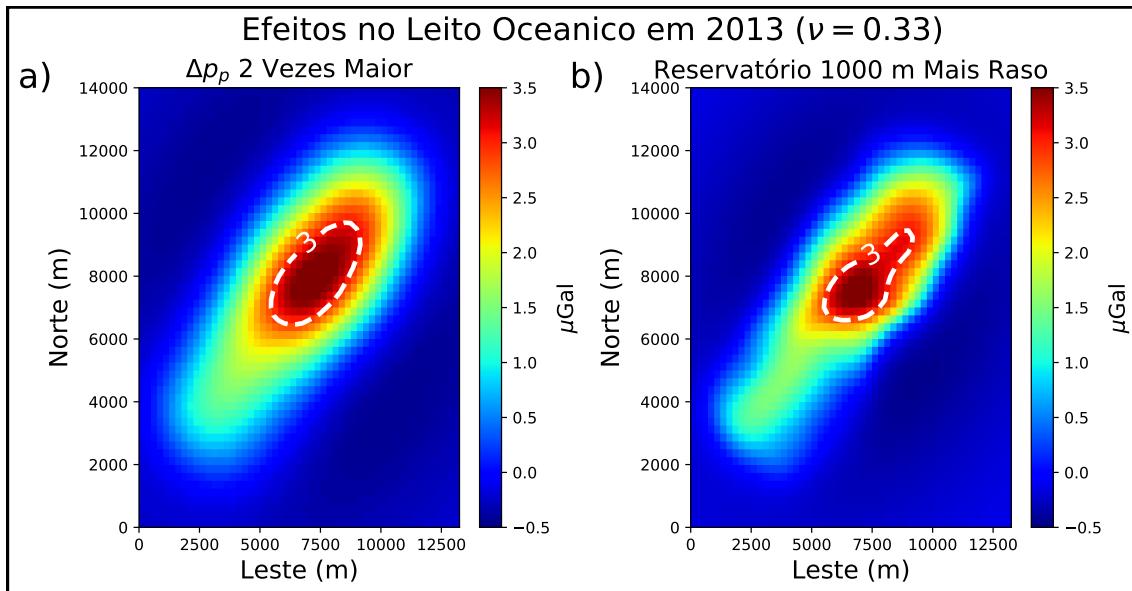


Figura 7.13: Efeitos gravimétricos do modelo realista com mudança do leito oceânico para o ano de 2013 quando: a) a diferença na pressão de poros é multiplicada por 2 em relação ao cenário original (Figura 7.7); b) o topo do reservatório está 1000 m mais raso que o cenário original (Figura 7.1). A linha branca pontilhada representa o limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$. Os pontos de medida estão no leito oceânico, com espaçamento regular de 250 m entre si. O valor da razão de Poisson é 0.33. O ano-base foi 2002.

Capítulo 8

Conclusões

Os estudos realizados nesta dissertação mostram a sensibilidade de alguns parâmetros envolvidos na aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico, com o objetivo de se monitorar a produção em um reservatório de petróleo em águas profundas e ultraprofundas e a movimentação do leito oceânico. Com relação aos efeitos gerados por variações na lâmina d'água, foi escolhida uma função matemática periódica no tempo e no espaço para simular este fenômeno (Equação 5.6). O limite de detectabilidade de $3 \mu\text{Gal}$ foi atingido quando as variações na lâmina d'água têm uma amplitude de aproximadamente 7 cm, sendo que este valor não é muito afetado quando as estações de medição são colocadas em batimetria mais profunda (Figura 6.3). Isso significa que variações na lâmina d'água maiores que 7 cm podem afetar os dados adquiridos, e devem ser quantificadas de forma adequada para não prejudicar a identificação dos outros efeitos, causados pela substituição de fluidos no reservatório e pela subsidência do leito oceânico. Na questão de amostragem temporal, foi percebido que quando a variação na lâmina d'água modelada pela Equação 5.6 tem 1,5 m de amplitude e 12 horas de período, ela varia abaixo do limite de detectabilidade, mas na mesma ordem de grandeza, durante um período de 20 minutos. Este é o tempo que costuma durar a medição em uma estação gravimétrica (Figura 6.5). Portanto, em uma aquisição real, é prudente utilizar instrumentos que possam medir variações na lâmina d'água da ordem de centímetros.

A análise de sensibilidade do modelo do reservatório de petróleo (Figura 5.4) mostrou que mesmo a 7000 m de profundidade e com medições realizadas a 1800 m de profundidade, o reservatório pode ser detectado com uma ordem de grandeza acima do limite de detectabilidade (Figura 6.8). Quando o reservatório é colocado a 3000 m de profundidade e é simulada uma produção do petróleo de acordo com a Equação 5.9, os efeitos 4D começam a ser detectados quando a substituição de fluido está entre 10 % e 20 % (Figura 6.10). Estes valores podem ser importantes para se determinar o melhor intervalo entre as aquisições dentro de um projeto do tipo 4D.

Para o modelo da movimentação do leito oceânico (Figura 6.11), uma mudança da densidade da ordem de 10 partes por milhão (ppm) gera um efeito gravitacional acima do limite de detectabilidade (Figura 6.18). Mesmo o efeito gravimétrico relacionado ao deslocamento do leito oceânico estando abaixo do limite de detectabilidade neste cenário, é preciso identificá-lo e quantificá-lo para que ele não seja confundido com os efeitos gravimétricos dos outros fenômenos. Em uma aquisição real, como já mencionado, o efeito da subsidência é identificado e isolado através dos dados de pressão obtidos no fundo oceânico conjuntamente com os dados gravimétricos. Com relação à análise dos efeitos conjuntos (Figura 6.19), a substituição de 50 % do óleo por salmoura nos espaços porosos do reservatório gerou uma anomalia gravimétrica 4D acima do limite de detectabilidade para praticamente toda a área do reservatório (Figura 6.23).

No modelo realista (Figura 7.1), foram utilizados dados de densidade, pressão de poros e velocidades sísmicas entre 2002 e 2018, vindos do simulador de fluxo de um campo de petróleo em produção em águas profundas, na costa brasileira. Diferenças positivas na densidade e negativas na pressão de poros na região centro-nordeste do modelo (Figuras 7.4 e 7.7) indicam a ocorrência de produção de óleo neste local. Por outro lado, o aumento da pressão de poros na região sudoeste do modelo a partir de 2013 poderia ser explicada pelo início da utilização de técnicas de reinjeção no reservatório, como estratégia de monitoramento do mesmo. Como não houve uma redução na densidade na região sudeste do modelo durante este período, pode-se supor que o fluido supostamente reinjetado no reservatório é a própria água do mesmo, ou outro fluido com a mesma densidade. Uma alternativa seria um influxo forte da água provinda de um aquífero tomando os poros das rochas que antes estavam preenchidas com óleo.

Os resultados para o modelo realista também mostraram anomalias gravimétricas 4D com amplitudes acima do limite de detectabilidade nos cenários simulados: com e sem movimentação do leito oceânico (Figuras 7.6 e 7.12, respectivamente), validando a utilização da técnica para esta situação. Além disso, em ambos os casos, a região com a maior amplitude da anomalia 4D coincide com a região da suposta produção. O aumento de cerca de 14 % da amplitude máxima da anomalia 4D entre os cenários estudados, para o mesmo momento, mostra que, apesar do efeito da movimentação do leito oceânico estar abaixo do limite de detectabilidade, ele não pode ser negligenciado, uma vez que está na ordem de grandeza do mesmo. De acordo com a metodologia utilizada, para gerar anomalias gravimétricas detectáveis devido ao deslocamento do leito oceânico, seria necessário que a diferença de pressão de poros fosse o dobro da original ou que o reservatório estivesse 1000 m mais raso. Há outras combinações não testadas de parâmetros que poderiam gerar anomalias gravimétricas detectáveis relacionadas à movimentação do leito oceânico como, por

exemplo, variações no módulo de *Young*, outras distribuições de densidade e pressão de poros ou mudanças no volume e profundidade do reservatório.

De uma forma geral, conclui-se que esta metodologia pode ser muito útil no monitoramento de reservatórios e em garantir a segurança das instalações nos campos produtores de hidrocarbonetos na costa brasileira, inclusive em águas profundas e ultraprofundas. Tanto nos modelos geológicos mais simples como nos modelos com geometrias mais realistas, as modelagens gravimétricas 4D foram úteis para se estudar a viabilidade de aquisições gravimétricas 4D de fundo oceânico com robustez, havendo ou não movimentação do leito oceânico. Futuramente, pretende-se validar este trabalho com dados reais de uma aquisição gravimétrica 4D de fundo oceânico, com a finalidade de se criar uma metodologia de análise deste dados, indo desde o estudo de viabilidade da aquisição até a interpretação dos dados.

Referências Bibliográficas

- AGERSBORG, R., HILLE, L., LIEN, M., et al., 2017, “Density Changes and Reservoir Compaction from In-situ Calibrated 4D Gravity and Subsidence Measured at the Seafloor”. In: *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers.
- ALNES, H., STENVOLD, T., EIKEN, O., 2010, “Experiences on seafloor gravimetric and subsidence monitoring above producing reservoirs”. In: *72nd EAGE Conference and Exhibition-Workshops and Fieldtrips*, pp. cp–161. European Association of Geoscientists & Engineers.
- ALNES, H., EIKEN, O., STENVOLD, T., 2008, “Monitoring gas production and CO₂ injection at the Sleipner field using time-lapse gravimetry”, *Geophysics*, v. 73, n. 6, pp. WA155–WA161.
- BALZA, A., LI, Y., 2017, “Integration of time-lapse gravity and production data to monitor gas reservoirs”. In: *79th EAGE Conference and Exhibition 2017-Workshops*.
- BIEGERT, E., FERGUSON, J., LI, X., 2008. “4D gravity monitoring—Introduction”..
- BLAKELY, R. J., 1996, *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press.
- CROSSLEY, D., HINDERER, J., RICCARDI, U., 2013, “The measurement of surface gravity”, *Reports on Progress in physics*, v. 76, n. 4, pp. 046101.
- EGBERT, G. D., EROFEEVA, S. Y., 2002, “Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides”, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 19, n. 2, pp. 183–204.
- EIKEN, O., ZUMBERGE, M., HILDEBRAND, J., 2004. “Method for monitoring seafloor subsidence and for gravity monitoring an underground hydrocarbon reservoir”. nov. 2. US Patent 6,813,564.

- EIKEN, O., STENVOLD, T., ZUMBERGE, M., et al., 2008, “Gravimetric monitoring of gas production from the Troll field”, *Geophysics*, v. 73, n. 6, pp. WA149–WA154.
- ELLIOTT, E. J., BRAUN, A., 2016, “Gravity monitoring of 4D fluid migration in SAGD reservoirs—forward modeling”, *CSEG Recorder*, v. 41, pp. 16–21.
- FERGUSON, J., CHEN, T., BRADY, J., et al., 2007, “The 4D microgravity method for waterflood surveillance: Part II—Gravity measurements for the Prudhoe Bay reservoir, Alaska”, *Geophysics*, v. 72, n. 2, pp. I33–I43.
- FJÆR, E., HOLT, R. M., RAAEN, A., et al., 2008, *Petroleum related rock mechanics*. Elsevier.
- FUKUSHIMA, T., 2020, “Speed and accuracy improvements in standard algorithm for prismatic gravitational field”, *Geophysical Journal International*.
- GEERTSMA, J., OTHERS, 1973, “Land subsidence above compacting oil and gas reservoirs”, *Journal of Petroleum Technology*, v. 25, n. 06, pp. 734–744.
- GETTINGS, P., CHAPMAN, D. S., ALLIS, R., 2008, “Techniques, analysis, and noise in a Salt Lake Valley 4D gravity experiment”, *Geophysics*, v. 73, n. 6, pp. WA71–WA82.
- GLEGOLA, M., DITMAR, P., BIERKENS, M. F., et al., 2009, “Estimation of the time-lapse gravity errors due to water table and soil moisture variations”. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2009*, Society of Exploration Geophysicists, pp. 976–980.
- HAMMER, S., 1963, “Deep gravity interpretation by stripping”, *Geophysics*, v. 28, n. 3, pp. 369–378.
- KRAHENBUHL, R. A., LI, Y., 2012, “Time-lapse gravity: A numerical demonstration using robust inversion and joint interpretation of 4D surface and borehole data”, *Geophysics*, v. 77, n. 2, pp. G33–G43.
- KRAHENBUHL, R. A., REITZ, A., LI, Y., et al., 2014, “Improved recovery of fluid movement through time-lapse borehole vector gravity”. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2014*, Society of Exploration Geophysicists, pp. 1348–1353.
- KRAHENBUHL, R. A., MARTINEZ, C., LI, Y., et al., 2015, “Time-lapse monitoring of CO₂ sequestration: A site investigation through integration of reservoir properties, seismic imaging, and borehole and surface gravity data”, *Geophysics*, v. 80, n. 2, pp. WA15–WA24.

- LI, X., CHOUTEAU, M., 1998, "Three-dimensional gravity modeling in all space", *Surveys in Geophysics*, v. 19, n. 4, pp. 339–368.
- LIMITED, S., 1991, *Log interpretation principles/applications*. Schlumberger Educational Services.
- LONGMAN, I., 1959, "Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun", *Journal of Geophysical Research*, v. 64, n. 12, pp. 2351–2355.
- MACQUEEN, J. D., 2010, "Improved tidal corrections for time-lapse microgravity surveys". In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2010*, Society of Exploration Geophysicists, pp. 1142–1145.
- MINDLIN, R. D., CHENG, D. H., 1950, "Thermoelastic stress in the semi-infinite solid", *Journal of Applied Physics*, v. 21, n. 9, pp. 931–933.
- NAGY, D., PAPP, G., BENEDEK, J., 2002, "Corrections to" The gravitational potential and its derivatives for the prism", *Journal of Geodesy*, v. 76, n. 8, pp. 475–475.
- NAGY, D., PAPP, G., BENEDEK, J., 2000, "The gravitational potential and its derivatives for the prism", *Journal of Geodesy*, v. 74, n. 7-8, pp. 552–560.
- O'REILLY, B. M., PRADA, M., LAVOUÉ, F., et al., 2019, "Predicting fluid pressure in sedimentary basins from seismic tomography", *Geophysical Journal International*, v. 219, n. 2, pp. 1421–1430.
- PEPPER, T., 1941, "The Gulf underwater gravimeter", *Geophysics*, v. 6, n. 1, pp. 34–44.
- REITZ, A., KRAHENBUHL, R., LI, Y., 2015, "Feasibility of time-lapse gravity and gravity gradiometry monitoring for steam-assisted gravity drainage reservoirs", *Geophysics*, v. 80, n. 2, pp. WA99–WA111.
- RØSTE, T., KE, G., 2017, "Overburden 4D time shifts—Indicating undrained areas and fault transmissibility in the reservoir", *The Leading Edge*, v. 36, n. 5, pp. 423–430.
- RUIZ, H., AGERSBORG, R., HILLE, L., et al., 2017, "Monitoring Offshore CO₂ Storage Using Time-lapse Gravity and Seafloor Deformation". In: *EAGE/SEG Research Workshop 2017*, pp. cp–522. European Association of Geoscientists & Engineers.

- RUIZ, H., AGERSBORG, R., HILLE, L., et al., 2016, “Monitoring offshore reservoirs using 4D gravity and subsidence with improved tide corrections”. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2016*, Society of Exploration Geophysicists, pp. 2946–2950.
- SARKOWI, M., KADIR, W. G., SANTOSO, D., 2005, “Strategy of 4D microgravity survey for the monitoring of fluid dynamics in the subsurface”. In: *Proceedings World Geothermal Congress*, pp. 1–5.
- SASAGAWA, G. S., CRAWFORD, W., EIKEN, O., et al., 2003, “A new sea-floor gravimeter”, *Geophysics*, v. 68, n. 2, pp. 544–553.
- SEN, B., 1951, “Note on the stresses produced by nuclei of thermo-elastic strain in a semi-infinite elastic solid”, *Quarterly of Applied Mathematics*, v. 8, n. 4, pp. 365–369.
- SHARMA, B. D., 1956, “Stresses In an Infinite Slab due to a Nucleus of Thermo-elastic Strain in it.” *ZAMM-Journal of Applied Mathematics and Mechanics/Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik*, v. 36, n. 1-2, pp. 75–78.
- SHERIFF, R. E., 2002, *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*. Society of exploration geophysicists.
- STENVOLD, T., 2008, *Offshore gravimetric and subsidence monitoring*. Tese de Doutorado, Norwegian University of Science and Technology.
- STENVOLD, T., EIKEN, O., LANDRØ, M., 2008, “Gravimetric monitoring of gas-reservoir water influx—A combined flow-and gravity-modeling approach”, *Geophysics*, v. 73, n. 6, pp. WA123–WA131.
- VAN CAMP, M., VIRON, O., WATLET, A., et al., 2017, “Geophysics From Terrestrial Time-Variable Gravity Measurements”, *Reviews of Geophysics*, v. 55, n. 4, pp. 938–992.
- VAN THIENEN-VISSE, K., PRUIKSMA, J., BREUNES, J., 2015, “Compaction and subsidence of the Groningen gas field in the Netherlands”, *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, v. 372, pp. 367.
- VATSHELLE, M., GLEGOLA, M., LIEN, M., et al., 2017, “Monitoring the Ormen Lange field with 4D gravity and seafloor subsidence”. In: *79th EAGE Conference and Exhibition 2017*.

- VEVATNE, J., ALNES, H., EIKEN, O., et al., 2012, “Use of field-wide seafloor time-lapse gravity in history matching the Mikkel gas condensate field”. In: *74th EAGE Conference and Exhibition incorporating EUROPEC 2012*, pp. cp–293. European Association of Geoscientists & Engineers.
- YOUNG, W. M., LUMLEY, D., 2015, “Feasibility analysis for time-lapse seafloor gravity monitoring of producing gas fields in the Northern Carnarvon Basin, offshore Australia”, *Geophysics*, v. 80, n. 2, pp. WA149–WA160.
- ZUMBERGE, M., ALNES, H., EIKEN, O., et al., 2008, “Precision of seafloor gravity and pressure measurements for reservoir monitoring”, *Geophysics*, v. 73, n. 6, pp. WA133–WA141.

Apêndice A: cálculo de deslocamento aplicado à movimentação do leito oceânico

Na seção 5.5.1 foi dito que a movimentação do leito oceânico era calculada usando o conceito de "núcleos de deformação" para um meio homogêneo elástico e semi-infinito, dada pela Equação 5.15. Esta equação tem duas integrais tridimensionais que, segundo a abordagem de V.C.F. Barbosa, V.C. Oliveira Jr e A.D. Arelaro (comunicação pessoal, 2020), podem ser resolvidas utilizando a similaridade das expressões analíticas para o campo gravitacional e suas derivadas encontradas em NAGY *et al.* (2002, 2000). Para tal, é necessário discretizar volume da área de estudo em um conjunto de prismas retangulares justapostos, onde os centros dos prismas coincidam com a posição dos núcleos de deformação. A partir daí podemos escrever o termo da Equação 5.15 relacionado ao meio infinito (sistema 1) da seguinte forma:

$$\iiint_{V_{1j}} \frac{\partial V_1}{\partial z} dV'_j = \int_{x_{1j}}^{x_{2j}} \int_{y_{1j}}^{y_{2j}} \int_{z_{1j}}^{z_{2j}} \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r_{1ij}} dV'_j = \\ \left| \left| \left| x \ln(y + R) + y \ln(x + R) - z \tan^{-1} \left(\frac{xy}{zR} \right) \right|_{X_{1j}}^{X_{2j}} \right|_{Y_{1j}}^{Y_{2j}} \right|_{Z_{1j}}^{Z_{2j}}, \quad (1)$$

onde o índice i representa o i -ésimo ponto de medição (x_i, y_i, z_i) , o índice j representa o j -ésimo prisma retangular de volume V_{1j} , com limites $x_{1j}, x_{2j}, y_{1j}, y_{2j}, z_{1j}$ e z_{2j} , r_{1ij} é a distância entre o i -ésimo ponto de medição e o j -ésimo prisma, $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, e

$$\begin{aligned}
X_{1j} &= x_i - x_{1j} \\
X_{2j} &= x_i - x_{2j} \\
Y_{1j} &= y_i - y_{1j} \\
Y_{2j} &= y_i - y_{2j} \\
Z_{1j} &= z_i - z_{1j} \\
Z_{2j} &= z_i - z_{2j}
\end{aligned} \quad .
\tag{2}$$

Seguindo o mesmo raciocínio, podemos escrever as derivações do segundo termo da Equação 5.15 relacionados ao "sistema imagem" (sistema 2) da seguinte forma:

$$\iiint_{V_{2j}} \frac{\partial V_2}{\partial z} dV'_j = \int_{x_{1j}}^{x_{2j}} \int_{y_{1j}}^{y_{2j}} \int_{z_{1j}-2z_c}^{z_{2j}-2z_c} \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{R_{2ij}} dV'_j = \\
\left| \left| \left| x \ln(y + R) + y \ln(x + R) - z \tan^{-1} \left(\frac{xy}{zR} \right) \right|_{X_{1j}}^{X_{2j}} \right|_{Y_{1j}}^{Y_{2j}} \right|_{Z_{1j}}^{Z_{2j}} e
\tag{3}$$

$$\iiint_{V_{2j}} \frac{\partial^2 V_2}{\partial z^2} dV'_j = \int_{x_{1j}}^{x_{2j}} \int_{y_{1j}}^{y_{2j}} \int_{z_{1j}-2z_c}^{z_{2j}-2z_c} \frac{\partial^2}{\partial z \partial z} \frac{1}{R_{2ij}} dV'_j = \left| \left| \left| - \tan^{-1} \left(\frac{xy}{zR} \right) \right|_{X_{1j}}^{X_{2j}} \right|_{Y_{1j}}^{Y_{2j}} \right|_{Z_{1j}}^{Z_{2j}},
\tag{4}$$

onde os limites da integração na direção z são dados por:

$$\begin{aligned}
Z_{1j} &= z_i - z_{1j} + 2z_{cj} \\
Z_{2j} &= z_i - z_{2j} + 2z_{cj}
\end{aligned} \quad .
\tag{5}$$

Os limites de integração na direção x e y permanecem os mesmos da Equação 1. $z_{cj} = \frac{1}{2}(z_{1j} + z_{2j})$ é a profundidade do centro do j-ésimo prisma.

Substituindo os resultados das Equações 1 a 4 na Equações 5.15 (juntamente com as constantes) podemos, então, definir o deslocamento vertical no ponto P devido a todo o volume do meio. Seguindo a mesma, pode-se obter os deslocamentos para as direções x e y e o campo de stress, que não foram utilizados nos exemplos desta dissertação.

Apêndice B: metodologia para obtenção de pressão de poros a partir da densidade

A metodologia de O'REILLY *et al.* (2019) relaciona a pressão de poros (p_p) com a densidade *bulk* do sedimento (ρ_s). A pressão de poros é calculada como:

$$p_p(z(t)) = \rho_a g z + (z(t) - z_a)(\rho_m(z(t)) - \rho_f)g \frac{e^{R_{eq}(z(t)-z_a)} - e^{R_s(z(t)-z_a)}}{e^{(R_{eq}+R_s)(z(t)-z_a)}} , \quad (6)$$

onde ρ_a é a densidade do fluido no poro, neste trabalho definida como a densidade da água ($\rho_f = \rho_a$); g é a aceleração da gravidade; z_a é a espessura da lâmina d'água. $\rho_m(z(t))$ é um valor de densidade dado por:

$$\rho_m(z(t)) = \rho_{mt} - (\rho_{mt} - \rho_0) \frac{1 - e^{R_{eq}(z(t)-z_a)}}{R_{eq}(z(t) - z_a)} , \quad (7)$$

com ρ_{mt} sendo a densidade da matriz da rocha e ρ_0 a densidade do sedimento no fundo marinho. R_{eq} é a taxa de decaimento da porosidade em um ambiente de equilíbrio hidrostático que, neste trabalho, será constante ($R_{eq} = 0,60 \cdot 10^{-3} m^{-1}$).

R_s é a taxa de decaimento da porosidade do sedimento:

$$R_s = \frac{r_s}{\rho_{mt} - \rho_0} , \quad (8)$$

sendo que r_s é a taxa de compactação do sedimento, dada por:

$$|r_s| = \frac{\rho_{mt} - \rho_0}{z(t) - z_a} \ln \left(1 - \frac{\rho_s(z(t)) - \rho_0}{\rho_{mt} - \rho_0} \right) . \quad (9)$$

$\rho_s(z(t))$ é a densidade *bulk* do sedimento na profundidade z , que neste trabalho varia linearmente entre ρ_0 e ρ_{mt} , no intervalo entre o fundo do mar (z_a) até 1 km antes do fim do modelo (z_{max}). Estas equações são utilizadas no modelo sintético

com apenas a movimentação do leito oceânico agindo (seção 6.3). Logo:

$$\rho_s(z(t)) = \rho_0 + (\rho_{mt} - \rho_0) \frac{z(t) - z_a}{z_{max} - z_a - 1000} . \quad (10)$$