



IMPACTO DO EFEITO *BLANKETING* NA HISTÓRIA TÉRMICA DE
BACIAS SEDIMENTARES: MODELOS SINTÉTICOS E ESTUDO DE CASO
NA BACIA DE SANTOS

Cleriston Ferreira Silva

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Orientador: Luiz Landau

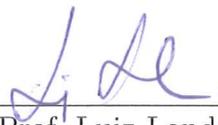
Rio de Janeiro
Novembro de 2019

IMPACTO DO EFEITO *BLANKETING* NA HISTÓRIA TÉRMICA DE
BACIAS SEDIMENTARES: MODELOS SINTÉTICOS E ESTUDO DE CASO
NA BACIA DE SANTOS

Cleriston Ferreira Silva

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO
ALBERTO LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE
ENGENHARIA (COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE
JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A
OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA
CIVIL.

Examinada por:



Prof. Luiz Landau, Ph.D.



Prof. Anna Eliza Svartman Dias, Ph.D.



Prof. José Luis Drummond Alves, Ph.D.



Prof. Victor Sacek, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

NOVEMBRO DE 2019

Silva, Cleriston Ferreira

Impacto do efeito *blanketing* na história térmica de bacias sedimentares: modelos sintéticos e estudo de caso na Bacia de Santos/Cleriston Ferreira Silva. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2019.

XX, 99 p.: il.; 29, 7cm.

Orientador: Luiz Landau

Dissertação (mestrado) – UFRJ/COPPE/Programa de Engenharia Civil, 2019.

Referências Bibliográficas: p. 89 – 93.

1. Blanketing. 2. Fluxo térmico. 3. Bacia de Santos. I. Landau, Luiz. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

Aos meus pais.

Agradecimentos

Essa dissertação de mestrado teve suporte e motivação de várias pessoas, tanto no âmbito científico como no pessoal, que contribuíram em todo o desenvolvimento e conclusão. Agradeço de coração a todos que de alguma forma contribuíram, direta ou indiretamente. Em especial:

À Petrobras e aos gerentes Otaviano da Cruz Pessoa Neto e Henrique Luís de Barros Penteado pela liberação e suporte técnico na elaboração do trabalho.

À COPPE-UFRJ (Programa de pós graduação de engenharia civil da Universidade Federal do Rio de Janeiro), seus professores e funcionários pela difusão do conhecimento técnico e científico.

À minha família e aos amigos pelo apoio e paciência nos momentos mais difíceis. Em especial aos meus pais que à 33 anos atrás, se sacrificaram e tiveram a coragem de se mudar da roça para a cidade para que eu e meus quatro irmãos pudéssemos estudar.

À minha noiva Regiandra Anjos, pelo carinho, amor e paciência e por me ensinar todos dias a ser uma pessoa melhor.

À Anna Eliza S. Dias, Gilvan Pio Hamsi Júnior e Laury Medeiros de Araújo que foram as pessoas que mais me ajudaram no processo de aprendizagem e desenvolvimento da dissertação.

Ao orientador Luiz Landau pela orientação e pelo acolhimento.

Grato pelas colaborações dos membros da banca.

Aos meus amigos Antônio de Padua, Werter O. Silva, Matheus C. A. Sobreira, Tiago Illipronti Girard, Maury, Maury D. Correia e Alan Albano V. B. Souza pelos ensinamentos de matemática, física e programação.

À Luis Felipe Coutinho pelo treinamento no Genex e Savio Francis e Jaci Guigon pela leitura e sugestões no desenvolvimento da tese.

Aos meus amigos Rogério C. Gontijo e Cesar H. A. Ribeiro pelos conselhos e força nos momentos mais difíceis.

À Carlos P. Fracalossi, sua esposa Ana Paula e sua filha Júlia, que são a minha família e porto seguro aqui no Rio de Janeiro.

Aos irmãos da Igreja Adventista do Sétimo dia da Freguesia, em especial à Ester, Rogério e Cristian pelas orações e conselhos.

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

IMPACTO DO EFEITO *BLANKETING* NA HISTÓRIA TÉRMICA DE
BACIAS SEDIMENTARES: MODELOS SINTÉTICOS E ESTUDO DE CASO
NA BACIA DE SANTOS

Cleriston Ferreira Silva

Novembro/2019

Orientador: Luiz Landau

Programa: Engenharia Civil

Foram investigados parâmetros que influenciam a magnitude do efeito *blanketing* relacionado à deposição dos sedimentos sobre o fluxo térmico no embasamento (Q_E). Foram simulados modelos 1D sintéticos e modelos 1D reais na Bacia de Santos, onde foram avaliados os efeitos do estiramento litosférico (β), da condutividade térmica, da taxa de sedimentação, e das espessuras de sedimentos rifte, de sal e do pós-sal. Para entender o efeito *blanketing* nas histórias térmicas das fases rifte e pós-rifte, os resultados dos modelos sintéticos e reais foram comparados com os resultados de um modelo termomecânico 1D sem o efeito *blanketing*. Os resultados mostraram que: (1) o Q_E no final da fase rifte diminui em 22% e 32% para respectivos β de 2 e de 6, considerando uma espessura sedimentar de 5,1 km; (2) o Q_E sempre é menor que o valor inicial pré – rifte decorridos cerca de 110 Ma após o final do rifteamento; (3) na porção proximal da Bacia de Santos, o Q_E decresce 36% em comparação ao modelo sem o efeito *blanketing*, uma vez que há altas taxas de sedimentação (~ 150 m/Ma) e as espessuras sedimentares do pré-sal e pós-sal são aproximadamente de 3,5 km e de 4 km, respectivamente; (4) na porção distal da Bacia de Santos, onde as espessuras da seção pré-sal e pós-sal são $\leq 1,5$ km e a espessura de sal é ≥ 3 km, o efeito *blanketing* é insignificante. Conclui-se que a magnitude do efeito *blanketing* no Q_E é relevante para situações com espessura sedimentar ≥ 3 km, condutividade térmicas $\leq 3,5$ W/[m.K] e taxas de sedimentação ≥ 150 m/Ma. Portanto, recomenda-se considerar este efeito para situações semelhantes à porção proximal da Bacia de Santos. Entretanto, para regiões com espessura rifte delgada, e grandes espessuras de sal, pode-se considerar os Q_E providos dos modelos termomecânicos 1D.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

IMPACT OF THE BLANKETING EFFECT IN THE THERMAL HISTORY OF
SEDIMENTARY BASINS: SYNTHETIC MODELS AND CASE STUDY IN THE
SANTOS BASIN

Cleriston Ferreira Silva

November/2019

Advisor: Luiz Landau

Department: Civil Engineering

The blanketing effect is a effect of thermal insulation related to the deposition of cold sediments in a sedimentary basin that may affect its basement heat flow (BHF). We explored parameters that impact the magnitude of that effect through 1D simulations of synthetic and real case models from Santos Basin. The goal was to evaluate the role of lithospheric stretching (β), thermal conductivity, radiogenic heat generation, sedimentation rate, and sediment thicknesses of the pre-salt, salt, and post-salt packages in the magnitude of the blanketing effect. To better access the blanketing effect in the rift and post-rift phases, the results were compared to those calculated using 1D thermomechanical models without the blanketing effect. We observe that: (1) the BHF at the end of the rift stage decreases 22% and 32% if β is, respectively, 2 and 6, considering a sedimentary thickness of 5.1 km; (2) about 110 Myr after the end of the rift phase, BHF is always lower than the pre-rift BHF; (3) in the proximal area of Santos Basin, with high sedimentation rates (~ 150 m/Ma), and pre- and post-salt sedimentary thicknesses of, respectively, 3,5 km and 4 km, the BHF decreases 36% compared to models calculated ignoring the blanketing effect; (4) in the distal Santos Basin, with pre- and post-salt thicknesses $\leq 1,5$ km and salt layer ≥ 3 km-thick, the blanketing effect is insignificant. We conclude that the magnitude of the blanketing effect in the BHF should be taking into account in quantitative studies of areas with sedimentary thickness ≥ 3 km, thermal conductivity $\leq 3,5$ W/m/K, and sedimentation rates ≥ 150 m/Ma. Thus, in areas with thin rift section and thick salt layer, one could use thermomechanical models. However, we suggest that the blanketing effect should be considered when evaluating areas similar to the proximal area of Santos Basin.

Sumário

Lista de Figuras	x
Lista de Tabelas	xix
1 Introdução	1
1.1 Objetivos	3
2 Fundamentação Teórica	5
2.1 Introdução	5
2.1.1 Lei de Fourier de Condução de Calor	5
2.1.2 Propriedades térmicas das rochas (K , C_P , κ)	8
2.2 Modelos de Estiramento Litosférico	9
2.2.1 Modelo de Estiramento Litosférico uniforme - MCKENZIE (1978)	9
2.2.2 Modelo de Afinamento e Estiramento Uniforme por Rifte Prolongado - JARVIS e MCKENZIE (1980)	12
2.2.3 Modelo de Afinamento e Estiramento Litosférico Variável ou em Duas Camadas - (HELLINGER e SCLATER, 1983; ROYDEN e KEEN, 1980).	14
2.3 Efeito <i>Blanketing</i> : Trabalhos Anteriores	17
2.4 O Efeito <i>Blanketing</i> no modulo térmico do Temispack e GENEX 1D (do IFP, <i>Institut Français du Pétrole</i>).	22
2.5 Modelo <i>rift</i> do GENEX	24
3 Metodologia	26
3.1 Planejamento dos experimentos de simulação	26
3.1.1 Parametrização dos experimentos de simulação	26
3.1.2 Os Modelos Térmicos do Temispack e do GENEX	33
3.1.3 Discretização dos modelos sem estiramento litosférico	34
3.1.4 Teste de validação	35
3.2 Aplicação a uma seção da Bacia de Santos	36

4	Resultados e Discussões Parte I: Modelos Sintéticos Sem considerar Afinação Litosférico	42
4.1	Efeitos da espessura sedimentar e da condutividade térmica dos sedimentos	42
4.2	Efeito das litologias e dos parâmetros de compactação	50
4.3	Influência da Taxa de Sedimentação no Efeito <i>blanketing</i>	56
4.4	Efeito da produção de calor radiogênico	59
5	Resultados e Discussões – Parte 2: Efeito <i>Blanketing</i> em Modelos Sintéticos Considerando Afinação Litosférico	63
5.1	Influência da Litologia, e da Taxa de Sedimentação Variável no Sin-Rifte (Espessuras Sin-Rifte Fixas)	63
5.2	Influência da Litologia e taxas de sedimentação sin-rifte fixas (espessura sin-rifte variável)	68
5.3	Influência do Tempo de Duração do Rifteamento	70
5.4	Efeito <i>blanketing</i> da Deposição de Sal no Final da Fase Rifte	72
5.5	Efeito <i>blanketing</i> do efeito da substituição de Sal por arenito no início da fase de subsidência térmica	74
6	Efeito <i>blanketing</i> em uma Transecta Regional da Bacia de Santos	77
7	Conclusão	84
	Referências Bibliográficas	89
A	Modelos conceituais sintéticos sem estiramento	94
B	Modelos conceituais sintéticos com estiramento	97

Lista de Figuras

2.1	Diagrama esquemático de condução de calor unidimensional em um sólido, modificada de KREITH e BLACK (1980).	6
2.2	Esquema ilustrando a convenção do sinal para a condução de fluxo térmico, modificado de kreith	7
2.3	Esquema ilustrativo do modelo de rifteamento uniforme instantâneo de MCKENZIE (1978). (a) Condição de equilíbrio inicial; (b) Configuração após o processo rifteamento, imediatamente após o evento extensional; (c) Condições de equilíbrio térmico no final da fase de subsidência térmica, quando $t \rightarrow \infty$. (Modificado de ALLEN e ALLEN (2013).	10
2.4	Diagrama esquemático do modelo de rifteamento finito, no qual o tempo de rifteamento é considerado, modificado de JARVIS e MCKENZIE (1980).	13
2.5	(a) Modelo unidimensional da litosfera antes da distensão. Crosta continental com espessura t_c sobre a litosfera subcrustal com espessura $a - t_c$. A estrutura de temperatura inicial com a profundidade na litosfera está ilustrada à direita. (b) Modelo unidimensional da crosta, litosfera subcrustal, e astenosfera ascendente no final da fase rifte. A distensão afina a crosta por um fator diferente da litosfera subcrustal. A estrutura de temperatura resultante da crosta e do manto superior está ilustrado à direita. Modificado de HELLINGER e SCLATER (1983).	16
2.6	Modelo esquemático de sedimentação de um semi-espaço uniforme movendo a partir de $z = 0$ com velocidade V com temperatura na superfície $T_s = 0$. O gradiente geotérmico de equilíbrio em $t = 0$ é modificado com a deposição de uma camada sedimentar com difusividade κ e velocidade de soterramento V constantes. Modificado de HUTCHISON (1985).	18

2.7	Em (a) Fluxos térmicos ao longo do tempo de poços do Golfo de Lyon: a curva sólida preta representa a simulação sem considerar o efeito <i>blanketing</i> dos sedimentos (MCKENZIE, 1978), as curvas vermelha e verde azul correspondem, respectivamente, às histórias de fluxo térmico com condutividades térmicas de 2 e 3 W/[m.K], com e sem produção de calor radiogênico; a curva azul representa o modelo com condutividade térmica de 3 W/[m.K] e produção de calor radiogênico nos sedimentos, A_s , de 2 mWm ⁻³ . Em (b), taxa de sedimentação. Modificada de LUCAZEAU e DOUARAN (1985).	20
2.8	Fluxo térmico no embasamento para diferentes preenchimentos do espaço de acomodação durante a fase rifte. A curva preta contínua representa o Q_E predito pela equação de MCKENZIE (1978), modificada de SOUCHE <i>et al.</i> (2017).	21
2.9	Em (a) fluxo térmico no embasamento (Q_E): curva vermelha corresponde a afinamento litosférico uniforme e instantâneo (ALVAREZ <i>et al.</i> , 1984); curva verde corresponde a afinamento litosférico uniforme e prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980), e curva preta representa o Q_E calculado a partir da resolução numérica 2D da equação do calor, utilizando diferenças finitas (ALVAREZ <i>et al.</i> , 1984). Em (b), subsidência tectônica inicial correspondente aos diferentes cenários descritos em a; (c) perfil de fator de afinamento litosférico γ ($1-1/\beta$) através da bacia sintética de 200 km de largura e eixo central em 100 km, modificado de ALVAREZ <i>et al.</i> (1984).	25
3.1	Em (a), é apresentada a configuração inicial do modelo, sendo 30 km de crosta continental, 90 km de manto Litosférico, e o restante de manto astenosférico, que se estende de 120 km até 150 km de profundidade. Em (b), geoterma inicial da litosfera, de acordo com os parâmetros petrofísicos utilizados (Tabela 3.1). Em (c), o fluxo térmico obtido do campo de temperatura definido em (b) e o modelo de condutividade térmica definida na Tabela 3.1.	27
3.2	Diagrama esquemático com a definição dos quatro experimentos em que não se considerou os fatores de estiramentos	29
3.3	Na esquerda ilustra-se os valores de produção de calor radiogênico para diversos tipos de rochas sedimentares e a direita o número de análises de cada tipo de rocha (modificado de HASTEROK <i>et al.</i> (2017).	30
3.4	Diagrama esquemático com a definição dos quatro os experimentos em que considerou-se os fatores de estiramentos	31

3.5	Fluxograma esquemático do programa Temispack utilizado nas simulações desta pesquisa. Os módulos são representados pelas colunas. O fluxo de modelagem é representado, da esquerda para direita, (modificado de COUTINHO (2008)).	33
3.6	Histórias do fluxo térmico no embasamento (Q_E) com diferentes passos de tempo, respectivamente, para os intervalos ente 21 e 20 Ma e entre 20 e 0 Ma. A curva preta em (a), (b) e (c), é o modelo de referência com respectivos passos de tempo de 0,031 Ma e de 0,25 Ma. Em (a), é apresentado o Q_E com passos de tempo de 0,250 Ma e 2 Ma. Em (b), é apresentado o Q_E cujos passos de tempo são, de 0,125 Ma e 1 Ma. Em (c), é apresentado o Q_E , com passos de tempo 0,0625 Ma e 0,5 Ma. Em (d), são mostradas as diferenças entre os fluxos térmicos calculados com passos de tempo distintos (a, b, c), com o fluxo térmico do modelo de referência.	34
3.7	Comparação das simulações aqui realizadas com o módulo térmico do Temispack com resultados do trabalho escolhido como referência (SOUCHE <i>et al.</i> , 2017), apresentando as histórias de fluxo térmico no embasamento para uma bacia com 2 km de sedimentos, depositados sobre litosfera, cujo campo de temperatura encontra-se em estado de equilíbrio térmico (Figura 3.1b). Foram simulados três cenários, com taxas de sedimentação, respectivamente, de 2000, 1000 e 500 m/Ma. As curvas pontilhadas ilustram os Q_E obtidos neste trabalho e as contínuas, os Q_E do trabalho de referência (SOUCHE <i>et al.</i> , 2017).	36
3.8	Topografia e batimetria do sudeste brasileiro (SMITH e SANDWELL, 1997) destacando a localização geográfica da Bacia de Santos. As principais cidades são representadas por pontos vermelhos. Também está representada a localização da Seção A-B, a partir da qual foram extraídos os pseudo-poços para estudo do efeito <i>blanketing</i> (PINTO, 2008) pseudo-poços. Fonte: RIGOTE (2015).	37
3.9	Coluna estratigráfica simplificada da Bacia de Santos (modificado de MOREIRA <i>et al.</i> (2007). Horizontes sísmicos mapeados por Pinto (2008) (Figura 3.9) : F.M = Fundo do mar; T.Mio.M = Topo do Mioceno Médio; T.Eoc.M = Topo do Eoceno Médio; T.Maas = Topo do Maastrichtiano; T.Tur = Topo do Turoniano; T.Alb = Topo do Albiano; T.Sal = Topo do Sal; T.Sag = Topo do Sag.	38
3.10	Seção sísmica modificada de PINTO (2008) e da qual foram extraídos dados de 6 pseudo-poços (P1 a P6). A abreviatura AES refere-se ao Alto Externo Sul.	39

3.11	(a) Seção interpretada por PINTO (2008) a partir da seção sísmica 2D (Figura 3.10), com a posição dos seis pseudo-poços modelados nessa dissertação. (b) Perfis de fatores de estiramentos da crosta, do manto e da litosfera (PINTO, 2008).	40
3.12	Reconstrução estrutural realizada com programa de restauração estrutural Recon (programa de restauração estrutural 2D desenvolvido <i>in-house</i> pela Petrobras em parceria com a PUC) . A sequência de figuras sugere a configuração estrutural à época de deposição de cada sequência mapeada na Figura 3.10. A seção tem comprimento de 356 km e exagero vertical de 2,5 (modificada de PINTO (2008)).	41
4.1	Perfis de (a) temperatura e (b) de fluxo térmico ao longo da litosfera durante a deposição de 6 km de sedimentos para K_m de 2 W/[m.K] e taxa de sedimentação de 250 m/Ma. Em (d), detalhe dos perfis de temperatura ao longo de 8 km abaixo do embasamento. Em (c), detalhe do gradiente geotérmico ao longo deste intervalo. E em (e), a curva preta pontilhada representa o fluxo térmico no embasamento ao longo do tempo. Os pontos indicam os fluxos térmicos no embasamento durante a deposição para idades de deposição distintas, representadas pelas curvas dos fluxos térmicos ao longo da litosfera ilustrados em (b).	43
4.2	Histórias do (a) gradiente geotérmico e da (c) condutividade térmica no topo do embasamento 197 Ma após fase de sedimentação de 25 Ma. Em (b) e (d), as respectivas primeiras derivadas de (a) e (b). Todos os experimentos ilustrados acima foram simulados com taxa de sedimentação constante de 250 m/Ma e com espessura final do pacote sedimentar de 6 km.	45
4.3	Histórias do (a) fluxo térmico e (c) da temperatura, imediatamente acima do topo do embasamento, 197 Ma após a fase de sedimentação de 25 Ma. Em (b) está ilustrada a primeira derivada do fluxo térmico e, em (d), a primeira derivada da temperatura. Todos os experimentos ilustrados acima foram simulados com taxa de sedimentação constante (250 m/Ma) e com espessura final do pacote sedimentar de 6 km.	46

- 4.4 Perfis de (a) temperatura e de (b) fluxo térmico ao longo da litosfera com preenchimento sedimentar de 6 km durante o reequilíbrio térmico transiente (entre 197 Ma e 0 Ma), para taxa de sedimentação constante de 250m/Ma e K_m variável. Em (c) são apresentados os detalhes das geotermas na litosfera até 8 km de profundidade durante a fase transiente de reequilíbrio térmico da bacia. Em (d) são apresentados os gradientes geotérmicos correspondentes. Em (e), a curva preta pontilhada representa o fluxo térmico ao longo do tempo. . . . 47
- 4.5 Perfis de temperatura ao longo da litosfera 197 Ma após o final da deposição para cenários com pacotes sedimentares de 2 km (a) e 6 km (b), em total de 12 experimentos (Tabela A.1 Apêndice A). É assumido espaço de acomodação preenchido por arenito com porosidade inicial de 41% e constante de compactação de 0,83, e distintas condutividades térmicas da matriz dos sedimentos (K_m). A taxa de sedimentação de todos os modelos foi considerada constante, de 250 m/Ma. Os topos das geotermas iniciais foram deslocados para a profundidade do topo do embasamento após o final da deposição sedimentar, para facilitar a comparação da temperatura neste horizonte. 49
- 4.6 Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) para folhelhos (a, c e e) e arenitos (b, d e f), em quatro cenários de espessura sedimentar (2 km, 4 km, 6 km e 8 km) combinados com seis cenários de K_m , (2 W/[m.K], 2,5 W/[m.K] e 3 W/[m.K] de folhelhos, e de 2,5 W/[m.K], 3 W/[m.K] e 3,5 W/[m.K] de arenitos). Em (d) e (f), são representadas as histórias de Q_E dos arenitos com K_m de 2,5 W/[m.K] (curvas vermelhas) e 3,0 W/[m.K] (curvas magentas) e as histórias de Q_E dos folhelhos correspondentes às curvas pontilhadas pretas (d) e azuis (f). 51
- 4.7 Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) de seis cenários, com espessura sedimentar de (a) 2 km ou (b) 8 km de arenitos, combinados com três cenários de condutividade térmica de 2,5 W/[m.K], 3,0 W/[m.K] e 3,5 W/[m.K]. Em (c) e (d) são apresentadas as curvas das primeiras derivadas correspondentes. A primeira derivada indica a variação do Q_E no tempo geológico, sendo que os valores positivos indicam queda no Q_E e os valores negativos indicam aumento. . . . 52
- 4.8 Em (a) e (b), histórias de temperatura no embasamento (T_E) de seis cenários de espessura sedimentar de 6 km e 8 km de folhelho, respectivamente, combinados com três cenários de K_m 2 W/[m.K], 2,5 W/[m.K] e 3,0 W/[m.K]. Em (c) e (d), as curvas das primeiras derivadas das histórias de T_E em (a) e (b). . . . 53

4.9	Histórias de temperatura no embasamento de seis cenários com espessura sedimentar de (a) 2 km a (b) 8 km, preenchidas por folhelho ou arenito, com três cenários de K_m (2 W/[m.K], 2,5 W/[m.K], e 3 W/[m.K]). A espessura das curvas é proporcional a espessura sedimentar.	54
4.10	Síntese do efeito <i>blanketing</i> nos fluxos térmicos no embasamento (Q_E) no início (a-b) e no final (c-d) da deposição por folhelho (a) e (c) e arenitos (b) e (d).	55
4.11	Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) para 30 cenários (Tabela B.3 - Apêndice B) de folhelhos (a, c e e) e arenitos (b, d e f), para cinco cenários de taxa de sedimentação de sedimentos compactados de 125 m/Ma, 250 m/Ma, 500 m/Ma, 1000 m/Ma e 2000 m/Ma e seis cenários de K_m de 2 W/[m.K], 2,5 W/[m.K] e 3 W/[m.K] para folhelhos e de 2,5 W/[m.K], 3 W/[m.K] e 3,5 W/m/K para arenitos W/[m.K].	56
4.12	Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) de dois cenários com taxa de sedimentação de (a) 500 m/ Ma e (b) 1000 m/Ma preenchida por arenito, combinados com três cenários de K_m (2,5; 3 e 3,5 W/[m.K]). Representa-se, nos gráficos (c) e (d), as curvas das primeiras derivadas dos fluxos térmicos no embasamento.	58
4.13	Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E), na fase de reequilíbrio térmico para cinco cenários de taxa de sedimentação de arenitos, de 125 m/Ma, 250 m/Ma, 500 m/Ma, 1000 m/Ma e 2000 m/Ma, combinados com dois cenários de K_m 2,5 W/[m.K] e 3,5 W/[m.K]. Representa-se, nos gráficos (c) e (d), as curvas das primeiras derivadas dos fluxos térmicos no embasamento.	59
4.14	Resultados de seis cenários com pacote sedimentar de 8 km de folhelho depositado sobre o embasamento, com taxa de sedimentação de 250 m/Ma, condutividade térmica de matriz de 2 W/m/K e produção de calor radiogênico de 0 $\mu W/m^3$, 1,0 $\mu W/m^3$, 2,1 $\mu W/m^3$ 2,9 $\mu W/m^3$ 3,9 $\mu W/m^3$, e 10,0 $\mu W/m^3$. (a) Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) após sedimentação de pacote de 8 km; (b) perfis de temperatura 197 Ma após a sedimentação; (c) história do percentual da queda do fluxo térmico, em relação ao fluxo térmico inicial; e (d) perfis de temperatura na litosfera.	61

4.15	<p>Figura 4.18: Histórias de (a) fluxo térmico e (b) de temperatura no embasamento para uma bacia sedimentar de 8 km e suas respectivas primeiras derivadas entre 200 Ma e 0 Ma (c e d) e entre 190 Ma e 150 Ma (e e f). As diferentes curvas representam seis cenários de uma bacia sedimentar de 8 km preenchida por folhelho, com taxa de sedimentação de 250 m/Ma, Km de 2 W/[m.K] e produção de calor radiogênico variável de 0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 1,0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 2,1 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 2,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 3,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, e 10,0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$.</p>	62
5.1	<p>Cenários de história do fluxo térmico no topo do embasamento calculados com duração de rifteamento de 20 Ma (entre 130 e 110 Ma). Em (a), (b) e (c), fatores de estiramento de 2, 4 e 6 preenchidos por folhelhos ou arenitos ATHY (1930) com espessuras sedimentares correspondentes de 1,4 km, 5,1km e 7,7 km, em taxas de sedimentação variáveis. Em (d), (e) e (f), são representadas as respectivas curvas das primeiras derivadas dos fluxos térmicos apresentados em (a), (b) e (c).</p>	64
5.2	<p>Cenários de história do fluxo térmico no topo do embasamento calculados com duração de rifteamento de 20 Ma (entre 130 e 110 Ma). Em (a), (b) e (c), fatores de estiramento de 2, 4 e 6 preenchidos por folhelhos ou arenitos com espessuras sedimentares correspondentes de 1,4 km, 5,1km e 7,7 km, em taxas de sedimentação variáveis. Em (d), (e) e (f), são representadas as respectivas curvas das primeiras derivadas dos fluxos térmicos apresentados em (a), (b) e (c).</p>	65
5.3	<p>Cenários de história do fluxo térmico no embasamento calculados com duração de rifteamento de 20 Ma (entre 130 e 110 Ma). Em (a), (b) e (c), estão ilustrados resultados para cenários com fatores de estiramento, respectivamente, 2, 4 e 6, preenchidos por folhelhos ou arenitos em três cenários de taxa de sedimentação, de 125 m/Ma, 500 m/Ma e 1000 m/Ma e, conseqüentemente, espessuras variáveis. Em (d), (e) e (f), são representadas as respectivas curvas das primeiras derivadas dos fluxos térmicos apresentados em (a), (b) e (c).</p>	68

5.4	Cenários de histórias de fluxo térmico no embasamento assumindo-se duração de rifteamento de 10 Ma (130 Ma à 120 Ma). Em (a) e (b) fatores de estiramento de (a) 2 e (b) 4 ,preenchidos por folhelhos ou arenitos, com taxas de sedimentação de 125 m/Ma, 500 m/Ma e 1000 m/Ma. As taxas de sedimentação correspondem a acumulação de 0,9 km, 2,6 km e 5,3 km de folhelhos ou 1,2 km, 4,1 km e 7,7 km de arenitos. São representadas em (c) e (d), as respectivas primeiras derivadas dos fluxos térmicos de (a) e (b).	71
5.5	Histórias de fluxo térmico no embasamento para riftes de 20 Ma preenchidos por folhelhos, com taxa de sedimentação de 125 m/Ma e deposição de espessuras variáveis de sal (0 km, 2 km, 3 km, 4 km e 5 km) no final da fase rifte, entre 110 e 109 Ma. Foram considerados fatores de estiramento de (a) 2 e (b). 4. As curvas pretas são as histórias de fluxo térmico calculadas pelo modelo de rifte finito de JARVIS e MCKENZIE (1980) para os respectivos fatores de afinamento. Representam-se em (c) e (d), as respectivas primeiras derivadas dos fluxos térmicos.	73
5.6	Histórias de fluxo térmico no topo do embasamento para riftes preenchidos por folhelho com taxa de sedimentação de 125 m/Ma e fator de estiramento de (a) 2 e (b) 4. Representam-se em (c) e (d), as respectivas primeiras derivadas para os fluxos térmicos descritos. Os experimentos assumiram duração de rifteamento de 20 Ma (130 Ma à 110 Ma). Foram consideradas deposição de 5 km de sal entre 110 Ma e 109 Ma (curva vermelha) ou nula (curva cinza claro), já mostrado na figura 5.4. As curvas verdes correspondem aos cenários em que os 5 km de sal foram sendo substituído por 5 km de arenitos entre 109 e 100 Ma, com condutividade térmica de matriz de 2,5 W/m/K, porosidade inicial de 41% e taxa de sedimentação do sedimento compactado de 500 m/Ma. As curvas pretas são as histórias de fluxo térmico calculadas pelo modelo de rifte finito de JARVIS e MCKENZIE (1980) para os respectivos fatores de afinamento.	75

6.1	Histórias de fluxo térmico no embasamento dos pseudo-poços (a) P1 e (b) P2 da Figura 6.1. Em (c) e (d), primeiras derivadas dos Q_E apresentados em (a) e (b). Em (e) e (f), representam-se as taxas de sedimentação ao longo do tempo dos pseudo-poços P1 e P2. A curva preta pontilhada representa o fluxo térmico predito pela equação analítica de rifte instantâneo (HELLINGER e SCLATER, 1983), e a curvas preta contínua, aquele calculado pelo modelo de rifte de duração finita (JARVIS e MCKENZIE, 1980). Os poços P1 e P2 caracterizam-se por fatores de estiramentos crustais (β_c) de 3,0 e 3,9 e litosféricos (β_{sc}) de 2,6 e 3,9 (Figura 3.11b).	78
6.2	Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) dos pseudo-poços (a) P3 e (b) P4 da Figura 6.1. Em (c) e (d), primeiras derivadas dos Q_E apresentados em (a) e (b). Em (e) e (f), taxas de sedimentação ao longo do tempo dos pseudo-poços P1 e P2. A curva preta pontilhada representa o fluxo térmico predito pela equações analítica de rifte instantâneo (HELLINGER e SCLATER, 1983), e a curvas preta contínua, aquele calculado pelo modelo de rifte de duração finita (JARVIS e MCKENZIE, 1980). Os poços P3 e P4 caracterizam-se respectivamente por fatores de estiramentos crustais (β_c) de 2,6 e 7 e litosféricos (β_{sc}) de 2,6 10 (Figura 6.1b).	79
6.3	Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) dos pseudo-poços (a) P5 e (b) P6 (Figura 6.1). Em (c) e (d), primeiras derivadas dos Q_E apresentados em (a) e (b). Em (e) e (f), taxas de sedimentação ao longo do tempo dos pseudo-poços P5 e P6. A curva preta pontilhada representa o fluxos térmico predito pela equação analítica de rifte instantâneo (HELLINGER e SCLATER, 1983), e a curva preta contínua, aquele calculado pelo modelo de rifte de duração finita (JARVIS e MCKENZIE, 1980). O poço P5 e P6 caracterizam-se por fatores de estiramentos crustais (c) de 6,3 e 10 e litosféricos (L) de 10 e 10 (Figura 6.1b).	81

Lista de Tabelas

3.1	Propriedades térmicas e materiais para diferentes unidades do modelo, modificada de SOUCHE <i>et al.</i> (2017). Sendo que A é a produção de calor radiogênico e CI condição de contorno inicial	28
A.1	Experimentos conceituais sintéticos de simulação com seis cenários de condutividade térmica da matriz dos sedimentos (K_m), para duas espessuras de bacia sedimentar (ES) preenchida por folhelho (FOL), considerando os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 12 cenários do Subgrupo 1, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 4.1	94
A.2	Experimentos conceituais sintéticos de modelagem com quatro cenários de espessura de bacia (ES) para seis cenários de condutividade térmica da matriz dos sedimentos (K_m), preenchida por folhelho (FOL) e arenito (ARN) com constantes de compactação e porosidade inicial distintos, considerando-se os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 24 cenários do Subgrupo 2, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 4.2	95
A.3	Experimentos sintéticos de modelagem, com quatro cenários de taxa de sedimentação (TX), para três cenários de condutividade térmica da matriz dos sedimentos (K_m), preenchida por folhelho (FOL) ou arenito (ARN), considerando os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 30 cenários do Subgrupo 3, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 4.3	96
A.4	Experimentos conceituais sintéticos de simulação de 6 cenários de produção de calor radiogênico dos sedimentos (A_s), considerando-se os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 6 cenários do Subgrupo 4, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 4.4	96

B.1	Experimentos conceituais sintéticos com três cenários de espessura rifte (ER), preenchimento do espaço de acomodação por folhelho (FOL) e arenito (ARN), com fase rifte de 20 Ma e taxas de sedimentação distintas, considerando três cenários de fatores de estiramentos β de 2, 4 e 6 e demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 18 cenários do Subgrupo 3, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 5.1	97
B.2	Experimentos conceituais sintéticos com três cenários de taxa de sedimentação (TX), preenchimento do espaço de acomodação por folhelho (FOL) e arenito (ARN), com espessuras rifte distintas, assumindo-se três cenários com fatores de estiramento β de 2, 4 e 6 e os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 18 cenários do Subgrupo 2, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 5.2	98
B.3	Experimentos conceituais sintéticos com três cenários de taxa de sedimentação (TX), preenchimento do espaço de acomodação por folhelho (FOL) e arenito (ARN), com espessuras rifte distintas, assumindo-se tempo de rifteamento de 10 Ma e três cenários com fatores de estiramento β de 2 e 4 e os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 12 cenários do Subgrupo 3, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 5.3	98
B.4	Experimentos conceituais sintéticos de simulação de 6 cenários de produção de calor radiogênico dos sedimentos (A_s), considerando-se os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 6 cenários do Subgrupo 4, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 5.4	99

Capítulo 1

Introdução

Um dos fatores críticos para a avaliação dos riscos da exploração de petróleo é a evolução do campo térmico nas bacias sedimentares. A calibração da história de temperatura em modelagens de bacias sedimentares é crucial para a avaliação da evolução térmica: a) das rochas geradoras, b) da diagenêse das rochas reservatório, c) da biodegradação, d) do craqueamento secundário do petróleo para gás, e) do fluxo convectivo de fluidos; entre outros processos subordinados. Todos estes processos têm impactos diretos na economicidade das acumulações de petróleo ou gás, especialmente em áreas de fronteira exploratória.

A evolução da temperatura nas bacias sedimentares é controlada pela evolução do fluxo térmico do embasamento, que pode ser calculado com equações analíticas de modelos de evolução unidimensional da placa litosférica, seja por rifteamento finito (HELLINGER e SCLATER, 1983; MCKENZIE, 1978; ROYDEN e KEEN, 1980), seja por rifteamento prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980). Os fluxos térmicos preditos dependem dos fatores de estiramentos litosféricos (JARVIS e MCKENZIE, 1980; MCKENZIE, 1978) ou dos fatores de estiramentos crustais e litosféricos (HELLINGER e SCLATER, 1983; ROYDEN e KEEN, 1980), além da duração do rifteamento (JARVIS e MCKENZIE, 1980) e da produção de calor radiogênico na crosta (SCLATER e CHRISTIE, 1980). No entanto, o fluxo térmico no embasamento não é controlado apenas pelos fatores acima, mas também é condicionado pela taxa de sedimentação e pela condutividade térmica, além da produção de calor radiogênico e do tipo de sedimentos que preenche a bacia (ALVAREZ *et al.*, 1984; BREMAECKER, 1983; HUTCHISON, 1985; LUCAZEAU e DOUARAN, 1985; SOUCHE *et al.*, 2017; THEISSEN-KRAH e RUEPKE, 2009; ZHANG, 1993).

O efeito térmico transiente e permanente relacionado à deposição e compactação dos sedimentos frios, conhecido como efeito *blanketing* (BREMAECKER, 1983; HUTCHISON, 1985; LUCAZEAU e DOUARAN, 1985), afeta o fluxo térmico durante e após a sedimentação de duas maneiras principais:

- (1) Desequilíbrio nas geotérmicas da litosfera causado pela rápida deposição de

sedimentos frios com condutividade térmica, em geral, menor do que a do embasamento. Este processo diminui o gradiente geotérmico da crosta e, como consequência, reduz o fluxo térmico no embasamento (BREMAECKER, 1983), considerando-se as condições de contorno superior e inferior, respectivamente, temperaturas na superfície (T_s) e no topo da astenosfera, (T_m), constantes (BREMAECKER, 1983; KARNER, 1985; THEISSEN-KRAH e RUEPKE, 2009).

(2) Aquecimento ao final de cada fase de deposição, pelo processo transiente de difusão de calor para o reequilíbrio térmico do campo de temperatura da litosfera. Este processo induz o aumento do gradiente geotérmico na crosta e, conseqüentemente, o fluxo térmico no embasamento. O tempo para atingir o reequilíbrio do campo de temperatura da litosfera e o novo fluxo térmico resultante dependem da condutividade térmica, da espessura, e da taxa de sedimentação do pacote sedimentar (ALVAREZ *et al.*, 1984; BREMAECKER, 1983; HUTCHISON, 1985; LUCAZEAU e DOUARAN, 1985; SOUCHE *et al.*, 2017; THEISSEN-KRAH e RUEPKE, 2009).

A perturbação transiente do campo térmico da litosfera com conseqüente redução e posterior reequilíbrio no fluxo térmico no embasamento, relacionados com o efeito *blanketing*, podem recorrer durante todos os estágios de evolução da bacia, pois a taxa de sedimentação pode variar com aumentos significativos ao longo do tempo e do espaço (BREMAECKER, 1983). Programas de simulação numérica de sistemas petrolíferos foram criados para quantificar riscos de sincronismo de geração, migração, carga e qualidade do petróleo e gás. Nestes programas a equação do calor é resolvida numericamente em 1D, 2D ou 3D em escala de bacia (PetroMod@, SimBR@ e Permedia@) ou em escala litosférica (Temispack@, Genex@). Nos programas em que a equação do calor é resolvida apenas em escala de bacia, as principais condições de contorno da análise do campo térmico são as temperaturas na interface entre a água e o sedimento (*sediment-water interface temperature*, SWIT) e o fluxo térmico no topo do embasamento (Q_E), além do modelo de condutividade térmica do pacote sedimentar. A SWIT é a condição de contorno superior, controlada pela latitude e pela paleobatimetria ou elevação ao longo do tempo (BEARDSMORE e CULL, 2001). Nesses pacotes computacionais que consideram a bacia sedimentar desacoplada da litosfera (PetroMod@, Permedia@, entre outros), pode-se estabelecer o fluxo térmico no topo embasamento, calculado através de modelos de afinamento litosférico: a) uniforme, nos quais os estiramentos crustais (β) são considerados iguais aos litosféricos (MCKENZIE, 1978), ou b) modelos *two-layer*, em que se consideram os estiramentos litosféricos (β_L) diferentes dos crustais (β_c) (HELLINGER e SCLATER, 1983; ROYDEN e KEEN, 1980).

Para a dedução das equações analíticas de fluxo térmico nos modelos de afinamento litosférico citados acima, a equação do calor 1D foi resolvida por expansão

em séries de Fourier, assumindo condições de contorno de temperatura constantes no topo e na base da litosfera (MCKENZIE, 1978). Além disto, outras premissas foram adotadas, como: (1) os parâmetros térmicos das rochas da crosta e da litosfera, como condutividade térmica (K), capacidade calorífica (C_p) e densidade (ρ) são assumidos como constantes; (2) a produção de calor radiogênico na crosta e na litosfera é ignorada; (3) a temperatura na base da litosfera, T_m , e na superfície, T_s , são consideradas fixas; (4) a perda de calor é assumida como estritamente vertical, sem variação lateral; (5) não são considerados os efeitos térmico transientes relacionados à sedimentação (efeito *blanketing*). Essas premissas assumidas nas equações analíticas dos referidos modelos termomecânicos de afinamento litosféricos controlam fortemente a magnitude dos fluxos térmicos no topo do embasamento. Essa limitação tem sido discutida ao longo das últimas décadas por diversos autores (ALVAREZ *et al.*, 1984; BREMAECKER, 1983; HUTCHISON, 1985; LUCAZEAU e DOUARAN, 1985; SOUCHE *et al.*, 2017; THEISSEN-KRAH e RUEPKE, 2009).

O capítulo 2.3 abordará em mais detalhes essa variedade de situações geológicas em que os efeitos da sedimentação no fluxo térmico do embasamento foram quantificados a partir de métodos numéricos. Porém, existe ainda uma série de situações geológicas específicas que demandam avaliação mais aprofundada do efeito *blanketing*. Esta foi a motivação principal desta pesquisa de mestrado.

1.1 Objetivos

Nesta pesquisa em nível de mestrado, objetivou-se investigar o efeito da sedimentação nas histórias de fluxo térmico no embasamento e no campo térmico da litosfera, efeito *blanketing*, com modelos numéricos sintéticos 1D e com aplicação para um caso real de uma seção da Bacia de Santos. Para tal, foi investigada a influência relativa dos seguintes cenários na história do fluxo térmico no embasamento:

(1) Sedimentação isolada: variação da espessura do pacote sedimentar, da taxa de sedimentação, e das propriedades das litofácies (condutividade térmica, porosidade inicial, constante de compactação dos sedimentos, e produção de calor radiogênico).

(2) Variação da espessura sedimentar e da taxa de sedimentação combinados com diferentes fatores de estiramentos e idades de rifteamento.

(3) Rápida deposição de sal (com alta condutividade térmica) no final da fase de rifteamento, sob taxas de sedimentação variáveis e para diferentes fatores de estiramentos.

(4) Efeito da halocinese no decaimento e magnitude do fluxo térmico no embasamento no início da fase de subsidência térmica, de acordo com a substituição do sal por sedimentos com baixa condutividade térmica.

(5) Aplicação para um caso real na Bacia de Santos, em que todas as condições acima são contempladas.

A maioria dos trabalhos de referência serão apresentados com mais detalhe no capítulo 2.3. A pesquisa desta dissertação focou na avaliação e quantificação do impacto da sedimentação dos parâmetros descritos no item (1), parâmetros já bastante abordados na literatura disponível sobre o efeito *blanketing*.

Entretanto, nesta dissertação foi realizado um estudo sistemático, nos quais estes parâmetros foram avaliados em modelos sintéticos considerando fatores de estiramentos e tempo de rifteamento distintos. Desta maneira, buscou-se a análise de sensibilidade do fluxo térmico no embasamento a cada um dos cenários acima referidos, introduzindo-se a complexidade da contribuição do efeito térmico transiente do afinamento litosférico na segunda etapa do estudo. As histórias de fluxo térmico no embasamento dos modelos dos casos em que se considerou o efeito rifte foram comparados com os modelos de placa de rifte finito e prolongado. Além disso, os resultados obtidos nos modelos sintéticos foram usados como base para a interpretação dos resultados obtidos na aplicação do caso real da Bacia de Santos de maneira a contemplar áreas da bacia com uma variada combinação entre fator de estiramento, espessura pre- e pós-sal, propriedades das litofacies, e halocinese.

Capítulo 2

Fundamentação Teórica

2.1 Introdução

Existem três processos físicos principais de transporte de energia térmica, a condução, a convecção e a radiação (CERMAK e RYBACH, 1982). Na condução, o calor é conduzido ao longo dos sólidos pelas vibrações dos átomos e moléculas da estrutura dos minerais. Na convecção, o calor é transferido pelo movimento relativo de massas (em geral fluidos) no interior de um corpo aquecido. Na radiação, o calor é transferido por ondas eletromagnéticas. O principal processo de transferência de calor na litosfera é a condução (CERMAK e RYBACH, 1982). Durante o processo transiente para reestabelecer o equilíbrio térmico, o fluxo de calor é transportado principalmente na direção do gradiente de temperatura.

2.1.1 Lei de Fourier de Condução de Calor

A Lei de Fourier é baseada em resultados de experimentos, nos quais uma face de um sólido retangular é mantida à temperatura T_1 , enquanto a face oposta é mantida à temperatura T_2 . Para que o calor flua apenas na direção z , as outras quatro faces são isoladas (Figura 2.1). Para um dado material, verifica-se que a taxa Q_z com que o calor (energia térmica) é transferido da face quente Z_2 para a face fria Z_1 é diretamente proporcional à área transversal S em que o calor flui, e à diferença de temperatura ($T_2 - T_1$), mas inversamente proporcional à espessura do material ($Z_2 - Z_1$), de acordo equação 2.1:

$$Q_z \propto S \frac{(T_2 - T_1)}{(Z_2 - Z_1)} \quad (2.1)$$

Reescrevendo-se a relação acima como igualdade, obtém-se a equação 2.2; na qual K , a constante de proporcionalidade, é a condutividade térmica ($W/[m.K]$).

$$Q_z = KS \frac{(T_2 - T_1)}{(Z_2 - Z_1)} \quad (2.2)$$

A equação 2.2 pode também ser aplicada na condução de calor de líquidos e gases. Entretanto, quando existe diferença de temperatura em fluidos, nota-se que podem se estabelecer correntes de convecção. Ou seja, nesses fluidos o calor pode ser transferido não só por condução, mas também por convecção, não levados em consideração na equação. Na maioria dos casos em bacias sedimentares extensivas, nesses fluidos, o calor é transferido para o pacote sedimentar, a partir da crosta, principalmente por condução (CERMAK e RYBACH, 1982). Entretanto, pode ocorrer circulação hidrotermal, que transporta o calor para a seção sedimentar por convecção, principalmente em bacias oceânicas jovens, em que as rochas ígneas do embasamento são altamente fraturadas.

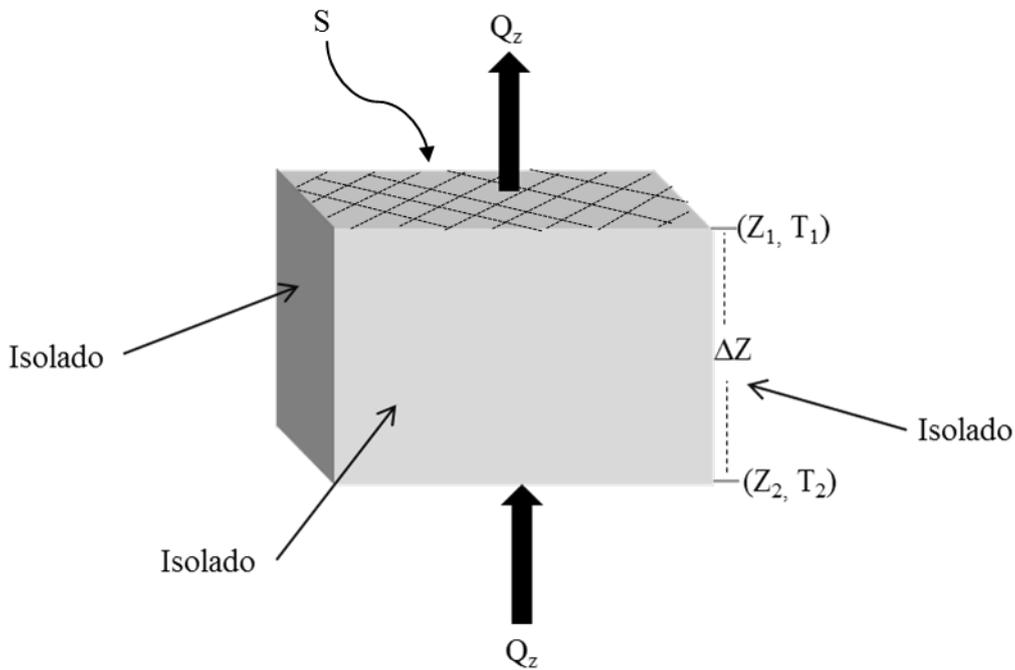


Figura 2.1: Diagrama esquemático de condução de calor unidimensional em um sólido, modificada de KREITH e BLACK (1980).

A condutividade térmica (K) é uma propriedade intrínseca das rochas, que depende também do estado termodinâmico dos seus minerais constituintes, como, por exemplo, a temperatura (SEKIGUCHI, 1984; WHITTINGTON *et al.*, 2009; XU *et al.*, 2004) e a pressão dos materiais (CERMAK e RYBACH, 1982).

A Lei de Fourier como expressa pela equação 2.2 é válida somente quando se pode assumir a condutividade térmica constante. Resultado mais geral é obtido ao se resolver a equação para espessuras infinitesimais, $\Delta Z = Z_2 - Z_1$, $\Delta T = T_2 - T_1$.

Esta variação define uma gradação térmica e pode ser aplicada na equação 2.2,

de onde obtém-se a equação 2.3:

$$Q_z = -KS \frac{\Delta T}{\Delta Z} \quad (2.3)$$

no limite, quando ΔZ se aproxima de 0, tem-se que:

$$\frac{\Delta T}{\Delta Z} \rightarrow \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (2.4)$$

Desse modo, a equação 2.3 pode ser expressa pela equação 2.5:

$$Q_z = -KS \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (2.5)$$

A equação 2.5 é a forma geral da equação unidimensional da Lei de Fourier. O sinal negativo é consequência da segunda lei da termodinâmica, que requer que o calor flua no sentido de menor temperatura, já que se assume que a direção positiva do eixo x é no sentido do aumento da profundidade (Figura 2.2). Assim, de acordo com a convenção de sinais padrão, o fluxo de calor, Q_z , será positivo quando o gradiente térmico, $\frac{\partial T}{\partial Z}$, for negativo.

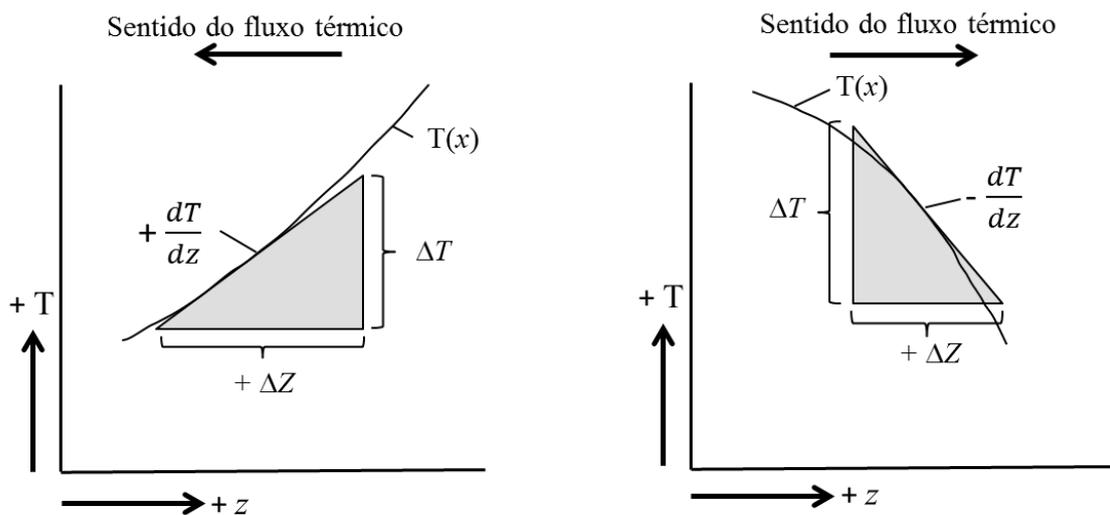


Figura 2.2: Esquema ilustrando a convenção do sinal para a condução de fluxo térmico, modificado de kreith

A se dividir a equação 2.5 pela área S obtém-se a equação 2.6:

$$\hat{Q}_z \equiv \frac{Q_z}{S} = -K \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.6)$$

onde \hat{Q}_z corresponde ao fluxo térmico, expresso em mW/m^2 , e K é expressa na unidade $W/[m.K]$.

A equação 2.6 é restrita a situações em que existe fluxo de calor apenas na direção Z . Nos casos gerais, em que o calor flui nas três direções (x , y e z), o fluxo térmico

total é obtido adicionando vetorialmente os fluxos nas três direções de:

$$\vec{Q} = \widehat{Q}_x \vec{i} + \widehat{Q}_y \vec{j} + \widehat{Q}_z \vec{k} \quad (2.7)$$

Onde \vec{Q} é o fluxo térmico resultante, e \vec{i} , \vec{j} , \vec{k} , são os vetores unitários nas direções x, y, e z, respectivamente. Cada componente do fluxo térmico é representada pelas expressões unidimensionais de Fourier nas direções principais:

$$\widehat{Q}_x = -K \frac{\partial T}{\partial x}; \quad \widehat{Q}_y = -K \frac{\partial T}{\partial y}; \quad \widehat{Q}_z = -K \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (2.8)$$

Substituindo as expressões acima para os fluxos na equação 2.7, obtém-se a equação expressa em derivadas parciais.

$$\vec{Q} = -K \left(\frac{\partial T}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial T}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial T}{\partial z} \vec{k} \right) \quad (2.9)$$

O termo entre parênteses corresponde ao vetor do gradiente de temperatura, representada pelo símbolo $\vec{\nabla}T$, o que permite escrever a equação tridimensional da Lei de Fourier na forma compacta:

$$\vec{Q} = -K \vec{\nabla}T \quad (2.10)$$

Essa equação é válida para meios homogêneos isotrópicos onde a condutividade térmica é invariável nas três direções.

A equação 2.10 estabelece que o fluxo térmico vetorial é proporcional ao vetor gradiente negativo da temperatura. Uma vez que, por definição, a direção do gradiente segue a do aumento de temperatura, a direção do gradiente negativo corresponde à direção do maior decréscimo de temperatura. O fluxo de calor é proporcional ao gradiente térmico e, por consequência, tanto o fluxo de calor como o gradiente de temperatura são definidos como grandezas vetoriais no campo térmico.

2.1.2 Propriedades térmicas das rochas (K , C_P , κ)

A condutividade térmica é a habilidade de um meio conduzir calor, sendo uma propriedade intrínseca do material. Para materiais isotrópicos, como minerais com simetria cristalina cúbica (p.ex granada, sal-gema, galena), a condutividade térmica é um escalar. Entretanto, os principais minerais formadores de rocha (como quartzo, o feldspato e a mica, entre outros) são anisotrópicos. Nestes casos, a condutividade térmica é um tensor, o que implica que o fluxo de calor pode não fluir exatamente na mesma direção do gradiente térmico (CERMAK e RYBACH, 1982).

Outra propriedade térmica importante dos materiais é a capacidade térmica volumétrica, C_P . Esta propriedade corresponde a uma medida quantitativa do calor

necessário para elevar uma unidade de volume do material em uma unidade de temperatura, sendo C_P expresso em $\text{Jm}^{-3}\text{°C}^{-1}$ no Sistema Internacional de Medidas (SI). Para um material sujeito a um dado fluxo de calor, quanto menor for o C_P , maior a variação da temperatura.

A capacidade térmica também pode ser determinada por unidade de massa do material. Neste caso, é denominada de calor específico c , cuja unidade é expressa em $\text{Jkg}^{-1}\text{°C}^{-1}$, segundo a equação 2.11:

$$c = \frac{C_P}{\rho} \quad (2.11)$$

onde ρ (kg^{-3}) é a densidade do material.

A outra propriedade térmica dos materiais, relacionadas às duas últimas, é a difusividade térmica (κ), que expressa a capacidade de um determinado material em difundir calor. Essa propriedade é definida como a razão entre a condutividade térmica e a capacidade térmica volumétrica C_P , expressa em (m^2s^{-1})

$$\kappa = \frac{K}{C_P} = \frac{K}{\rho c} \quad (2.12)$$

onde ρ é a densidade e c e o calor específico.

2.2 Modelos de Estiramento Litosférico

2.2.1 Modelo de Estiramento Litosférico uniforme - MCKENZIE (1978)

O modelo proposto por MCKENZIE (1978), também conhecido por modelo de estiramento uniforme, considera a evolução da bacia em duas fases: fase rifte e fase de subsidência térmica (Figura 2.3). Durante a fase rifte, a litosfera é submetida a distensão instantânea por cisalhamento puro, que resulta em um afinamento uniforme. Este estágio é controlado por falhamento normal da crosta e compensação isostática local do afinamento litosférico, que resultando em uma subsidência inicial da bacia (Figura 2.3b).

Para simplificar a formulação matemática, MCKENZIE (1978) considerou a distensão da Litosfera, a qual quantificou pelo fator de estiramento β , como instantâneo. A distensão da litosfera é quantificada pelo fator de estiramento β , que representa a magnitude com que a largura original da placa litosférica foi distendida. Além disso, MCKENZIE assumiu algumas premissas importantes, destacando-se: (a) não há perda de calor durante o processo de rifteamento instantâneo; (b) ignora-se a produção de calor radiogênico na crosta e a intrusão de diques; (c) considera-se compensação isostática local 1D, durante todo o tempo; (d) a perda de calor após

o fim do rifteamento é estritamente vertical e não considera o efeito *blanketing* provocado pela sedimentação (BREMAECKER, 1983).

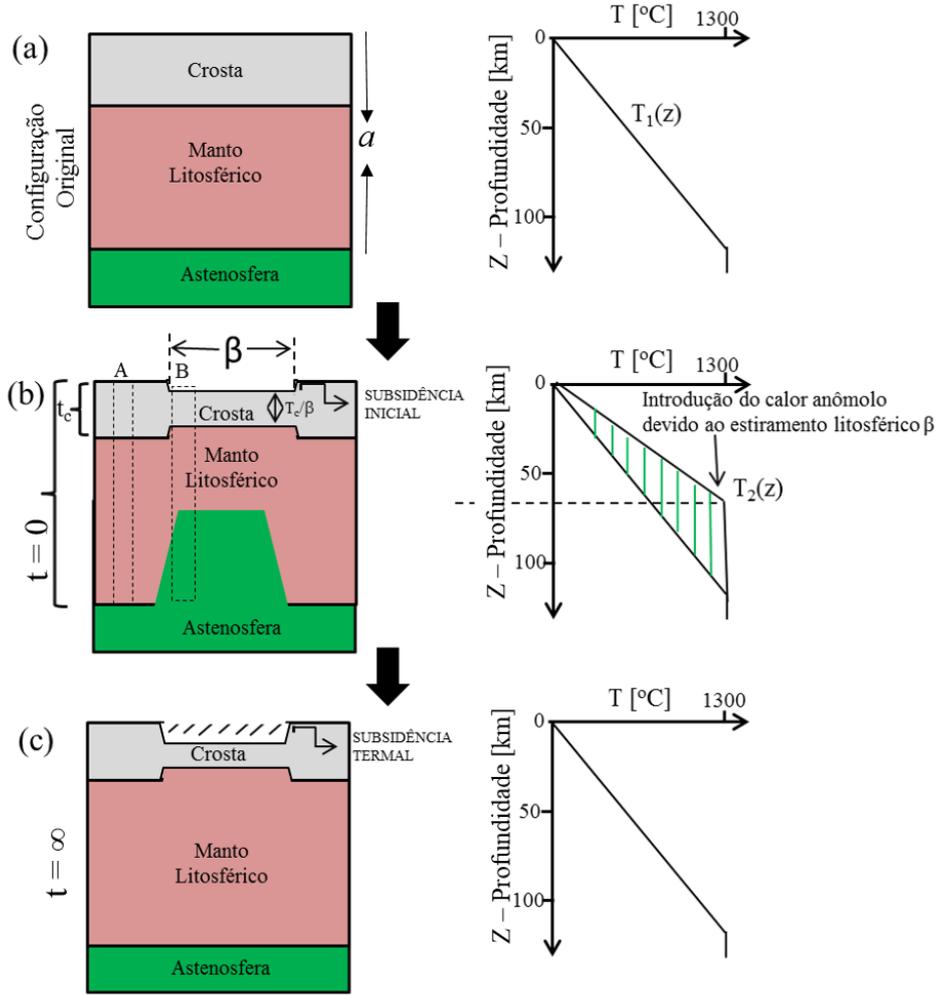


Figura 2.3: Esquema ilustrativo do modelo de rifteamento uniforme instantâneo de MCKENZIE (1978). (a) Condição de equilíbrio inicial; (b) Configuração após o processo de rifteamento, imediatamente após o evento extensional; (c) Condições de equilíbrio térmico no final da fase de subsidência térmica, quando $t = \infty$. (Modificado de ALLEN e ALLEN (2013).

Ao final do processo de distensão, o campo de temperatura ao longo da litosfera na direção vertical (z) (Figura 2.3b) é representado pelas equações 2.13 e 2.14:

$$T = T_m \quad , \quad 0 < \frac{z}{a} < \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) \quad (2.13)$$

$$T = T_m \beta \left(1 - \frac{z}{\beta}\right) \quad , \quad \left(1 - \frac{1}{\beta}\right) < \frac{z}{a} < 1 \quad (2.14)$$

onde a , T_m e β representam respectivamente a espessura original da litosfera, a temperatura potencial do manto astenosférico e o fator de estiramento da litosfera.

Para determinar o campo de temperatura e o fluxo térmico, em função do tempo, pode-se resolver a equação de calor (2.15):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2.15)$$

Assumindo como condições de contorno, no final da fase rifte, as temperaturas na superfície e na astenosfera conforme abaixo:

$$T = 0 \quad Z = 0 \quad (2.16)$$

$$T = T_m \quad Z = a \quad (2.17)$$

o desenvolvimento da equação do calor (equação 2.15) por expansão em série de Fourier resulta no campo de temperatura ao longo da litosfera definido por:

$$\frac{T}{T_m} = 1 - \frac{z}{a} + \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \left[\frac{\beta}{n\pi} \sin \frac{n\pi}{\beta} \right] \times \exp\left(\frac{-n^2 t}{\tau}\right) \sin \frac{n\pi z}{a} \quad (2.18)$$

onde:

$$\tau = \frac{a^2}{\pi^2 \kappa} \quad (2.19)$$

O fluxo de calor na superfície ao longo do tempo $F(t)$, considerando-se a condutividade térmica da litosfera como constante, é expresso pela equação:

$$F(t) = \frac{\kappa T_m}{a} \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{\beta}{n\pi} \sin \frac{n\pi}{\beta} \right] \times \exp\left(-\frac{n^2 t}{\tau}\right) \right\} \quad (2.20)$$

Ressalta-se que, após o final do processo do rifteamento, ocorre a segunda fase de evolução da bacia, denominada de fase de subsidência térmica. Esta segunda fase que se caracteriza pelo resfriamento progressivo da litosfera, induzido pela difusão de calor para a superfície. Como consequência da difusão e contração térmica da litosfera, ocorre subsidência lenta e ampla, acompanhada por decréscimo exponencial do fluxo de calor, até se aproximar das condições de equilíbrio. Isso pode ocorrer em aproximadamente 60 Ma após o final da fase de rifteamento para uma litosfera com espessura inicial/original de 125 km. No entanto, este intervalo de tempo pode variar bastante já que depende do termo τ (equação 2.19) em que o quadrado da espessura da litosfera está no denominador.

A subsidência térmica não é associada com falhamentos, mas controlada pela

resposta ao grau de distensão da litosfera. Essa subsidência se relaciona à magnitude do aquecimento pelo qual a litosfera passou durante a ascensão passiva da astenosfera.

No modelo de MCKENZIE (1978), embora simplificado. Foi um marco no entendimento de bacias extensivas, ao relacioná-las a estiramento/afinamento litosférico e oferecer uma maneira de calcular em função disto, as histórias térmicas e de subsidência da bacia. O modelo foi aplicado com sucesso em bacias extensionais (??).

2.2.2 Modelo de Afinamento e Estiramento Uniforme por Rifte Prolongado - JARVIS e MCKENZIE (1980)

O regime térmico e transiente de uma bacia sedimentar é altamente influenciado pelo processo geodinâmico de rifteamento. Como mencionado anteriormente, o primeiro modelo de rifteamento foi originalmente proposto por MCKENZIE (1978) e posteriormente modificado para situações geológicas mais complexas (HELLINGER e SCLATER, 1983; ROYDEN e KEEN, 1980). Ao assumir nesses modelos que o tempo de rifteamento é instantâneo, a anomalia térmica depende inteiramente da advecção vertical, ou seja, não ocorre perda de calor por difusão durante a extensão. Entretanto, a duração do episódio de rifteamento tem impactos no efeito transiente de difusão de calor para a superfície durante a ascensão da litosfera (JARVIS e MCKENZIE, 1980).

Durante o processo de estiramento, pode ocorrer difusão de calor antes do final, dependendo da duração do rifte. Como consequência, a anomalia térmica resultante e a subsequente contração térmica são reduzidas. Segundo esses autores, nos casos em que as taxas de distensão são muito lentas, a anomalia térmica pode ser bem diminuída. Portanto, JARVIS e MCKENZIE (1980) propuseram um modelo para cálculo de fluxo térmico e histórias de subsidência em bacias distensionais considerando o tempo de rifteamento e a comparação com o modelo de rifteamento instantâneo de MCKENZIE (1978).

Na formulação física do modelo, foi considerado que o manto litosférico é estirado com velocidade $u(x)$, sendo substituído pelo material da astenosfera (Figura 2.4). As condições de contorno superiores e inferiores de temperatura são mantidas constantes, como assumido nos modelos de rifteamento instantâneo HELLINGER e SCLATER (1983); MCKENZIE (1978). A litosfera é considerada como deformada por cisalhamento puro, sendo $V(x,0) = V_0$ constante, a variação da temperatura é considerada nula na horizontal, onde V é o componente vertical da velocidade (Figura 2.4). Considera-se que a velocidade vertical é nula em $Z = a$, e assume-se como premissa que varia linearmente com Z conforme equação 2.21:

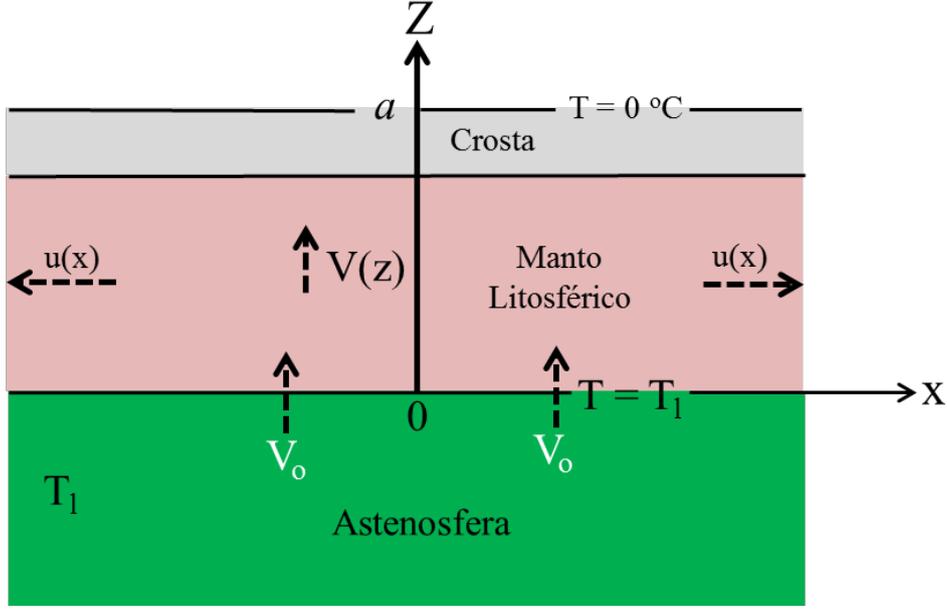


Figura 2.4: Diagrama esquemático do modelo de rifteamento finito, no qual o tempo de rifteamento é considerado, modificado de JARVIS e MCKENZIE (1980).

$$V(z) = G(a - z) \quad (2.21)$$

onde $G = V_0/a$ é a magnitude do gradiente de velocidade vertical ao longo de a . Para determinar o campo de temperatura e o fluxo térmico durante a distensão em função do tempo, é resolvida a equação de calor (2.15) modificada para:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + G(a - z)\frac{\partial T}{\partial z} = K \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2.22)$$

Esta equação é resolvida por substituição de variáveis:

$$T(z, t) = \frac{-T_1 \operatorname{erf} \left[\left(\frac{z}{a} - 1 \right) \sqrt{\frac{G'}{2}} \right]}{\operatorname{erf} \sqrt{\frac{G'}{2}}} + T_1 \sum_{n=1}^{\infty} a_n \theta_n e^{-\frac{K_n k t}{a^2}} \quad (2.23)$$

onde o parâmetro adimensional G' representa as velocidades associadas com a advecção e difusão térmica. Para valores de G' tendendo ao infinito, o modelo se aproxima do rifte instantâneo e a solução da equação 13 reduz para o Modelo de MCKENZIE (1978). A partir do gradiente de temperatura da equação 2.23 pode-se calcular o fluxo térmico $F(t)$ considerando-se condutividade térmica da litosfera constante:

$$F(t) = \frac{\kappa T_1}{a} \left\{ \frac{\sqrt{\frac{2G'}{\pi}}}{\operatorname{erf} \sqrt{\frac{G'}{2}}} - a \sum_{n=1}^{\infty} \left(a_n e^{-\frac{K_n k t}{a^2}} \right) (d_z \theta_n) \Big|_{z=a} \right\} \quad (2.24)$$

Na fase de resfriamento e de subsidência térmica, considera-se o desenvolvimento a seguir. Em $t = \Delta t$, após a fase de distensão, inicia-se o processo de difusão térmica. A solução da equação 2.22 no estado de equilíbrio térmico, quando $G = 0$ é:

$$T(z) = T_1 \left(1 - \frac{z}{a}\right) \quad (2.25)$$

sendo assim, durante a fase de resfriamento, tem-se:

$$T(z, t) = T_1 \left(1 - \frac{z}{a}\right) + T_1 \sum_{n=1}^{\infty} b_n e^{\left[\frac{n^2 \pi^2 (t - \Delta t) \kappa}{a^2}\right]} \sin \frac{n\pi z}{a} \quad (2.26)$$

onde o coeficiente b_n é dado por:

$$b_n = \frac{2}{aT_1} \int_0^a \left[T(z, \Delta t) + T_1 \left(\frac{z}{a} - 1\right) \right] \sin \frac{n\pi z}{a} dz \quad (2.27)$$

O somatório na equação 2.26 corresponde à perturbação transiente do campo de temperatura. O termo $T(z, \Delta t)$ na equação 2.27 é dado pela equação 2.32 avaliada em $t = \Delta t$. A partir da integração da equação 2.23 e considerando-se a distribuição de temperatura dado pelas equações 2.13 e 2.14, ilustrado na Figura 2.3b, que define a configuração da estrutura de temperatura da litosfera no final da fase rifte do modelo de rifte finito originalmente proposto por MCKENZIE (1978), tem-se que:

$$b_n = \frac{2}{\pi} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \left(\frac{\beta}{n\pi} \sin \frac{n\pi}{\beta} \right) \quad (2.28)$$

Durante a fase de contração e resfriamento da litosfera, o fluxo térmico pode ser obtido pela diferenciação da equação 2.26:

$$F(t) = \frac{\kappa T_1}{a} \left\{ 1 + \pi \sum_{n=1}^{\infty} n b_n (-1)^{n+1} \times e^{\left[\frac{-n^2 \pi^2 (t - \Delta t) \kappa}{a^2}\right]} \right\} \quad (2.29)$$

2.2.3 Modelo de Afinamento e Estiramento Litoférico Variável ou em Duas Camadas - (HELLINGER e SCLATER, 1983; ROYDEN e KEEN, 1980).

No modelo proposto por MCKENZIE (1978), considera-se que a litosfera sub-crustal deforma-se na mesma proporção que a crosta, segundo o fator de estiramento β , com a distensão ocorrendo de forma uniforme ao longo da litosfera, independente da profundidade.

ROYDEN e KEEN (1980) observaram que o estiramento crustal (β_c) e a subsidência observados na margem rifteada do Canadá oriental eram menores do que aquelas previstas por MCKENZIE (1978). Essas autoras notaram que, durante a fase rifte, o suprimento de calor na região subcrustal teria que ser maior do que aquele

predito pelo modelo de placa de MCKENZIE (1978). Desse modo, consideraram os afinamentos da crosta inferior e do manto litosférico maiores do que os afinamentos crustais, aumentando localmente assim o fornecimento de calor durante a fase de distensão. Uma importante característica do modelo proposto pelas autoras é permitir que estiramentos subcrustais sejam significativamente distintos dos crustais.

O modelo de duas camadas (*two-layer*) proposto inicialmente por ROYDEN e KEEN (1980) foi baseado em determinações da subsidência tectônica. Entretanto, existem outras evidências geológicas, baseadas em sismica de refração que corroboram que o modelo de distensão da litosfera pode não ser uniforme em profundidade (HELLINGER e SCLATER, 1983). Esses autores desenvolveram uma formulação matemática de um modelo de duas camadas no qual consideram-se os estiramentos crustais e litosféricos como parâmetros independentes, mas mantendo as demais premissas assumidas por MCKENZIE (1978), apresentadas no item 2.2.1.

Inicialmente, considera-se uma litosfera em equilíbrio térmico de espessura a e espessura crustal t_c , no tempo $t = 0$ (Figura 2.5a). Imediatamente (ou infinitesimalmente) após o tempo $t = 0$, a litosfera é submetida a um evento distensional instantâneo, com a unidade de comprimento da crosta e da litosfera subcrustal sendo estirada, respectivamente, por fatores β_c e β_{sc} (na Figura 2.5b). A relação entre o parâmetro β_L , e os demais é expressa por:

$$\frac{a}{\beta_L} = \frac{t_c}{\beta_c} + \frac{a - t_c}{\beta_{sc}} \quad (2.30)$$

Na formulação matemática do modelo, esses pesquisadores consideraram conveniente introduzir os termos γ_L , γ_{sc} e γ_c :

$$\gamma_L = \left(1 - \frac{1}{\beta_L}\right), \gamma_c = \left(1 - \frac{1}{\beta_c}\right) e \gamma_{sc} = \left(1 - \frac{1}{\beta_{sc}}\right) \quad (2.31)$$

que representam, respectivamente, os fatores de afinamento da litosfera, da crosta e do manto subcrustal. Esses parâmetros obedecem à condição $0 \leq \gamma_L, \gamma_{sc}, \gamma_c \leq 1$ e a relação:

$$\alpha\gamma_L = t_c\gamma_c + (a - t_c)\gamma_{sc} \quad (2.32)$$

Imediatamente após o evento distensional, a distribuição de temperatura na litosfera é expressa pelas relações abaixo:

$$T = T_m \quad 0 \leq z \leq \alpha\gamma_L \quad (2.33)$$

$$T = T_m \left[1 + \beta_{sc}\left(\gamma_L - \frac{z}{a}\right)\right] \quad \alpha\gamma_L \leq z \leq \left(\alpha - \frac{t_c}{\beta_c}\right) \quad (2.34)$$

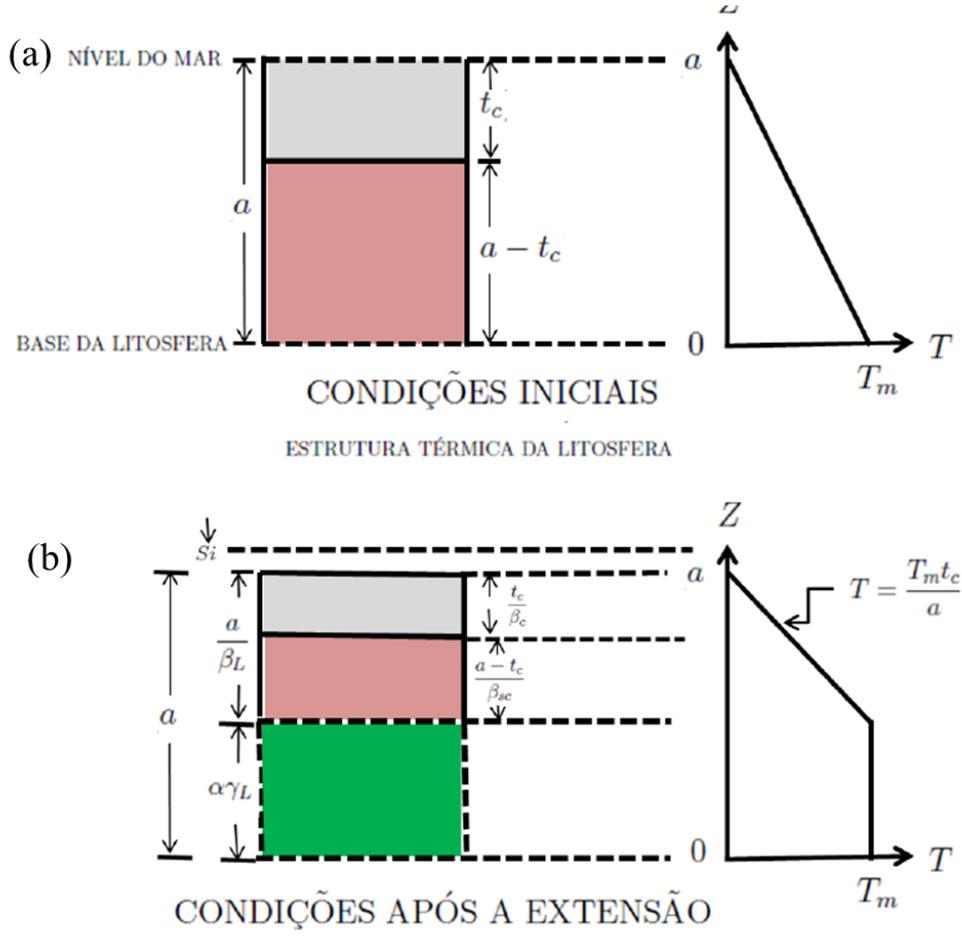


Figura 2.5: (a) Modelo unidimensional da litosfera antes da distensão. Crosta continental com espessura t_c sobre a litosfera subcrustal com espessura $a - t_c$. A estrutura de temperatura inicial com a profundidade na litosfera está ilustrada à direita. (b) Modelo unidimensional da crosta, litosfera subcrustal, e astenosfera ascendente no final da fase rifte. A distensão afina a crosta por um fator diferente da litosfera subcrustal. A estrutura de temperatura resultante da crosta e do manto superior está ilustrado à direita. Modificado de HELLINGER e SCLATER (1983).

$$T = T_m \beta_c \left(1 - \frac{z}{a}\right) \quad \left(\alpha - \frac{t_c}{\beta_c}\right) \leq z \leq a \quad (2.35)$$

onde z é considerado positivo para cima, a partir de uma profundidade de referência abaixo da superfície crustal, correspondente à espessura inicial da litosfera.

Para determinar o campo de temperatura e o fluxo térmico em função do tempo, pode-se resolver a equação de calor (equação 2.15), por expansão em séries de Fourier, utilizando-se as condições de contorno acima e as relações formuladas em 2.16 e 2.17. Com isso, o campo de temperatura, ao longo da litosfera, pode ser calculado pela solução da equação 2.15:

$$\frac{T}{T_m} = 1 - \frac{z}{a} + \sum_{n=1}^{\infty} C_n \sin \frac{n\pi}{a} \exp \left(-\frac{n^2 t}{\tau} \right) \quad (2.36)$$

onde τ é dado pela equação 2.19 e C_n pela relação abaixo:

$$C_n = \frac{2(-1)^{n+1}}{n^2 \pi^2} \left[(\beta_c - \beta_{sc}) \sin \left(\frac{n\pi c t}{a\beta_c} \right) + \beta_{sc} \sin \left(\frac{n\pi}{\beta_L} \right) \right] \quad (2.37)$$

A partir do campo de temperatura descrito pela equação 2.36, considerando-se uma condutividade térmica constante, o fluxo de calor $F(t)$ na superfície, ao longo do tempo, pode ser determinado pela equação:

$$F(t) = \frac{\kappa T_m}{a} \left[1 + \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n+1} n\pi C_n \exp \left(-\frac{n^2 t}{\tau} \right) \right]$$

onde κ é a condutividade térmica da crosta e da subcrosta:

2.3 Efeito *Blanketing*: Trabalhos Anteriores

O efeito da sedimentação no cálculo do fluxo térmico em superfície tem sido estudado desde o final da década de 40. BENFIELD (1949) foi o primeiro a considerar os efeitos térmicos transientes nos gradientes de temperatura em reservatórios de água subterrânea, relacionados ao soerguimento e denudação. Esse autor deduziu uma solução analítica para o fluxo térmico de superfície para um semi-espaço (*half-space*), considerando os efeitos de soerguimento e a erosão. No modelo de BENFIELD (1949), o fluxo térmico em superfície $Q_s(t)$ é calculado através do tempo (t) para um semi-espaço uniforme movendo-se com velocidade V a partir da superfície ($z = 0$), na formulação do modelo assume-se um fluxo térmico inicial uniforme Q_o (Figura 2.6). O $Q_s(t)$ é dado por:

$$Q_s(t) = Q_o \left[4i^2 \operatorname{erfc} \left(\frac{vt^{\frac{1}{2}}}{2k^{\frac{1}{2}}} \right) \right] \quad (2.39)$$

onde κ é a difusividade dos sedimentos e V é velocidade de soerguimento ou soterramento.

Observou-se que esses efeitos tectônicos induzem desequilíbrio nos gradientes de temperatura nos aquíferos, diminuindo o fluxo térmico em superfície. A equação analítica proposta por BENFIELD (1949) considera a difusividade térmica e as taxas de sedimentação como constantes ao longo do tempo. Devido a simplificações e incertezas, as correções sugeridas por esse autor são imprecisas e mal definidas (HUTCHISON, 1985).

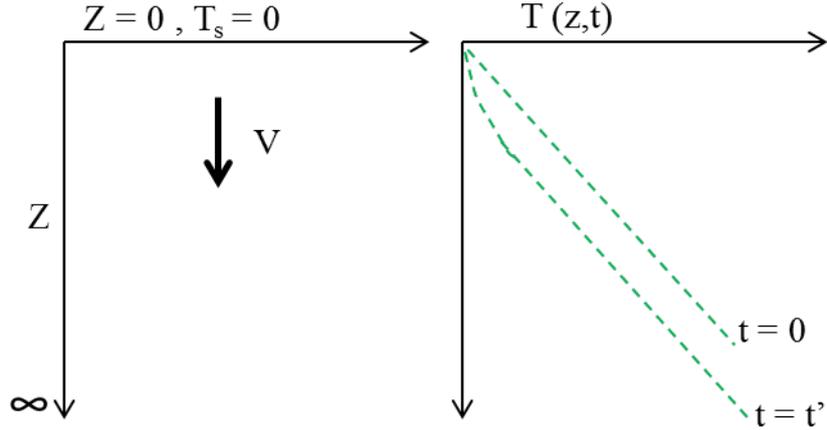


Figura 2.6: Modelo esquemático de sedimentação de um semi-espaço uniforme movendo a partir de $z = 0$ com velocidade V com temperatura na superfície $T_s = 0$. O gradiente geotérmico de equilíbrio em $t = 0$ é modificado com a deposição de uma camada sedimentar com difusividade κ e velocidade de soterramento V constantes. Modificado de HUTCHISON (1985).

Em contraposição ao modelo analítico proposto por BENFIELD (1949), vários outros autores investigaram o efeito da sedimentação que posteriormente ficou conhecido como efeito *blanketing*, como em (BREMAECKER, 1983), a partir de modelos numéricos, considerando a variação das propriedades térmicas dos sedimentos com o soterramento e a taxa de sedimentação variável (ALVAREZ *et al.*, 1984; BREMAECKER, 1983; HUTCHISON, 1985; LUCAZEAU e DOUARAN, 1985; SOUCHE *et al.*, 2017; THEISSEN-KRAH e RUEPKE, 2009).

HUTCHISON (1985) desenvolveu um modelo físico que usa as tendências de compactação para prever parâmetros térmicos e velocidade de soterramento dos sedimentos, considerando o transporte de calor por advecção em um sistema de bacia acoplada à litosfera. Esses parâmetros foram usados na solução numérica da equação 1D do calor pelo método de diferenças finitas, para a quantificação do efeito *blanketing* nos fluxos térmicos na superfície, ao se considerarem as variações da taxa de sedimentação, de litologia, da produção de calor radiogênico e da temperatura em superfície. Esse autor observou que, dependendo do tipo de sedimento (arenito, folhelho, carbonato ou halita), o fluxo térmico na superfície de uma bacia preenchida por 10 km de sedimentos pode diminuir em até 50% a partir de um valor de referência, com taxa de sedimentação de 1000 m/Ma. Em particular, essa análise demonstrou que as correções obtidas com o modelo de BENFIELD (1949) tendem a superestimar os fluxos térmicos na superfície, uma vez que os parâmetros térmicos foram considerados constantes.

BREMAECKER (1983) demonstrou com simulação numérica 1D por elementos finitos que a distribuição de temperatura na litosfera encontra-se fora de equilíbrio

se a taxa de sedimentação for superior a 100 m/Ma. Esse autor concluiu também que, para sedimentos com baixa condutividade térmica, como 1,9 W/[m.K], depositados sob taxas de sedimentação relativamente altas, de 330 m/Ma e sob fator de estiramento litosférico (β) de 1.6, o fluxo de calor no topo do embasamento no final da fase rifte é reduzido em aproximadamente 35% em comparação com o modelo de rifteamento instantâneo (MCKENZIE, 1978), no qual não se considera o efeito *blanketing*. LUCAZEAU e DOUARAN (1985) observaram que os fluxos térmicos no embasamento (Q_E) decaem até 30% em relação ao modelo de MCKENZIE (1978) em ambientes com taxas de sedimentação moderadas na fase rifte, de aproximadamente 200 m/Ma, e sob estiramento litosférico β de 4 (Figura 2.7), a partir da simulação numérica por diferenças finitas 1D do calor em escala litosférica. Esses autores verificaram ainda que a deposição de sedimentos com baixa condutividade térmica, de 2 W/[m.K], e taxa de sedimentação de 720 m/Ma, potencializam o decaimento do fluxo térmico no embasamento no início da fase de subsidência térmica (Figura 2.7a).

Em trabalho mais recente, SOUCHE *et al.* (2017) resolveram numericamente a equação 1D transiente do calor em escala litosfera através de elementos finitos, considerando o efeito *blanketing*. Esses autores observaram que, para bacias em que o espaço de acomodação é totalmente preenchido por sedimentos com baixa condutividade térmica, de 2,2 W/[m.K], os fluxos térmicos no embasamento calculados pela equação analítica do modelo de estiramento litosférico uniforme e instantâneo (MCKENZIE, 1978) são até 50% maiores do que aqueles obtidos com modelo numérico que considera o efeito da sedimentação (Figura 2.8). Esses autores observaram que o decréscimo dos fluxos térmicos no embasamento em relação ao modelo de MCKENZIE (1978) é proporcional à fração do espaço de acomodação preenchido pelos sedimentos durante a fase rifte. Observa-se um aumento do fluxo térmico no embasamento no início da fase de subsidência para os cenários em que o preenchimento do rifte é maior do que 40% (Figura 2.8). Segundo esses autores, este crescimento é a resposta transiente para o reequilíbrio do campo de temperatura na litosfera, após o final da deposição de sedimentos frios durante fase rifte. Para o cenário em que o rifte é 100% preenchido por sedimentos com alta taxa de sedimentação, de 200 m/Ma, o fluxo térmico no embasamento decresce 50%, de 98 mW/m² para 44 mW/m², devido ao efeito *blanketing*.

Os trabalhos citados acima resolveram numericamente a equação unidimensional de transferência de calor, avaliando a magnitude do efeito *blanketing* no cálculo de fluxo térmico, em comparação com os modelos de placa 1D, nos quais não se consideram os processos sedimentares (JARVIS e MCKENZIE, 1980; MCKENZIE, 1978). Os resultados obtidos por estes autores alertam que, se o efeito *blanketing* dos sedimentos não for considerado nas modelagens térmicas, os fluxos térmicos tendem

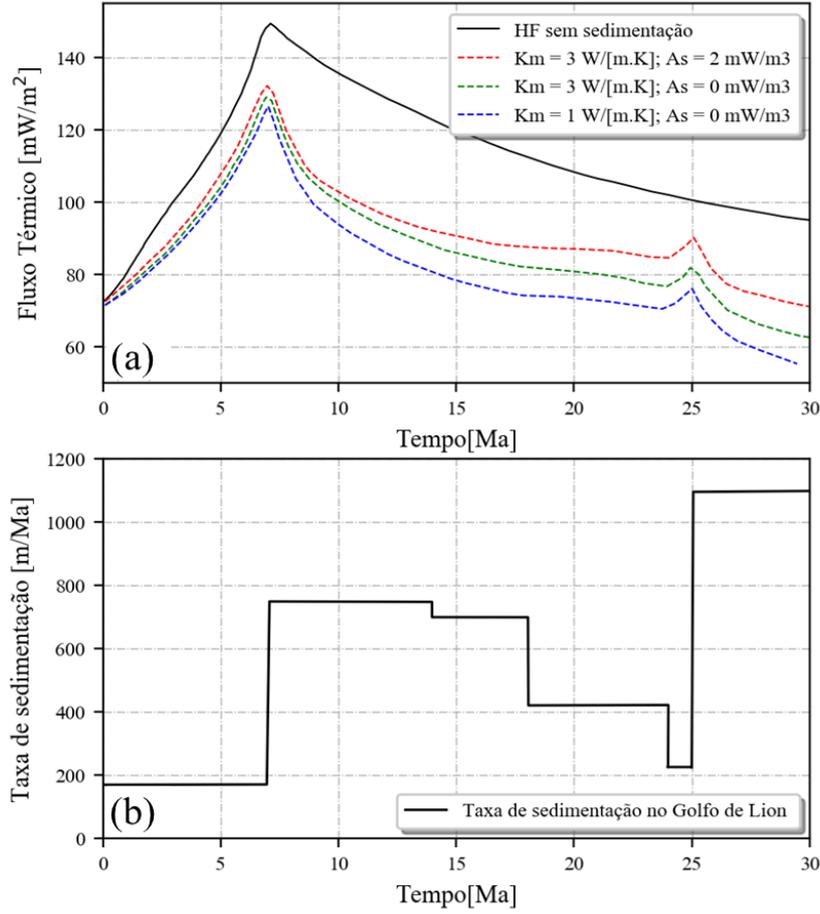


Figura 2.7: Em (a) Fluxos térmicos ao longo do tempo de poços do Golfo de Lyon: a curva sólida preta representa a simulação sem considerar o efeito *blanketing* dos sedimentos (MCKENZIE, 1978), as curvas vermelha e verde azul correspondem, respectivamente, às histórias de fluxo térmico com condutividades térmicas de 2 e 3 W/[m.K], com e sem produção de calor radiogênico; a curva azul representa o modelo com condutividade térmica de 3 W/[m.K] e produção de calor radiogênico nos sedimentos, A_s , de 2 mWm⁻³. Em (b), taxa de sedimentação. Modificada de LUCAZEAU e DOUARAN (1985).

a ser superestimados no embasamento e na superfície.

Nos modelos apresentados nos itens anteriores, a equação do calor foi resolvida apenas na direção vertical. Entretanto, realisticamente, pode ocorrer transferência lateral de calor em bacias que apresentam grande variação lateral da condutividade térmica e dos fatores de estiramento (p.ex., onde ocorre mini-bacias de Sal, como na Bacia de Santos). ALVAREZ *et al.* (1984) avaliaram o efeito *blanketing* e o efeito da condução lateral do calor em modelos sintéticos com grande variação lateral de fatores de estiramento. As soluções numéricas desses autores em 1D foram validadas por comparação com a solução analítica para afinamento uniforme unidimensional, em rifteamento prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980), que não considera o efeito *blanketing* e nem a condução lateral de calor. Verificou-se que o campo de

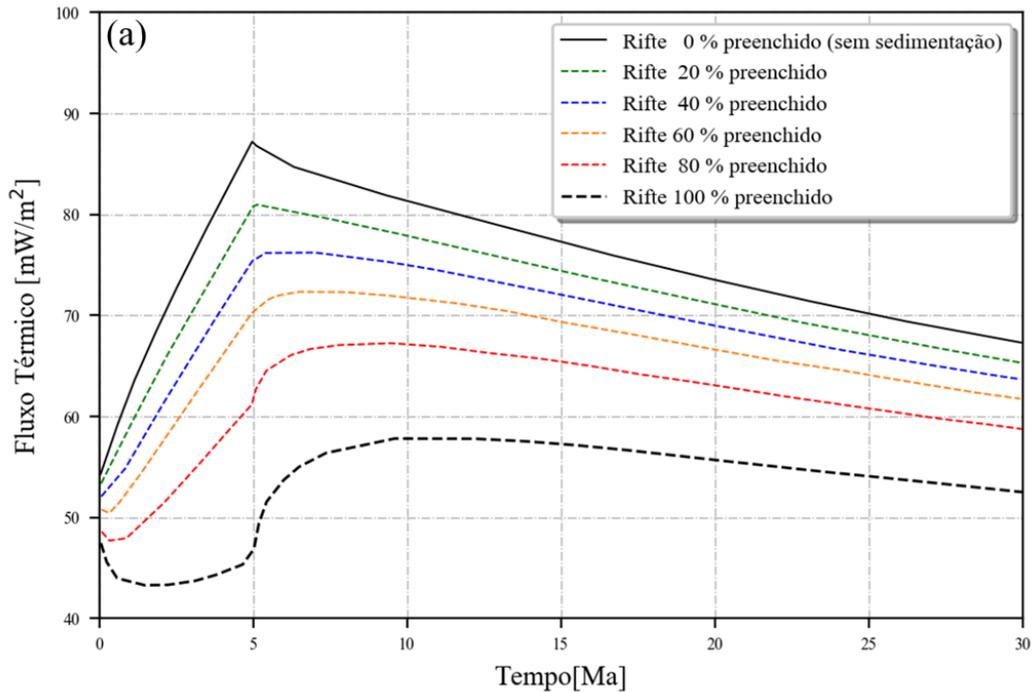


Figura 2.8: Fluxo térmico no embasamento para diferentes preenchimentos do espaço de acomodação durante a fase rifte. A curva preta contínua representa o Q_E previsto pela equação de MCKENZIE (1978), modificada de SOUCHE *et al.* (2017).

temperatura da litosfera durante a fase de distensão é perturbado significativamente, ocorrendo a diminuição da magnitude do fluxo térmico no topo do embasamento sob as taxas de sedimentação entre 100 m/Ma e 500 m/Ma.

Entretanto, a principal conclusão do trabalho de ALVAREZ *et al.* (1984) foi a identificação de soerguimento nas bordas das margens simuladas em decorrência do aumento do fluxo de calor em zona não estirada, pela condução lateral de calor (Figura 2.9a e b). Foram comparados os resultados obtidos a partir das soluções numéricas 1D e 2D com a solução analítica do modelo de afinamento litosférico uniforme e instantâneo (MCKENZIE, 1978). Nota-se que o fluxo de calor calculado pela solução numérica 2D para afinamento litosférico máximo no eixo da bacia, β de 5, é aproximadamente 50% inferior ao previsto pelo modelo de estiramento instantâneo (Figura 2.9a). Portanto, o fluxo térmico no embasamento tende a ser superestimado em bacias com grande variação lateral de afinamento se o efeito lateral de transferência de calor não for considerado.

2.4 O Efeito *Blanketing* no modulo térmico do Temispack e GENEX 1D (do IFP, *Institut Français du Pétrole*).

Os módulos térmicos dos pacotes de modelagem de bacias desenvolvidos no *Institut Français du Pétrole* (IFP), Genex 1D e Temispack, assumem que a transferência de calor dentro da bacia ocorre, principalmente, por condução (UNGERER, 1990). No Temispack, a aplicação acoplada da equação do calor inclui a transferência de calor por convecção vertical de fluidos pela expulsão da água durante a compactação. Para um volume infinitesimal em uma bacia sedimentar, a variação da quantidade de energia térmica total no tempo é igual ao fluxo de calor devido à condução, mais o calor transportado pelo processo convectivo de fluidos (UNGERER, 1990), conforme expresso na equação 2.40:

$$(\rho C_p)_r \frac{\partial T}{\partial t} + \overset{Condução \setminus Difusão}{div}(-K_r \nabla T) + div \left\{ \left[\overset{advecção}{(\rho C_p)_r \vec{V}_r} + \overset{convecção}{\rho_w C_w \vec{U}_w} \right] T \right\} = \overset{Fonte}{A_s} \quad (2.40)$$

onde:

$(\rho C_p)_r$ é a capacidade calorífica da rocha ($Jm^{-3}C^{-1}$);

K_r é a condutividade térmica da rocha ($Wm^{-1}C^{-1}$);

\vec{V}_r velocidade de soterramento dos sólidos (ms^{-1});

\vec{U}_w velocidade de filtração do fluido em relação à matriz de sólidos (ms^{-1});

A_s é produção de calor radiogênico nos sedimentos;

A equação 2.40 descreve a variação da temperatura no tempo (primeiro termo da esquerda) com o transporte de calor por condução (segundo termo no lado esquerdo), transferência de calor por convecção e advecção (terceiro termo no lado esquerdo), e na geração interna de calor (termo do lado direito). Essa equação descreve também como a temperatura varia com o tempo em relação a qualquer mudança no suplemento de calor ou condições de contorno. Dois regimes térmicos são contemplados: (1) o estado transiente mostra como a temperatura varia com o tempo a partir de uma perturbação; (2) o estado estacionário descreve o estado final de temperatura em tempo longo após a perturbação, uma vez que todo o calor tenha sido transferido e o equilíbrio restabelecido.

A capacidade térmica $(\rho C_p)_r$ das rochas sedimentares depende das propriedades físicas dos sólidos e dos fluidos e da porosidade (DEMING e CHAPMAN, 1989):

$$(\rho C_p)_r = \rho_s C_s (1 - \phi) - \rho_w C_w \phi \quad (2.41)$$

onde ρ_s e ρ_w são as densidades dos sólidos e dos líquidos e C_s e C_w , respectivamente as capacidades térmicas caloríficas dos sólidos e dos líquidos.

A duração do estado transiente depende das características geométricas e da difusividade térmica do meio, que é diretamente proporcional à condutividade térmica e inversamente proporcional ao produto da densidade com a capacidade calorífica (equação 2.12). A deposição de sedimentos frios com propriedades térmicas distintas da crosta tem impactos na transferência de calor e conseqüentemente no estado transiente do sistema. À medida que sedimentos frios são depositados na superfície, ocorre uma mudança no gradiente geotérmico e conseqüentemente no fluxo térmico na superfície e no embasamento. Segundo BREMAECKER (1983), estes efeitos são significantes para taxas de sedimentação maiores do que 100 m/Ma.

A condutividade térmica *bulk* dos sedimentos (K_r) é calculada a partir de fórmula semi-empírica, que considera a variação com a porosidade (ϕ), a litologia e a temperatura (Ungerer, 1990):

$$K_r = K_m \left(\frac{K_w}{K_m} \right)^\phi (1 + \alpha T)^{-1} \quad (2.42)$$

onde K_m , K_w e ϕ representam, respectivamente, as condutividades térmicas da matriz dos sedimentos, da água e da porosidade. O termo da direita $(1 + \alpha T)^{-1}$ representa a dependência da condutividade (K_R) com a temperatura T . Entretanto, em todos os experimentos desta pesquisa, considerou-se este termo nulo.

A porosidade (ϕ) varia em função do soterramento (z) e pode ser obtida com medidas diretas em laboratório, de testemunhos de poços, ou com medidas indiretas de dados de perfis (sônico, densidade, entre outros). Para determinados litotipos (folhelho, arenitos, carbonatos), a $\phi(z)$ pode ser normalmente expressa por uma função exponencial ATHY (1930):

$$\phi(z) = \phi_o e^{-\frac{z}{\lambda_s}} \quad (2.43)$$

onde ϕ_o é a porosidade na superfície durante a deposição de uma determinada litologia e λ_s a constante de decaimento da porosidade com o soterramento. A campo de temperatura na litosfera e o fluxo de calor do embasamento é calculado a partir da equação de conservação do calor, equação 2.44 (UNGERER, 1990):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\kappa_L \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} + \frac{A_L}{(\rho C)_L} \quad (2.44)$$

sendo κ_L , a difusividade térmica, $(\rho C)_L$ a capacidade calorífica, A_L , a quantidade de calor gerado por elementos radioativos na litosfera e Z , a profundidade a partir da superfície. A contribuição da convecção de fluidos mantélicos é desconsiderada.

O modelo de distribuição do calor radiogênico na litosfera assumido no Temispack

e no GENEX é o exponencial:

$$A_L(z) = A_0 e^{-\frac{z}{Z_h}} \quad (2.45)$$

onde $A_L(z)$ é a quantidade de calor produzido por unidade de volume na profundidade z ; A_0 , a quantidade de calor produzido por unidade de volume na superfície; Z_h , a profundidade em que a concentração de elementos radioativos é metade do máximo valor de produção de calor radiogênico na superfície A_0 . A integração de $A_L(z)$ na espessura da crosta resulta na contribuição crustal ao fluxo térmico que ascende da astenosfera.

2.5 Modelo *rift* do GENEX

Para os experimentos em que se considera o estiramento litosférico, utilizou-se a opção *rift* do programa de modelagem de bacias GENEX. Neste programa de modelagem 1D, pode ser simulado o efeito térmico de ascensão da litosfera na opção *rift* pelo modelo de afinamento litosférico uniforme e instantâneo de MCKENZIE (1978), que considera um único fator de estiramento para a litosfera inteira e o processo distensivo é considerado instantâneo, assim como pelo modelo de afinamento litosférico uniforme e prolongado, de JARVIS e MCKENZIE (1980), que considera o tempo de rifteamento. Tem-se a opção também de considerar a divisão da litosfera em duas camadas, equivalente aos modelos de duas camadas (HELLINGER e SCLATER, 1983; ROYDEN e KEEN, 1980). Entretanto, na ferramenta *rift* do GENEX tem-se a opção de considerar o tempo de rifteamento nos modelos com fatores de estiramento crustal e litosféricos distintos. Até o momento O GENEX e Temispack são os únicos programas de modelagens de bacia comercial que consideram o efeito térmico da deposição dos sedimentos (*blanketing*).

No modelo *rift* GENEX, a condição de contorno de temperatura basal é móvel, ou seja, durante o rifteamento, a ascensão da base da litosfera é controlada pelos fatores de estiramento crustal (β_c) e sub-crustal (β_{sc}). A fase de busca de equilíbrio térmico, na tendência de retorno da litosfera à espessura original, baseia-se no modelo de resfriamento e contração da litosfera originalmente proposto por JARVIS e MCKENZIE (1980). Portanto, através deste programa de simulação 1D, é possível descrever o campo de temperatura da litosfera e na bacia, contemplando a entrada de calor na bacia no processo transiente de ascensão da astenosfera, e os processos relacionados a sedimentação e variação de temperatura na superfície. Com isso, é possível avaliar a magnitude destes efeitos acoplados na distribuição de temperatura e, conseqüentemente, do fluxo térmico ao longo de todas as etapas de desenvolvimento da bacia.

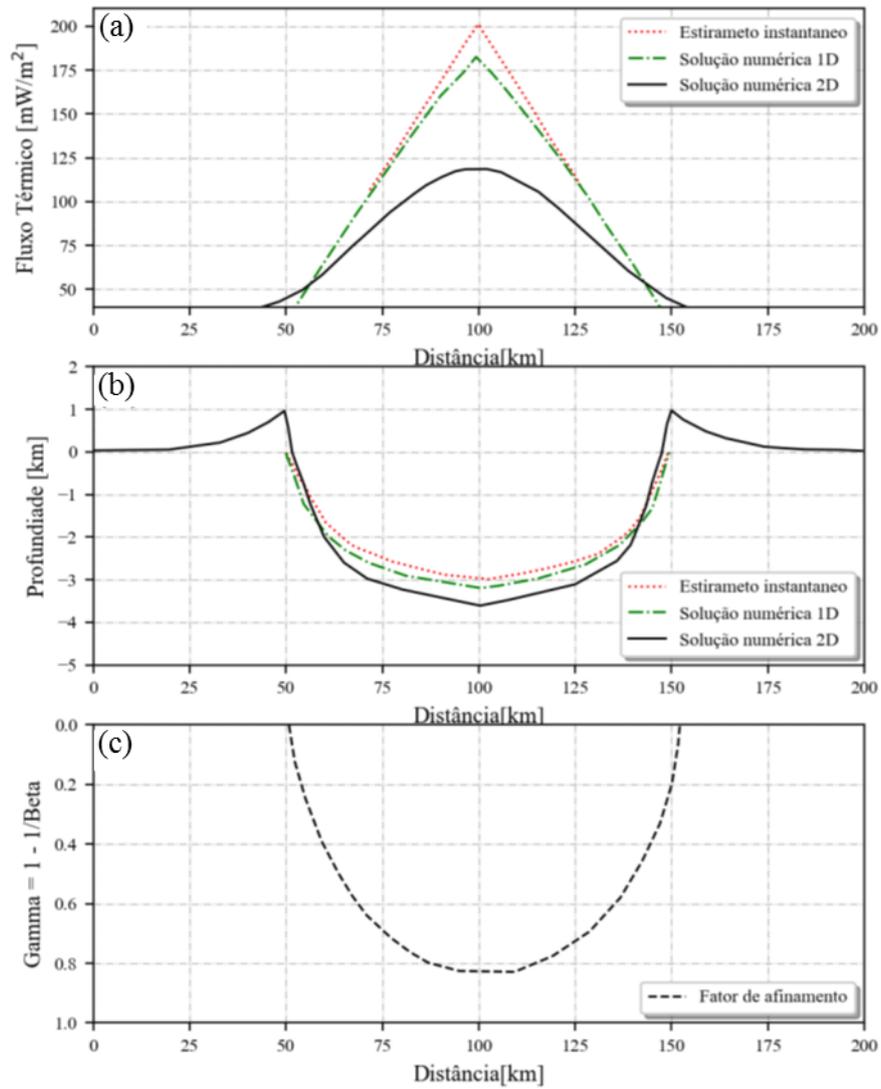


Figura 2.9: Em (a) fluxo térmico no embasamento (Q_E): curva vermelha corresponde a afinamento litosférico uniforme e instantâneo (ALVAREZ *et al.*, 1984); curva verde corresponde a afinamento litosférico uniforme e prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980), e curva preta representa o Q_E calculado a partir da resolução numérica 2D da equação do calor, utilizando diferenças finitas (ALVAREZ *et al.*, 1984). Em (b), subsidência tectônica inicial correspondente aos diferentes cenários descritos em a; (c) perfil de fator de afinamento litosférico γ ($1 - 1/\beta$) através da bacia sintética de 200 km de largura e eixo central em 100 km, modificado de ALVAREZ *et al.* (1984).

Capítulo 3

Metodologia

Neste capítulo, é apresentado o planejamento dos experimentos numéricos, incluindo a discretização dos modelos, a escolha dos programas de modelagem numérica, e os testes de validação.

3.1 Planejamento dos experimentos de simulação

Para a realização dos experimentos de simulação, inicialmente, procedeu-se à definição do tamanho ideal da malha espaço-tempo a ser utilizada, incluindo a amostragem em profundidade e os passos de tempo (*time step*) adequados para obtenção de resultados numéricos, calculados com os pacotes computacionais de simulação de bacias GENEX (1D) e Temispack (1D e 2D) (BURRUS *et al.*, 1996).

3.1.1 Parametrização dos experimentos de simulação

Todos os cenários apresentados nesta dissertação foram calculados em modelos litosféricos, incluindo: preenchimento sedimentar, crosta superior de 15 km de espessura, crosta inferior com 15 km de espessura, manto litosférico com 90 km de espessura e parte superior (30 km) do manto astenosférico (Figura 3.1). A configuração inicial dos modelos corresponde a uma litosfera de 120 km de espessura, 90 km de manto litosférico com manto astenosférico, que se estende de 120 km até 150 km de profundidade (Figura 3.1a).

Os parâmetros petrofísicos utilizados são os mesmos assumidos por SOUCHE *et al.* (2017), cujo trabalho pode ser considerado referência recente no estudo do efeito *blanketing* dos sedimentos (Tabela 3.1). O campo inicial de temperatura da litosfera em equilíbrio térmico (Figura 3.1b) foi determinado pela equação de condução do calor definida para litosfera (Equação 2.44).

O pacote computacional Temispack, versão 2008, foi utilizado para os experimentos sem afinamento litosférico, e o pacote computacional GENEX 1D foi utilizado

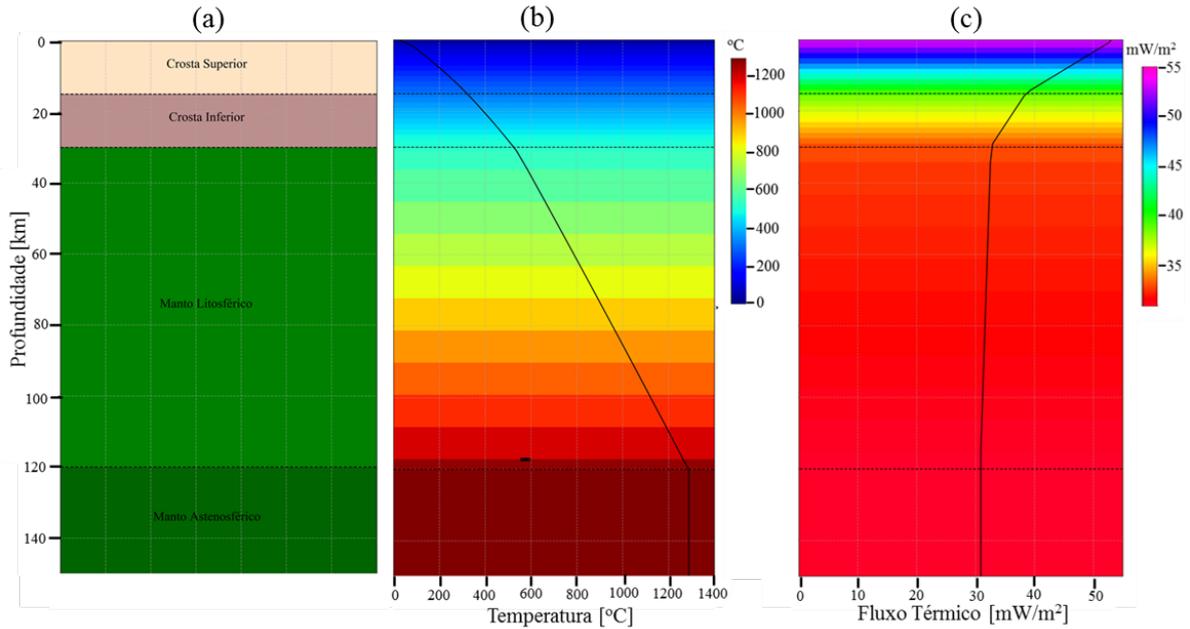


Figura 3.1: Em (a), é apresentada a configuração inicial do modelo, sendo 30 km de crosta continental, 90 km de manto Litosférico, e o restante de manto astenosférico, que se estende de 120 km até 150 km de profundidade. Em (b), geoterma inicial da litosfera, de acordo com os parâmetros petrofísicos utilizados (Tabela 3.1). Em (c), o fluxo térmico obtido do campo de temperatura definido em (b) e o modelo de condutividade térmica definida na Tabela 3.1.

para os experimentos que consideraram os afinamentos crustal e litosférico assim como para a aplicação aos pseudo-poços extraídos de seção geológica regional da Bacia de Santos. Optou-se pelo GENEX para a simulação dos experimentos com rifteamento por problemas técnicos na opção rifte do Temispack versão 2008. Foram estabelecidas, como condições de contorno iniciais para todos os experimentos, as temperaturas: 1) na superfície, T_s igual a 0°C , e 2) na base da litosfera, T_m igual a 1300°C (PARSONS e SCLATER, 1977). Para os trechos de manto astenosférico, foram assumidas as mesmas propriedades petrofísicas do manto litosférico e temperatura constante igual a 1300°C .

A partir da geoterma inicial, pode-se calcular o fluxo térmico em qualquer intervalo infinitesimal (Figura 3.1c), segundo a equação de conservação de calor na litosfera (equação 2.44), considerando parâmetros petrofísicos apropriados (Tabela 3.1). De acordo com a espessura da litosfera, com a espessura crustal e com a contribuição do calor radiogênico da crosta assumidas, o fluxo térmico no embasamento decresce de $53,5 \text{ mW/m}^2$ na superfície até atingir 31 mW/m^2 na base da crosta, permanecendo praticamente constante até a base da litosfera (Figura 3.1c).

SOUCHE *et al.* (2017) concluíram que a dependência da condutividade térmica com a temperatura não altera significativamente os efeitos dos processos de sedimentação na evolução de fluxo térmico no embasamento. Assim, nesta pesquisa,

Unidade	ρ	C_P	K	A	CI	C_{ET}
	(kg/m ³)	(J/kg/K)	(W[m.K])	(W/m ³)	(km)	(1/°C)
Água	1000	4210	0.56	-	-	-
Sedimentos (matriz)	2700	837	-	0 à 1.5×10^{-6}	0	0
Crosta superior	2700	837	2.5	1×10^{-6}	15	3.28×10^{-5}
Crosta inferior	2950	837	2.5	4×10^{-7}	30	3.28×10^{-5}
Manto litosférico	3280	837	3.5	2×10^{-8}	90	3.28×10^{-5}

Tabela 3.1: Propriedades térmicas e materiais para diferentes unidades do modelo, modificada de SOUCHE *et al.* (2017). Sendo que A é a produção de calor radiogênico e CI condição de contorno inicial

não foram consideradas as variações da condutividade térmica com a temperatura.

O foco desta pesquisa se restringe ao efeito *blanketing* no campo de temperatura e fluxo térmico ao longo da litosfera (Figura 3.1), portanto não foram considerados efeitos isostáticos nem processos erosivos. Conseqüentemente, o modelo todo sofre subsidência contínua com a adição de sedimentos e efetivamente, a litosfera torna-se mais espessa.

Uma vez definido o modelo base em escala litosférica, analisou-se o efeito da deposição de sedimentos no campo de temperatura (Figura 3.1b) e no fluxo térmico (Figura 3.1c), através de três grandes grupos de experimentos, que correspondem a um total de 138 cenários: (1) 72 modelos conceituais sem afinamento litosférico ilustrados no fluxograma da Figura 3.2, (2) 60 modelos conceituais com afinamento litosféricos ilustrados no fluxograma da Figura 3.3 e (3) 6 modelos no estudo de caso na Bacia de Santos. Os resultados de cada um dos três grupos são discutidos nos capítulos 4 a 6. Além disso, os dois grupos de modelos conceituais foram subdivididos em subgrupos para otimizar a organização da dissertação.

(1) Modelos Conceituais Sintéticos Sem Afinamento Litoférico (Capítulo 4)

Nos experimentos que não consideraram o afinamento litoférico, foram testados os efeitos de parâmetros distintos no fluxo térmico no embasamento organizados em

72 Cenários – Modelos sem afinamento Litosférico

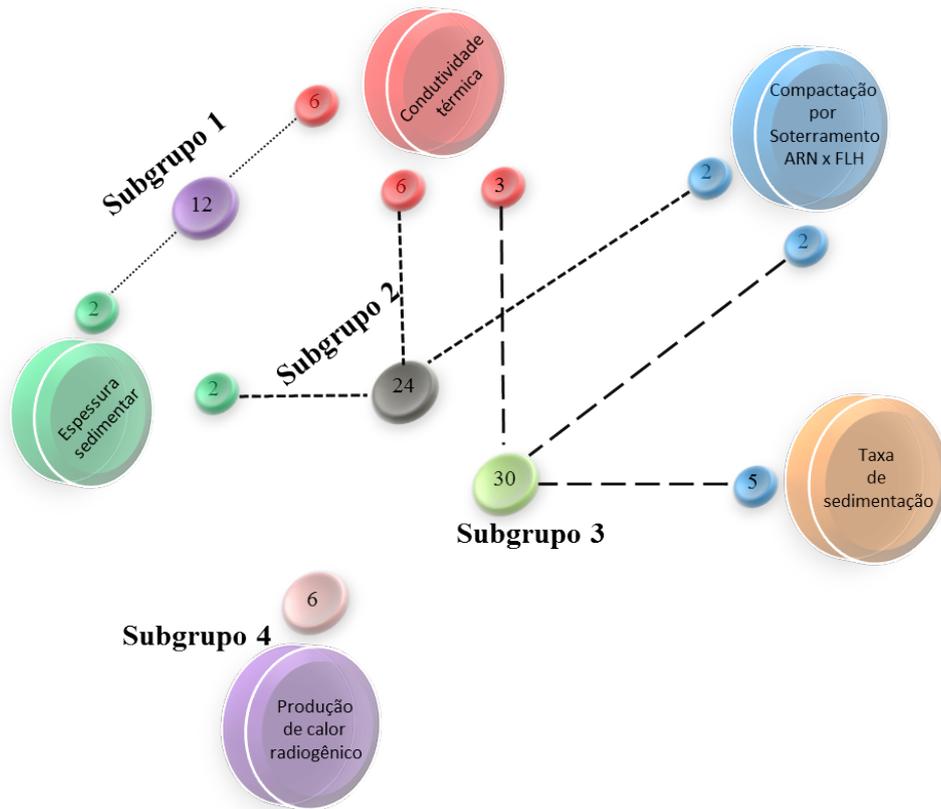


Figura 3.2: Diagrama esquemático com a definição dos quatro experimentos em que não se considerou os fatores de estiramentos

quatro subgrupos ilustrados no fluxograma da Figura 3.2:

a) **Espessura sedimentar e condutividade térmica dos sedimentos:** foram simulados 12 cenários com taxa de sedimentação fixa de 250 m/Ma neste primeiro subgrupo de experimentos, assumindo-se dois cenários de espessura sedimentar total, de 2 km e de 6 km, combinados com seis cenários de condutividade térmica da matriz dos sedimentos, K_m , igual a de 1 W/[m.K], 2 W/[m.K], 3 W/[m.K], 4 W/[m.K], 5 W/[m.K], e 20 W/[m.K] (Tabela A.1 - Apêndice A). Os resultados são apresentados no capítulo 4.1.

b) **Litologias e parâmetros de compactação:** num segundo subgrupo, além de se considerar variações da espessura de sedimentos e da condutividade térmica da matriz dos sedimentos (K_m), investigou-se a influência das litologias e de seus respectivos parâmetros de compactação, porosidade inicial (ϕ_o) e constante de compactação (λ_s), em 24 experimentos (Tabela A.2 - Apêndice A). Os resultados são apresentados no capítulo 4.2.

c) **Taxa de sedimentação:** no terceiro subgrupo de modelos, foram simulados 30 modelos com cenários com mesma espessura sedimentar final de 6 km, variando o

litotipo entre folhelho ou arenito, três cenários de condutividade térmica da matriz dos sedimentos e cinco cenários de taxas de sedimentação distintas, (de 125 m/Ma, 250 m/Ma, 500 m/Ma, 1000 m/Ma e 2000 m/Ma) (Tabela A.3 – Apêndice A). Os resultados são apresentados no capítulo 4.3.

d) Produção de calor radiogênico nos sedimentos: foram modelados seis cenários com espessura sedimentar fixa de 8 km de folhelho, taxa de sedimentação constante de 250 m/Ma, e condutividade térmica da matriz dos sedimentos fixa de 2 W/[m.K], mas variando-se a produção de calor radiogênico: 0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 1 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 2,1 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 2,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 3,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, e 10,0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ (Tabela A.4 – Apêndice A). Estes valores correspondem às médias de produção de calor radiogênico de folhelhos, compilados por HASTEROK *et al.* (2017) (Figura 3.3). Os resultados são apresentados no capítulo 4.4.

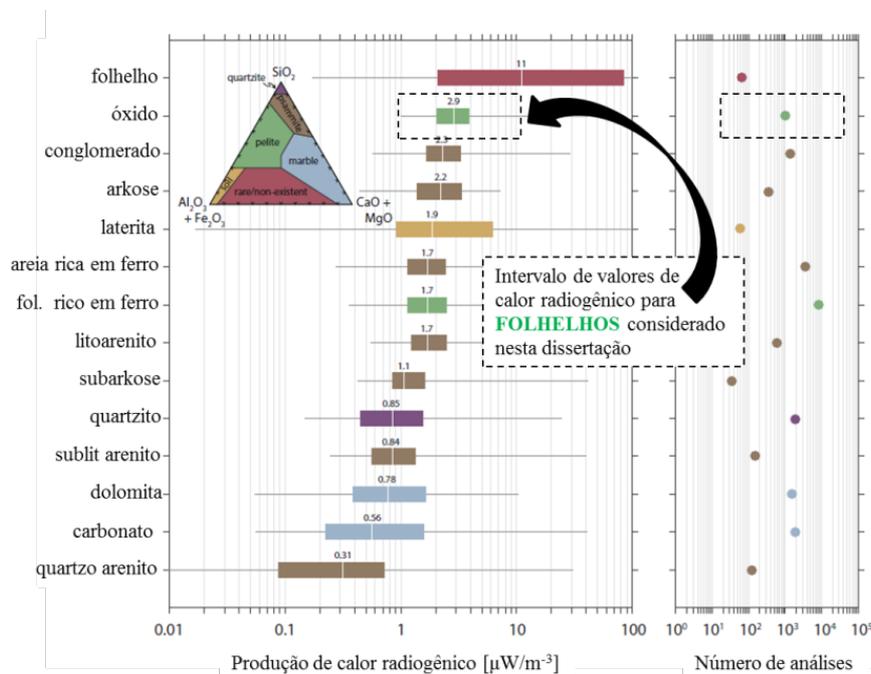


Figura 3.3: Na esquerda ilustra-se os valores de produção de calor radiogênico para diversos tipos de rochas sedimentares e a direita o número de análises de cada tipo de rocha (modificado de HASTEROK *et al.* (2017)).

(2) Modelos Sintéticos com Afinamento Litosférico, sem Sedimentação Pós-Rifte (Capítulo 5).

Neste grupo de modelos, foi considerado o efeito térmico do afinamento litosférico em rifteamento com duração de 20 Ma, durante o qual houve deposição de sedimentos, mas sem sedimentação no pós-rifte. Foram simulados 62 cenários com fatores de estiramento de 2, 4 e 6 (Tabelas – Anexo B). Neste grupo de experimentos (Figura 3.4), foi analisada a sensibilidade da história do fluxo térmico no topo do embasamento em 5 subgrupos também em relação à:

a) Espessura sedimentar rifte: Inicialmente, foram simulados 18 cenários

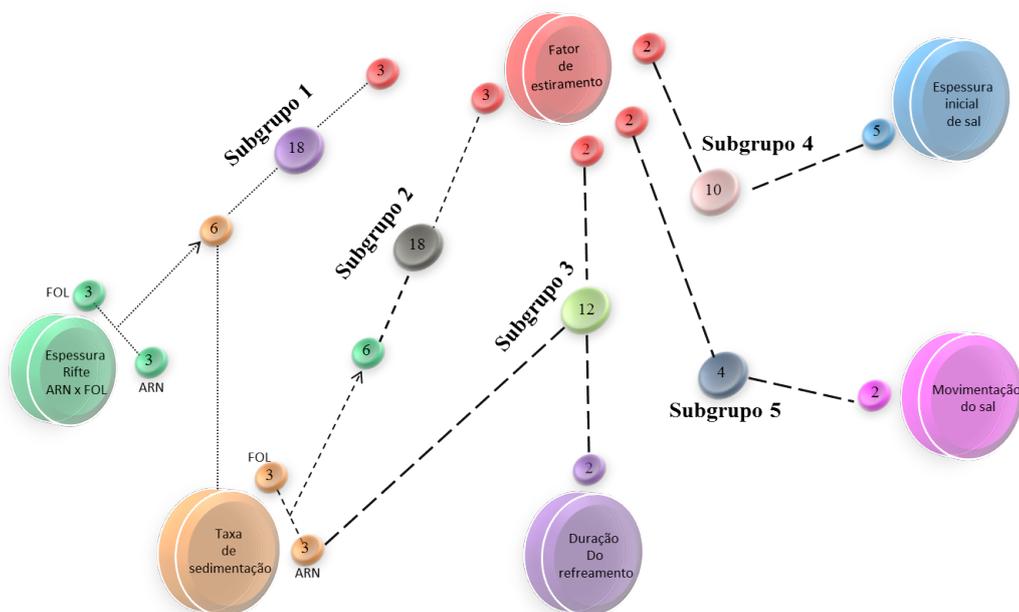


Figura 3.4: Diagrama esquemático com a definição dos quatro os experimentos em que considerou-se os fatores de estiramentos

(Tabela B.1 – Apêndice B), nos quais os três cenários de fatores de estiramentos foram combinados com três diferentes cenários de espessura sedimentar total ao final da fase rifte (1,42 km, 5,1 km, e 11,32 km), e duas predominâncias litológicas distintas, uma mais insular e outra mais condutiva, representadas como folhelhos ou arenitos. Como estes litotipos se caracterizam por distintas porosidades iniciais (ϕ_o) e constantes de compactação (λ_s), as respectivas taxas de sedimentação durante 20 Ma de rifteamento foram diferentes para o mesmo espaço de acomodação. Por exemplo, para preencher a espessura mínima testada de 1,42 km, a taxa de sedimentação de folhelhos corresponde a 125 m/Ma, que é extremamente elevado para folhelho puro (incluir referência). Para se obter a mesma espessura sedimentar com deposição de arenitos, a taxa de sedimentação correspondente é de 76 m/Ma. As demais taxas de sedimentação de folhelhos testadas, de 500 m/Ma e de 1000 m/Ma, são ainda menos geológicos servindo apenas como teste para complementar a variação de parâmetros utilizados. Tais valores correspondem a taxas de sedimentação de 316 m/Ma e 754 m/Ma de arenitos. Os resultados são apresentados no capítulo 5.1.

b) Taxa de sedimentação durante a fase rifte: Adicionalmente, foram simulados 18 cenários (Tabela B.2 – Apêndice B) nos quais foi investigado o impacto da taxa de sedimentação em rifte preenchido por arenitos ou folhelhos no efeito *blanketing*, para o mesmo tempo de rifteamento, de 20 Ma. As taxas de sedimentação

simuladas, de 125, 500 e 1000 m/Ma, correspondem a distintas espessuras de sedimentos sin-rifte. Ressalta-se que as taxas de 500 e 1000 m de folhelhos também foram utilizadas como teste, mas não tem coerência geológica. Os resultados são apresentados no capítulo 5.2.

c) Duração do Rifteamento: Em contraste com os cenários do item anterior, cuja duração de rifteamento foi de 20 Ma, foi investigada a contribuição da taxa de sedimentação no efeito *blanketing* em rifte com duração de 10 Ma, entre 130 Ma a 120 Ma, preenchido por arenitos ou folhelhos, com fatores de estiramento 2 ou 4, em 12 cenários (Tabela B.3 – Apêndice B). Essas litologias apresentam ϕ_o e λ_s diferentes e as taxas de sedimentação de 125, 500 e 1000 m/Ma correspondem a distintas espessuras de sedimentos compactados. Os resultados são apresentados no capítulo 5.3.

d) Deposição de halita no final da fase rifte: Nos itens anteriores, foram analisados o efeito *blanketing* da deposição de apenas sedimentos siliciclásticos, com baixa condutividade térmica. Nesta seção, foi analisado o efeito *blanketing* em 10 cenários com rifteamento de 20 Ma, preenchimento por 1,4 km de folhelho e fatores de estiramentos 2 ou 4 (Tabela B.4 – Apêndice B). Neste conjunto de experimentos, foi adicionado uma camada de halita, com condutividade térmica (K_m) de 5,5 W/[m.K] e porosidade nula, depositadas durante 1 Ma após o final da fase rifte. Foram testados cenários com taxas de sedimentação de 2 km/Ma, 3 km/Ma, 4 km/Ma e 5 km/Ma. Estas taxas de sedimentação correspondem a espessuras acumuladas de halita de 0 km, 2 km, 3 km, 4 km e 5 km. Os resultados são apresentados no item 5.4.

e) Substituição de halita por siliciclásticos após o final da fase rifte: Nos tópicos anteriores, foi ignorada a deposição de sedimentos durante a fase de subsidência térmica. Nesta seção, foi analisado o efeito *blanketing* em dois cenários com rifteamento de 20 Ma, preenchimento de 1,4 km de folhelho e fatores de estiramentos 2 ou 4. Entretanto, nestes experimentos, simulou-se a substituição de 5 km de halita por arenito com condutividade térmica da matriz, K_m de 2,5 W/[m.K], com taxa de sedimentação de 500 m/Ma. Os resultados são apresentados no item 5.4.

(3) Estudo de Caso da Bacia de Santos (Capítulo 6). Neste grupo de experimentos, foram simuladas as histórias do campo térmico em um caso real de uma seção publicada da Bacia de Santos, com fatores de estiramentos litosférico e crustal calculados por PINTO (2008). Os pseudo-poços foram selecionados em áreas com características geológicas distintas, contemplando as variações nos fatores de estiramentos e nas espessuras sedimentares, sin- rifte, de sal e do pós-sal. Os resultados estão reportados no capítulo 6.

3.1.2 Os Modelos Térmicos do Temispack e do GENEX

Os pacotes de simulação de bacias Temispack e GENEX do IFP (*Institut Français du Pétrole*) usam o método numérico de diferenças finitas para o cálculo da anomalia térmica transiente no tempo. Estes pacotes de programas visam integrar equações representativas dos processos químicos e físicos relacionados à geração e migração de petróleo e gás ao longo do tempo geológico. O pacote Temispack é composto por vários módulos de modelagem 1D, 2D e 3D, que podem ser utilizados separadamente ou interligados (Figura 3.3). Cada módulo corresponde à simulação de um ou vários processos geológicos relacionados à evolução do potencial petrolífero em bacias sedimentares. Nesta pesquisa, foram utilizados os módulos de descompactação e térmico, no qual a equação do calor na bacia sedimentar é resolvida considerando apenas os efeitos da compactação mecânica, da condução e difusão do calor, sendo os efeitos relacionados à convecção de fluidos e sobrepressão desprezados (equação 2.40). No simulador de bacias GENEX 1D, versão 2.2.0, consideram-se as mesmas equações para a bacia (equação 2.40) e para a litosfera (equação 2.44).

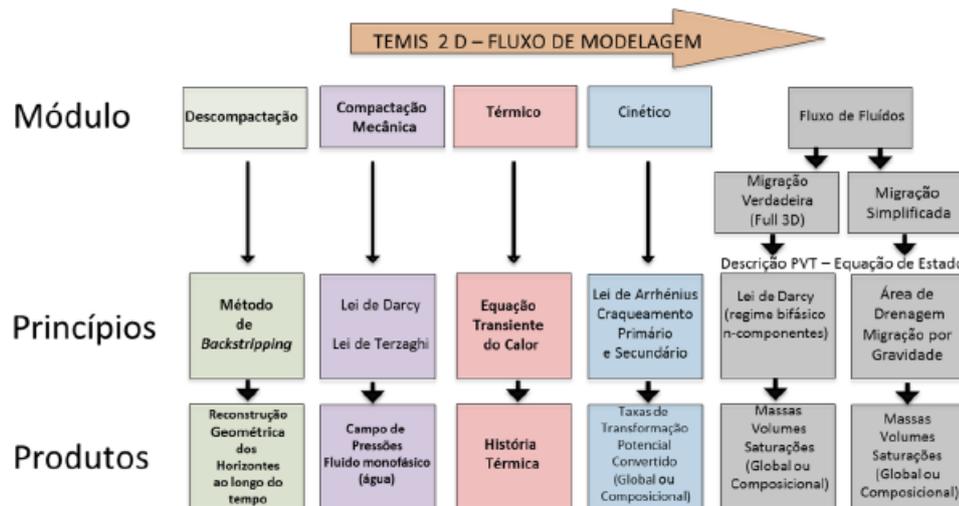


Figura 3.5: Fluxograma esquemático do programa Temispack utilizado nas simulações desta pesquisa. Os módulos são representados pelas colunas. O fluxo de modelagem é representado, da esquerda para direita, (modificado de COUTINHO (2008)).

Para os experimentos que consideraram o rifteamento, utilizou-se a opção rifte do GENEX, que considera o tempo de rifteamento e o efeito da deposição dos sedimentos (*blanketing*). Portanto, através deste programa de simulação 1D, é possível descrever o campo de temperatura no tempo considerando-se a entrada de calor na bacia devido ao rifteamento e os processos relacionados a sedimentação e variação

de temperatura na superfície. Com isso, é possível avaliar a magnitude destes efeitos acoplados na distribuição de temperatura e conseqüentemente do fluxo térmico ao longo do tempo.

3.1.3 Discretização dos modelos sem estiramento litosférico

Para a definição do passo de tempo dos experimentos de simulação usados no módulo térmico do Temispack, foi considerada uma bacia idealizada, com sedimentação de 2 km de espessura sobre litosfera em equilíbrio térmico (Figura 3.1). Foram simulados modelos 2D com 50 km de extensão e malha de espaçamento regular de 1 km, por período de tempo de 22 Ma. Não foram consideradas as variações laterais de propriedades térmicas ou de produção de calor radiogênico.

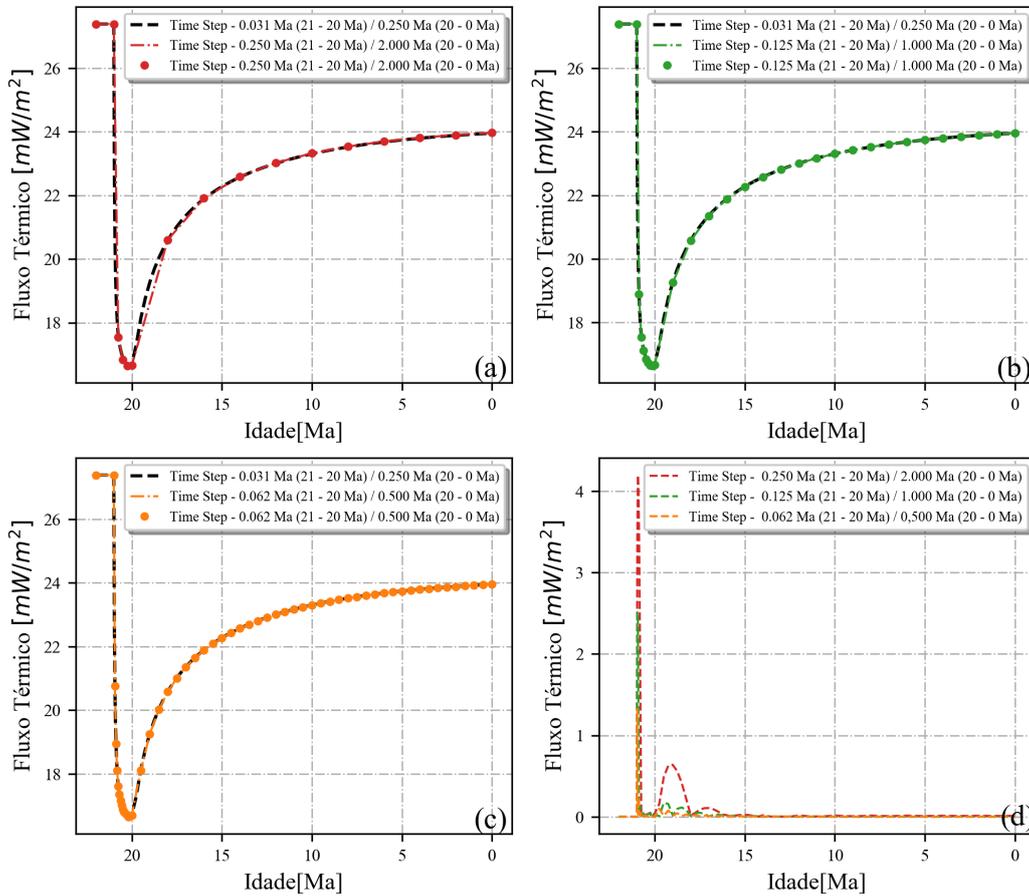


Figura 3.6: Histórias do fluxo térmico no embasamento (Q_E) com diferentes passos de tempo, respectivamente, para os intervalos ente 21 e 20 Ma e entre 20 e 0 Ma. A curva preta em (a), (b) e (c), é o modelo de referência com respectivos passos de tempo de 0,031 Ma e de 0,25 Ma. Em (a), é apresentado o Q_E com passos de tempo de 0,250 Ma e 2 Ma. Em (b), é apresentado o Q_E cujos passos de tempo são, de 0,125 Ma e 1 Ma. Em (c), é apresentado o Q_E , com passos de tempo 0,0625 Ma e 0,5 Ma. Em (d), são mostradas as diferenças entre os fluxos térmicos calculados com passos de tempo distintos (a, b, c), com o fluxo térmico do modelo de referência.

O passo de tempo foi analisado em simulações com sedimentação de 2 km entre 21 e 20 Ma e reequilíbrio térmico entre 20 e 0 Ma. A curva de fluxo térmico no embasamento de referência foi calculada com passo de tempo de 0,031 Ma durante a fase de deposição, entre 21 e 20 Ma, (Figura 3.6). Esta curva foi comparada com curvas de passos de tempo de 0,250 Ma, de 0,125 Ma e de 0,0625 Ma (Figuras 3.6-c). A maior diferença observada foi identificada logo após a deposição, de até 4 mW/m², no caso com passo de tempo de 0,250 Ma (Figura 3.6d); enquanto que a menor diferença, de aproximadamente 2 mW/m², foi identificada no cenário com passo de tempo de 0,0625 Ma (Figura 3.6d).

No intervalo entre 20 e 0 Ma, na fase transiente de reequilíbrio térmico, após o final da deposição dos sedimentos, foi considerado passo de tempo de referência de 0,250 Ma, e cenários com passos de tempo de 2, 1 e 0,5 Ma (Figuras 3.6a- c). A maior diferença, de aproximadamente 0,6 mW/m², é identificada há 19 Ma no cenário com passo de tempo de 2 Ma (Figura 3.6d). As diferenças observadas nos outros casos ocorrem entre 20 e 16 Ma, porém, os valores são irrelevantes.

A partir da análise destes testes de discretização, pode-se considerar aceitáveis os modelos cujos passos de tempo para o intervalo de sedimentação e reequilíbrio térmico são respectivamente menores ou iguais a 0,125 Ma na fase de sedimentação, e menores ou iguais a 1 Ma, pós sedimentação. Para uma melhor representatividade, robustez e facilidade na comparação dos resultados, todos os experimentos realizados nesta pesquisa usaram estes passos de tempo.

3.1.4 Teste de validação

Com objetivo de validar a metodologia adotada, os experimentos foram comparados com um trabalho recentemente publicado, considerado como referência (SOU-CHE *et al.* (2017), Tabela 3.1). Os cenários selecionados para comparação com o trabalho de referência foram aqueles com taxas de sedimentação de 2000 m/Ma, 1000 m/Ma e 500 m/Ma. As histórias de fluxos térmicos foram obtidas no topo do embasamento. Observa-se que as curvas aqui calculadas são muito semelhantes às do trabalho de referência (Figura 3.7). Pequena diferença pode estar relacionada às diferenças nos métodos numéricos de simulação. Nos modelos de simulação utilizados nesta dissertação, o método numérico para resolução da equação do calor é o método de diferenças finitas, enquanto SOUCHE *et al.* (2017) utilizaram elementos finitos em suas simulações.

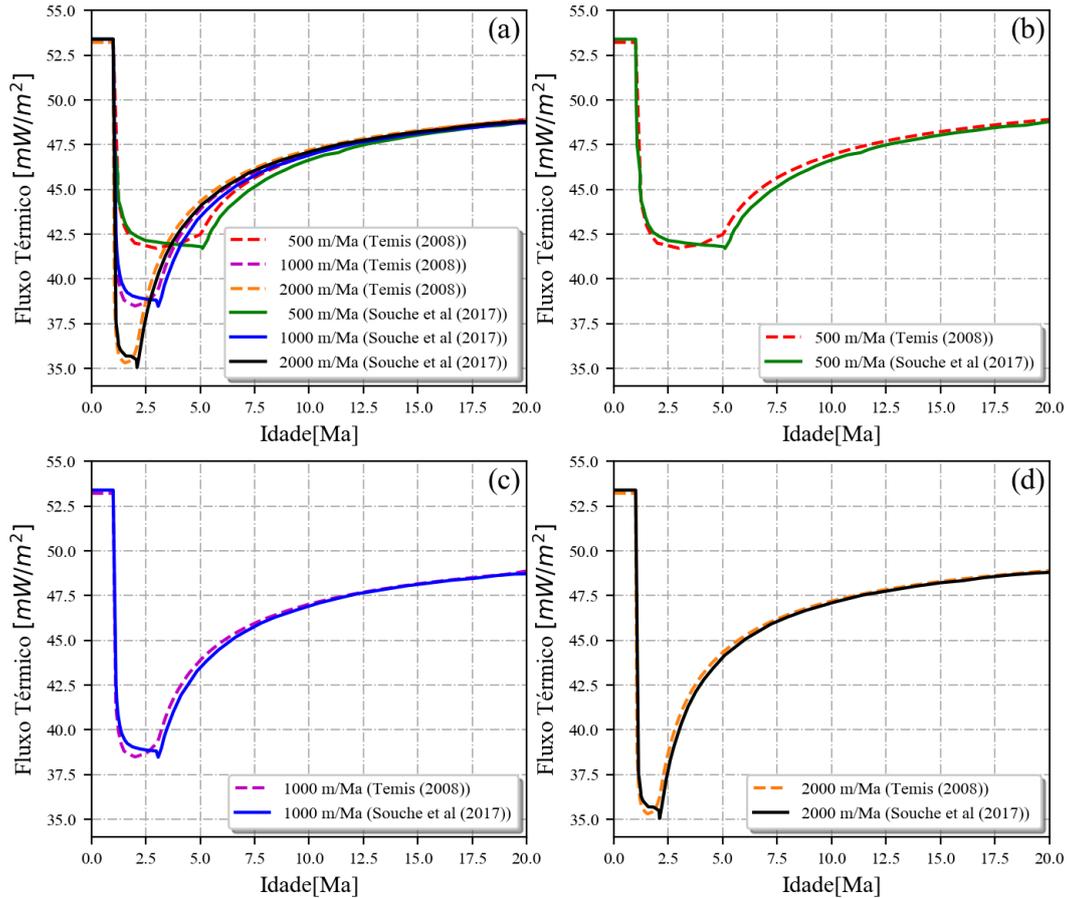


Figura 3.7: Comparação das simulações aqui realizadas com o módulo térmico do Temispack com resultados do trabalho escolhido como referência (SOUCHE *et al.*, 2017), apresentando as histórias de fluxo térmico no embasamento para uma bacia com 2 km de sedimentos, depositados sobre litosfera, cujo campo de temperatura encontra-se em estado de equilíbrio térmico (Figura 3.1b). Foram simulados três cenários, com taxas de sedimentação, respectivamente, de 2000, 1000 e 500 m/Ma. As curvas pontilhadas ilustram os Q_E obtidos neste trabalho e as contínuas, os Q_E do trabalho de referência (SOUCHE *et al.*, 2017).

3.2 Aplicação a uma seção da Bacia de Santos

Além dos experimentos em modelos sintéticos, nesta dissertação foi analisado o efeito *blanketing* em um caso real. Foi selecionada uma seção na Bacia de Santos contemplando variedade de taxa de sedimentação, de espessura sedimentar, de espessura de sal e de fatores de estiramentos ao longo da seção. Além disso, a seção foi restaurada por PINTO (2008), podendo assim contemplar o efeito da movimentação do sal ao longo do tempo geológico, este autor também calculou fatores de estiramentos crustais β_c e subcrustais β_{sc} por modelo de rifte dependente da profundidade (ROYDEN e KEEN, 1980). Nesta seção, modelos 1D foram construídos extraíndo-se dados de pseudo-poços, os quais serão detalhados um pouco adiante neste tópico.

A Bacia de Santos, localizada no sudeste brasileiro (Figura 3.8), se desenvolveu

no contexto de ruptura do Gondwana no Eocretáceo, durante o processo distensional da abertura do oceano Atlântico Sul. A evolução desta bacia está relacionada, à terminação meridional do Sistema de Riftes do Leste Brasileiro (SZATMARI *et al.*, 2018).

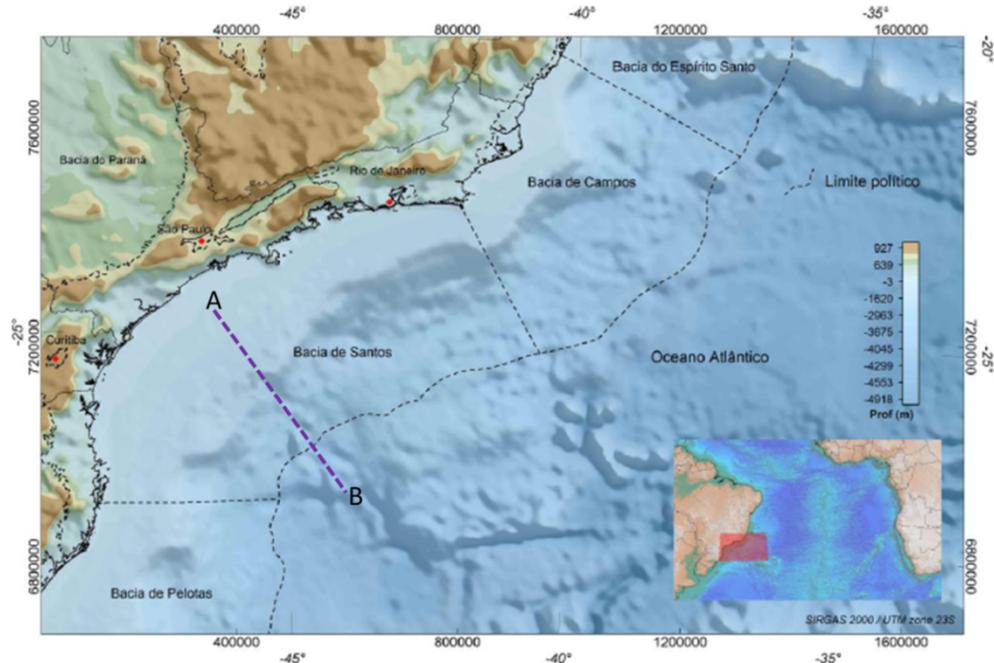


Figura 3.8: Topografia e batimetria do sudeste brasileiro (SMITH e SANDWELL, 1997) destacando a localização geográfica da Bacia de Santos. As principais cidades são representadas por pontos vermelhos. Também está representada a localização da Seção A-B, a partir da qual foram extraídos os pseudo-poços para estudo do efeito *blanketing* (PINTO, 2008) pseudo-poços. Fonte: RIGOTE (2015).

Este sistema de riftes se desenvolveu durante o Eocretáceo, com a abertura do Atlântico Sul (KARNER e GAMBÔA, 2007; MOHRIAK *et al.*, 2008). Os sedimentos mais antigos registrados na Bacia de Santos, do Barremiano (130 – 124 Ma) encontram-se sotopostos aos basaltos das formações Camburiú e Cabiúnas. Sobre estes basaltos, se desenvolveram, inicialmente, uma série de grabens e meio-grabens, que foram preenchidos por sedimentos não marinhos (formações Picarras e Itapema), entre 132 e 124 Ma, sobre os quais foram depositados sedimentos carbonáticos de água rasa (Formação Barra Velha) (Figura 3.9). No final do Aptiano, a atividade de falhamento e deformação da crosta superior decresce. Consecutivamente, se deposita uma espessa camada de evaporitos (Formação Ariri), de 2,4 km a 2,6 km (DAVISON *et al.*, 2012). Durante o Eoalbio, em resposta ao resfriamento e contração da litosfera, subsidência térmica pós-rifte levou ao estabelecimento de condições marinhas na Bacia de Santos, representada por uma sucessão de depósitos predominantemente carbonáticos (Formação Itanhaem/Guaruja) (MODICA e BRUSH, 2004). No final do Albiano, a subsidência térmica e a resposta isostática são fo-

calizadas em direção ao centro embrionário de espalhamento oceânico, criando um sistema de falhas normais, descoladas na camada de evaporitos, que quebra a plataforma carbonática albiana em jangadas distensionais (GUERRA e UNDERHILL, 2012; QUIRK e PILCHER, 2012).

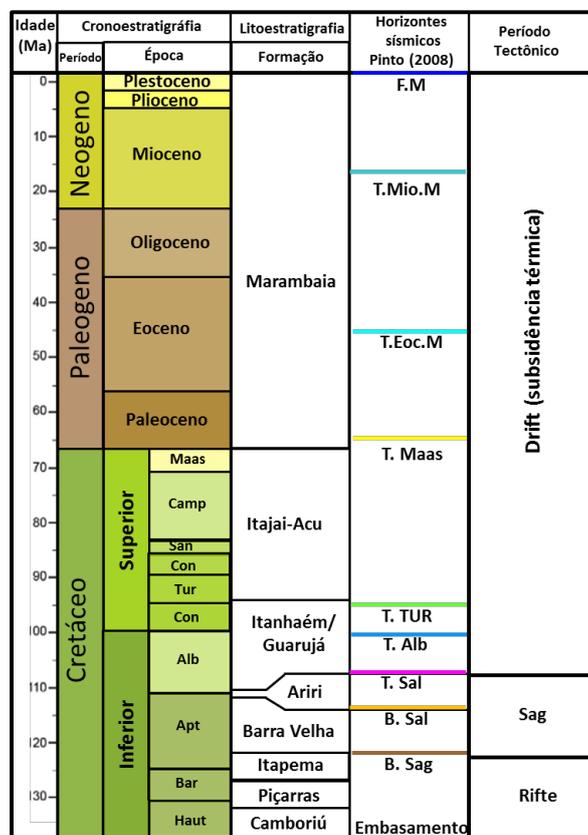


Figura 3.9: Coluna estratigráfica simplificada da Bacia de Santos (modificado de MOREIRA *et al.* (2007). Horizontes sísmicos mapeados por Pinto (2008) (Figura 3.9) : F.M = Fundo do mar; T.Mio.M = Topo do Mioceno Médio; T.Eoc.M = Topo do Eoceno Médio; T.Maas = Topo do Maastrichtiano; T.Tur = Topo do Turoniano; T.Alb = Topo do Albiano; T.Sal = Topo do Sal; T.Sag = Topo do Sag.

Na seção sísmica restaurada por PINTO (2008) (Figura 3.10), onde está ilustrada a localização dos pseudo-poços modelados neste trabalho, pode-se observar que as sequências do Albiano-Turoniano-Sequência Guarujá e do Santoniano-Maastrichtiano - Sequência Itajai-Açu (Figura 3.10) foram controladas pelo sistema de falhas normais lítricas da halocinese. Este intervalo é marcado por uma fase regressiva, caracterizada pela deposição de sedimentos arenosos da Formação Jureia, provavelmente gerados pelo soerguimento da Serra do Mar.

A área de estudo desta pesquisa vai além do domínio da plataforma carbonática proximal do Albiano, localizada entre 0 km e 130 km na seção (Figura 3.11). No trecho entre 130 e 190 km (Figura 3.11), a sequência do Albiano encontra-se ausente, no Gap do Albiano. Alguns pesquisadores (GEMMER *et al.*, 2004) interpretam que

esse gap foi formado devido à expulsão do sal pelos sedimentos clásticos progradantes.

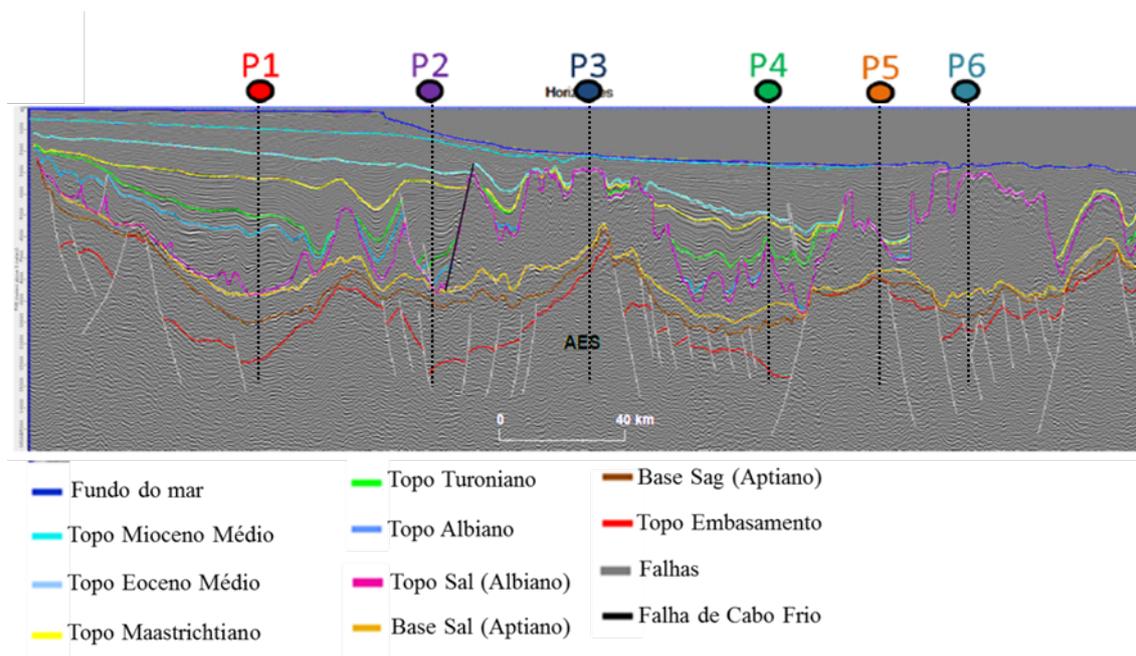


Figura 3.10: Seção sísmica modificada de PINTO (2008) e da qual foram extraídos dados de 6 pseudo-poços (P1 a P6). A abreviatura AES refere-se ao Alto Externo Sul.

Uma vez cessada a sedimentação do Neo-cretáceo, depositaram-se as seqüências do Paleogeno e Neogeno, que representam sedimentação de margem passiva. Essa sucessão é caracterizada por sedimentos arenosos com intercalação de carbonatos na região proximal, sendo que na região distal ocorrem depósitos de folhelhos e turbiditos da Formação Marambaia. Observa-se na seção estudada, que a seqüência do Eoceno Médio–Mioceno Médio torna-se mais espessa em direção à região distal, indicando uma migração dos depocentros entre 45 e 12 Ma (Figura 3.11, PINTO (2008)).

Com objetivo de investigar o efeito *blanketing*, os seis pseudo poços modelados nesta pesquisa (P1, P2, P3, P4, P5 e P6) foram extraídos de posições geológicas distintas. Os pseudo-poços P1, P2 e P3 encontram-se em uma região com fatores de estiramentos de 2 a 3, entre 0 km e 200 km de distância horizontal na seção (Figura 3.11B), enquanto os demais (P3, P4 e P5) se encontram em uma área com fatores de estiramento muito altos, variando de 7 a 10, entre 200 km e 350 km.

A área abrangida pelos poços P1 e P2 caracteriza-se por sucessão pré-sal espessa, de aproximadamente 4 km, com taxa de sedimentação de aproximadamente 200 m/Ma, enquanto a espessura do pacote pós-sal apresenta aproximadamente 8 km de espessura. Entretanto, neste pacote, a taxa de sedimentação variou ao longo do tempo. A área do P1 caracteriza-se por pacote albiano relativamente espesso,

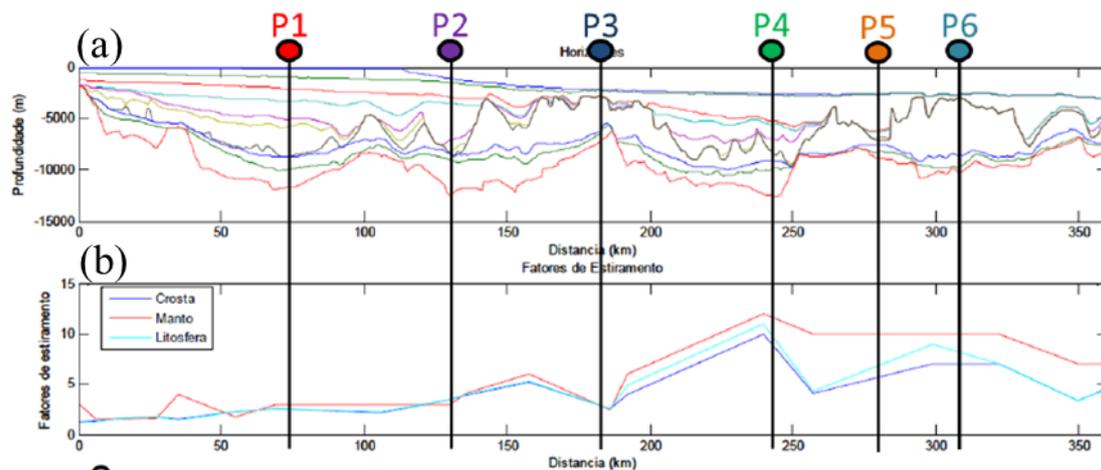


Figura 3.11: (a) Seção interpretada por PINTO (2008) a partir da seção sísmica 2D (Figura 3.10), com a posição dos seis pseudo-poços modelados nessa dissertação. (b) Perfis de fatores de estiramentos da crosta, do manto e da litosfera (PINTO, 2008).

de 4 km, depositado sob taxa de sedimentação de 250 m/Ma, entre 112 e 98 Ma. Entre 98 e 68 Ma, a taxa de sedimentação decresceu para 100 m/Ma, atingindo 50 m/Ma, no recente. Na área do P2, a sequência Albiana é quase ausente, entretanto durante a deposição da Sequência do Santoniano–Maastrichtiano (88–68 Ma), a taxa de sedimentação cresceu para aproximadamente 180 m/Ma, diminuído para menos do que 50 m/Ma entre o final do Cretáceo e o Presente. A espessura inicial de evaporitos (Sequência Aptiano superior, 113-112 Ma), de aproximadamente 3 km, (Figura 3.12) é semelhante nesses poços (PINTO, 2008).

O pseudo poço P3 foi posicionado numa região com espessura rifte e pós-sal delgada, entretanto, é caracterizado por um pacote de sal espesso, no presente, de 4 km. Com isso, esse pseudo-poço localiza-se numa região com alta taxa de sedimentação apenas na fase de deposição de sal.

Na área dos poços P4, P5 e P6, as espessuras de sal inicial são semelhantes, de aproximadamente 2 km (Figura 3.12- PINTO (2008)). Entretanto, as espessuras rifte e de sal, no tempo presente e pós-sal, são distintas. A área do P4 caracteriza-se por alta espessura pré-sal, de 4 km, e taxa de sedimentação de 200 m/Ma, sendo a espessura albiana igual à zero. Nos intervalos do Albiano-Turoniano (98-92 Ma) e na deposição da Sequência Eoceno Médio–Mioceno Médio (45-12 Ma), a taxa de sedimentação torna-se moderada de 100 m/Ma. A área do P5 caracteriza-se por taxa de sedimentação moderada, de 100 m/Ma apenas durante a deposição da Sequência Eoceno Médio-Mioceno Médio (45-12 Ma). A área do P6 contém alta sedimentação apenas durante a deposição do sal, caracterizando-se pela maior espessura de sal, de 4-5 km no tempo presente e menores espessuras pré e pós sal. Aos parâmetros

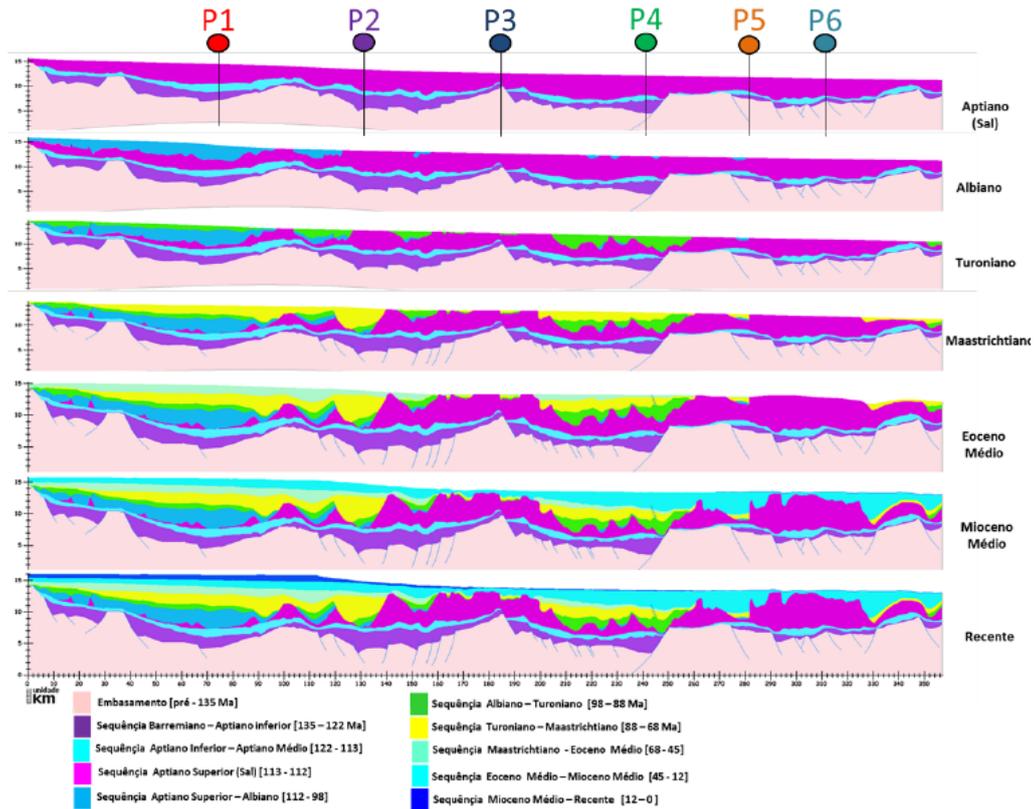


Figura 3.12: Reconstrução estrutural realizada com programa de restauração estrutural Recon (programa de restauração estrutural 2D desenvolvido *in-house* pela Petrobras em parceria com a PUC). A sequência de figuras sugere a configuração estrutural à época de deposição de cada sequência mapeada na Figura 3.10. A seção tem comprimento de 356 km e exagero vertical de 2,5 (modificada de PINTO (2008)).

de porosidade inicial e constante de compactação foram os mesmos utilizados por PINTO (2008).

Capítulo 4

Resultados e Discussões Parte I: Modelos Sintéticos Sem considerar Afinamento Litosférico

Neste capítulo e nos dois capítulos a seguir (5 e 6) são apresentados os resultados dos 138 experimentos numéricos realizados nesta pesquisa, discutindo-se os processos geológicos, físicos e matemáticos para investigação e compreensão do efeito *blanketing* no fluxo térmico do embasamento e no campo de temperatura da litosfera.

Os experimentos de modelagem analisados neste primeiro conjunto não consideraram o afinamento litosférico, mas apenas o aporte sedimentar. Portanto, os resultados apresentados neste capítulo são representativos de situações geológicas que podem ser consideradas como análogas a grandes deltas submarinos como, por exemplo, o Cone do Amazonas. Desta forma, procura-se isolar o efeito da sedimentação dos outros processos que podem afetar o campo térmico.

4.1 Efeitos da espessura sedimentar e da condutividade térmica dos sedimentos

Analisou-se o efeito *blanketing* deste primeiro grupo de experimentos a partir da análise de suas histórias de temperaturas, dos gradientes geotérmicos e das condutividades térmicas no topo do embasamento e na litosfera. Os 12 experimentos (Tabela A.1 - Apêndice A) modelados nesta etapa consideram taxa de sedimentação fixa de 250 m/Ma, em dois cenários de espessura sedimentar, de 2 km e de 6 km, combinados com seis cenários de condutividade térmica da matriz dos sedimentos, K_m de 1 W/[m.K], 2 W/[m.K], 3 W/[m.K], 4 W/[m.K], 5 W/[m.K], e 20 W/[m.K]. O cenário com condutividade térmica de 20 W/[m.K] procura ilustrar uma situação teórica, “não geológica”, em que a condutividade térmica tende ao infinito (Figura

4.2c). O cenário de condutividade infinita seria equivalente a considerar a temperatura no embasamento igual à temperatura na superfície, essa é uma das premissas assumida na dedução da equação analítica para cálculo de fluxo térmico de MCKENZIE (1978). Portanto, o cenário de condutividade térmica tendendo ao infinito seria equivalente ao modelo de placa de MCKENZIE (1978). O cenário com condutividade térmica igual a $5 \text{ W}/[\text{m.K}]$ representa condutividade de evaporitos, os quais são comuns em bacias marginais do Sudeste Brasileiro.

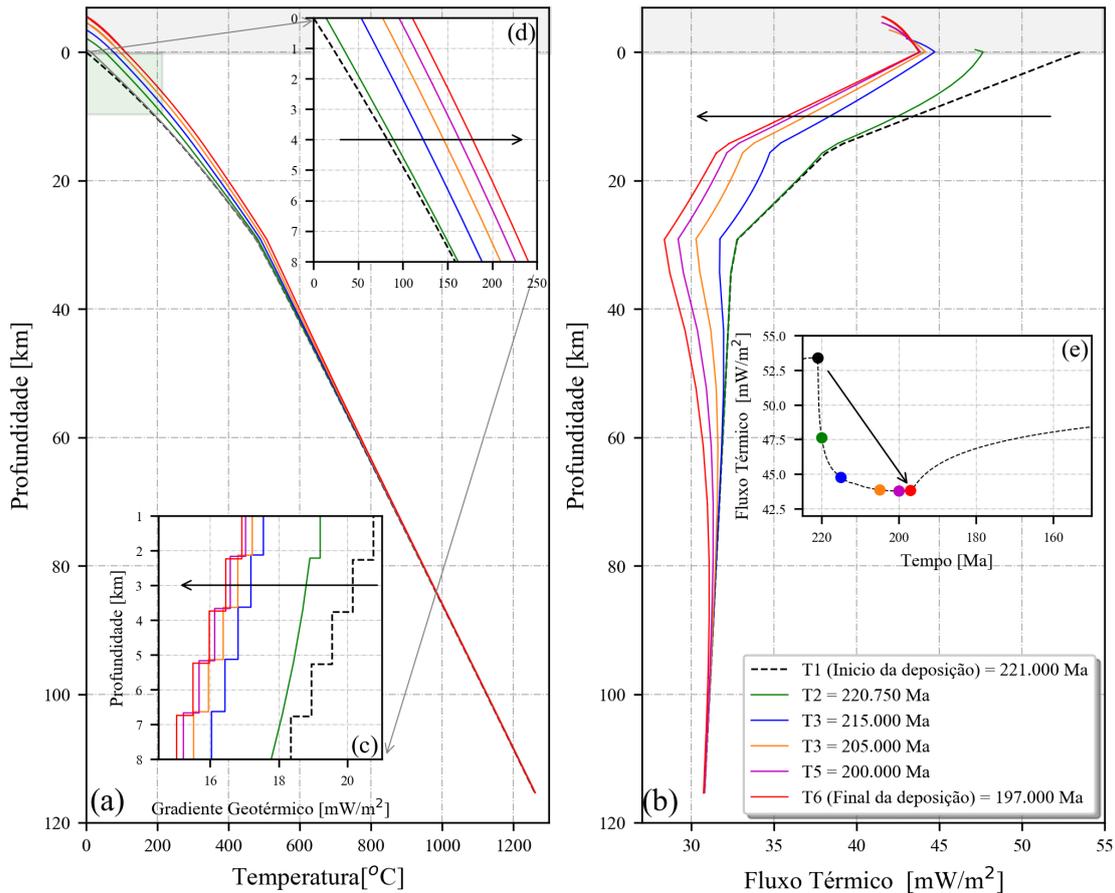


Figura 4.1: Perfis de (a) temperatura e (b) de fluxo térmico ao longo da litosfera durante a deposição de 6 km de sedimentos para K_m de $2 \text{ W}/[\text{m.K}]$ e taxa de sedimentação de $250 \text{ m}/\text{Ma}$. Em (d), detalhe dos perfis de temperatura ao longo de 8 km abaixo do embasamento. Em (c), detalhe do gradiente geotérmico ao longo deste intervalo. E em (e), a curva preta pontilhada representa o fluxo térmico no embasamento ao longo do tempo. Os pontos indicam os fluxos térmicos no embasamento durante a deposição para idades de deposição distintas, representadas pelas curvas dos fluxos térmicos ao longo da litosfera ilustrados em (b).

Na Figura 4.1, é apresentado o efeito *blanketing* pela deposição de 6 km de sedimentos, entre 221 e 197 Ma, com baixa condutividade térmica, K_m $2 \text{ W}/[\text{m.K}]$. O efeito transiente da deposição de sedimentos frios altera o campo térmico da litosfera (Figura 4.1a) e, como consequência, leva à diminuição do fluxo térmico até

aproximadamente 80 km de profundidade (Figura 4.1b). A Figura 4.1e mostra o decaimento do fluxo térmico no topo do embasamento em relação ao fluxo térmico de equilíbrio anterior à deposição (Figura 3.1c). Esta queda é consequência da alteração do gradiente geotérmico causada pela sedimentação, uma vez que o fluxo térmico é diretamente proporcional ao mesmo (equação 2.6).

Na Figura 4.2, são apresentados os gradientes geotérmicos e as condutividades térmicas da rocha compactada no topo do embasamento nos cenários com condutividade térmica da matriz dos sedimentos distintas. No cenário com maior condutividade térmica dentro do intervalo de valores de condutividade térmica de rochas geologicamente plausíveis, K_m de 5 W/[m.K], o gradiente geotérmico decai 47% entre 221 e 197 Ma, durante a deposição, de 28°C/km para 15°C/km, (Figura 4.2a). Isto ocorre devido a dois fatores: (1) o aumento da condutividade térmica causado pela compactação dos sedimentos, uma vez que o gradiente geotérmico e a condutividade são diretamente proporcionais (Figura 4.2c), e (2) o desequilíbrio das geotermas da litosfera, causado pela deposição de sedimentos frios, termicamente não equilibrados (Figura 4.1a) (BREMAECKER, 1983; HUTCHISON, 1985; KARNER, 1985). Observa-se que a derivada do gradiente geotérmico tende a constante em torno de 175 Ma, 20 Ma após o final da sedimentação (Figura 4.2b), o que sugere que o sistema se encontra quase em equilíbrio térmico.

No cenário com condutividade térmica de 20 W/[m.K], ilustrando o caso teórico extremo “não geológico”, em que a condutividade térmica tende ao infinito (Figura 4.2c) o sistema entraria em equilíbrio quase que imediatamente após o final da deposição. Portanto, o sistema atinge o equilíbrio térmico mais rapidamente, para a mesma espessura de sedimentos, nos cenários com maiores condutividades da matriz dos sedimentos, uma vez que a difusão do calor é mais efetiva. (Figuras 4.1 à 4.3).

As variações dos gradientes geotérmicos ao final da deposição (Figura 4.2a e 4.4c) indicam que o campo de temperatura da litosfera está em reequilíbrio térmico transiente (Figuras 4.2c e 4.4a). Este fenômeno é expresso nas histórias da temperatura, (Figura 4.3c) e se reflete também nas histórias do gradiente geotérmico (Figura 4.2a) e, conseqüentemente, do fluxo térmico no embasamento (Figura 4.3a);. Este processo transiente impacta as histórias de fluxo térmico no embasamento e na litosfera (Figura 4.3 e 4.4), uma vez que as condutividades térmicas da crosta e do manto e as condições de contorno de temperaturas no topo e na base da litosfera, respectivamente T_s de 0°C e T_m de 1300°C são mantidas fixas durante todo o processo de sedimentação e posterior reequilíbrio térmico (Figuras 4.2a e 4.5b).

Com o progressivo soterramento, a temperatura no embasamento aumenta até atingir 220°C há 197 Ma, ao final da deposição de 6 km de sedimentos, no cenário com menor condutividade térmica geologicamente plausível, K_m de 1 W/[m.K] (Figura 4.3c). Já no cenário com maior condutividade térmica, K_m de 5 W/[m.K], a

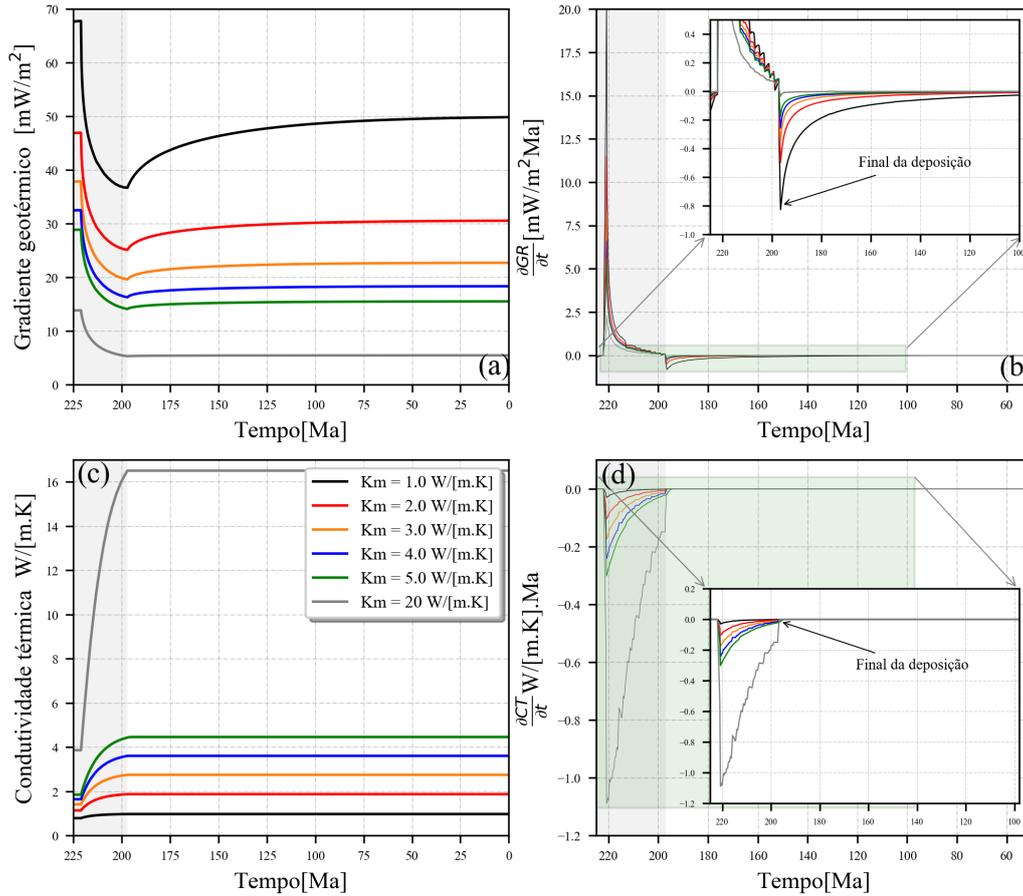


Figura 4.2: Histórias do (a) gradiente geotérmico e da (c) condutividade térmica no topo do embasamento 197 Ma após fase de sedimentação de 25 Ma. Em (b) e (d), as respectivas primeiras derivadas de (a) e (c). Todos os experimentos ilustrados acima foram simulados com taxa de sedimentação constante de 250 m/Ma e com espessura final do pacote sedimentar de 6 km.

temperatura no embasamento atinge apenas 70°C, muito inferior ao caso anterior. Após o final da sedimentação, a temperatura no embasamento ainda continua a subir por algum tempo em todos os cenários de condutividade térmica, sendo este crescimento indicativo de que o sistema encontra-se em reequilíbrio térmico transiente (Figura 4.3c). O aumento da temperatura no embasamento com o contínuo preenchimento do pacote sedimentar é um fenômeno esperado uma vez que a temperatura cresce com o soterramento. O reequilíbrio térmico transiente após o final da sedimentação pode ser melhor compreendido ao se analisar as histórias de temperatura e suas primeiras derivadas no tempo (Figura 4.3c e d), à luz da lei de difusão e advecção do calor. Durante o processo de sedimentação, o termo advectivo da equação do calor (equação 2.40) é mais importante do que o termo difusivo, principalmente em ambientes com altas taxas de sedimentação e baixas condutividades térmicas, características de sedimentos inconsolidados, depositados em baixas temperaturas (e.g. SOUCHE *et al.* (2017)). Entretanto, durante a fase transiente de reequilíbrio

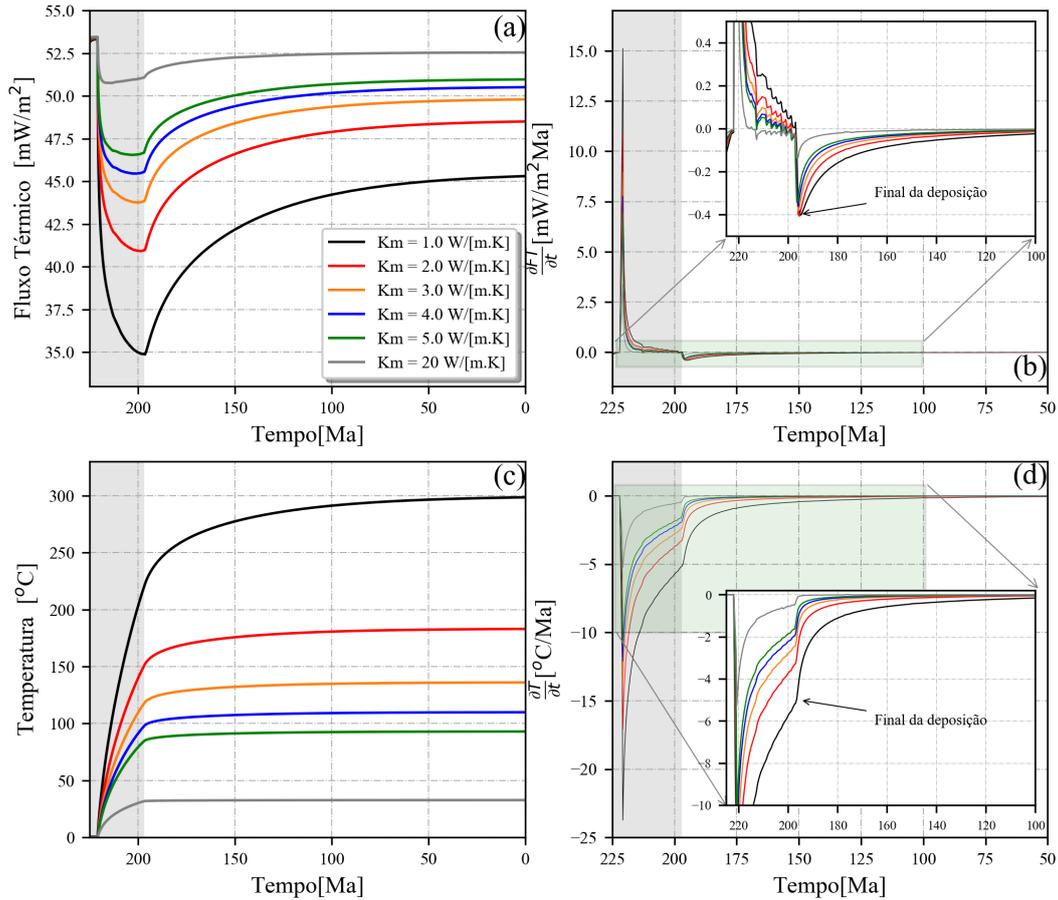


Figura 4.3: Histórias do (a) fluxo térmico e (c) da temperatura, imediatamente acima do topo do embasamento, 197 Ma após a fase de sedimentação de 25 Ma. Em (b) está ilustrada a primeira derivada do fluxo térmico e, em (d), a primeira derivada da temperatura. Todos os experimentos ilustrados acima foram simulados com taxa de sedimentação constante (250 m/Ma) e com espessura final do pacote sedimentar de 6 km.

térmico, o sistema está predominantemente perdendo calor por difusão.

Os gráficos da primeira derivada do fluxo térmico (Figura 4.3b), da temperatura (Figura 4.3d) e do gradiente geotérmico (Figura 4.2b) indicam que quanto menor a condutividade térmica do pacote sedimentar, maior é o tempo de reequilíbrio térmico do sistema. No caso em que foi assumida K_m de 1,0 W/[m.K], o gradiente geotérmico só se aproxima do equilíbrio há 25 Ma, quando a primeira derivada tende a constante. Já nos cenários em que K_m varia de 2 a 5 W/[m.K], o equilíbrio é estabelecido por volta de 150 Ma.

A difusividade térmica dos sedimentos, κ , é a capacidade de um determinado material em difundir calor (equação 2.12), e corresponde à razão entre a condutividade térmica e a capacidade térmica volumétrica C_p . Uma vez que a capacidade térmica volumétrica foi assumida como constante, quanto maior a K_m , mais rapidamente o calor se dissipará. Este é o motivo pelo qual o sistema atinge o equilíbrio térmico

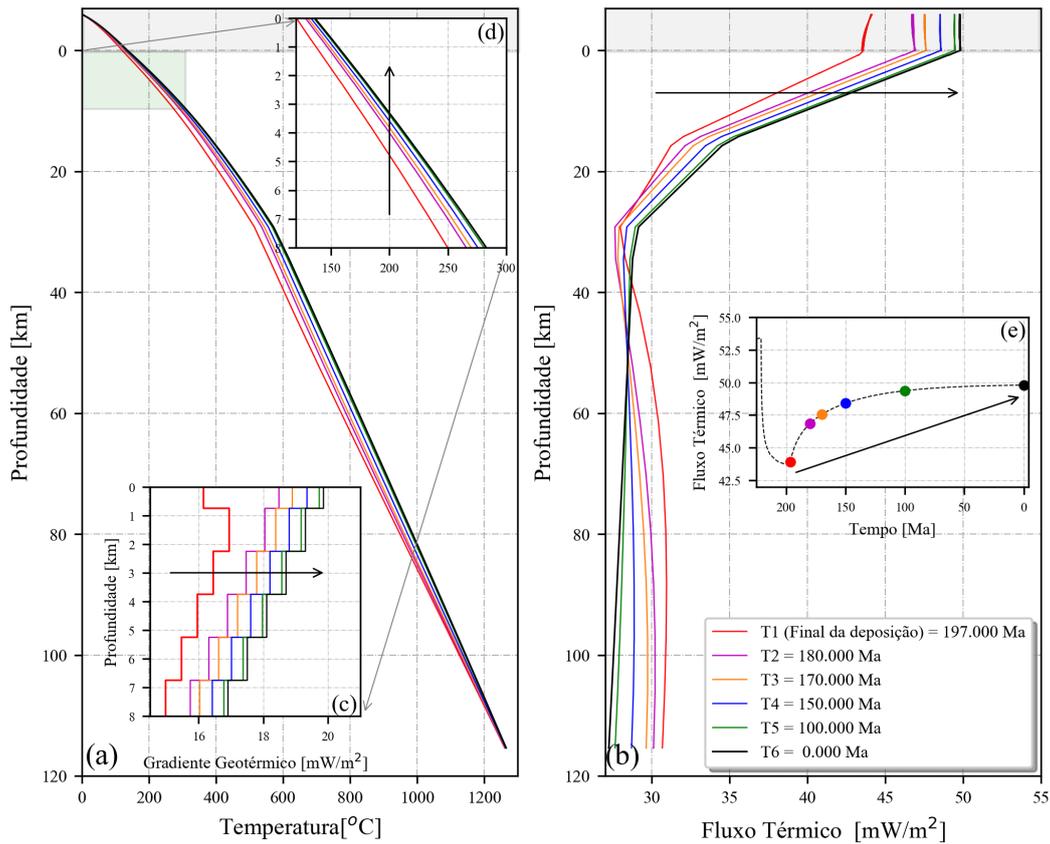


Figura 4.4: Perfis de (a) temperatura e de (b) fluxo térmico ao longo da litosfera com preenchimento sedimentar de 6 km durante o reequilíbrio térmico transiente (entre 197 Ma e 0 Ma), para taxa de sedimentação constante de 250m/Ma e K_m variável. Em (c) são apresentados os detalhes das geotermas na litosfera até 8 km de profundidade durante a fase transiente de reequilíbrio térmico da bacia. Em (d) são apresentados os gradientes geotérmicos correspondentes. Em (e), a curva preta pontilhada representa o fluxo térmico ao longo do tempo.

mais rapidamente nos cenários com maiores condutividades da matriz dos sedimentos, para a mesma espessura de sedimentos. No caso extremo, não geológico, com condutividade térmica de 20 W/[m.K], o sistema teoricamente entraria em equilíbrio imediatamente após o final da deposição (Figuras 4.2 e 4.3).

As maiores variações da taxa de aquecimento durante o reequilíbrio térmico relacionam-se aos cenários com as menores condutividades térmicas, de acordo com as curvas da primeira derivada da temperatura (Figuras 4.3d). No cenário com maior condutividade térmica geológica, K_m de 5 W/[m.K], a taxa de aquecimento de 10°C/Ma no início da deposição é a menor observada. Por volta de 20 Ma após o final da deposição, a primeira derivada da temperatura tende a constante indicando que o sistema entra em equilíbrio térmico (Figura 4.2d). Por outro lado, no cenário de menor condutividade, K_m de 1 W/[m.K], a taxa de aquecimento de 20°C/Ma no início da sedimentação é a maior observada entre todos os cenários, e o sistema só

entra em equilíbrio térmico há 25 Ma (Figura 4.3d). Portanto, assim como observado ao se analisar a primeira derivada do fluxo térmico, quanto maior a condutividade térmica da matriz dos sedimentos, menor será o tempo de reequilíbrio térmico do sistema.

A primeira derivada do gradiente térmico indica o instante exato do início do reequilíbrio térmico do sistema (Figura 4.3b). Este instante também é evidente na primeira derivada da temperatura, imediatamente após o final da deposição (Figura 4.3d), quando a taxa de aquecimento cresce bruscamente. O aumento da taxa de aquecimento indica que o calor está sendo conduzido para a superfície com maior eficiência e a temperatura na litosfera se encontra em reequilíbrio térmico transiente (Figura 4.4a). O aquecimento do sistema, mesmo após o final da deposição é um indicativo de que o termo difusivo da equação 2.40 está ativo, este fenômeno pode-se ser observado no reequilíbrio térmico para diferentes idades após o final da deposição nas geotermas da litosfera (Figura 4.4d).

Na Figura 4.5 estão ilustrados os perfis de temperatura para os 12 cenários simulados (Tabela B.1 - Apêndice B), 197 Ma após o final da deposição. Observa-se que quanto maior a espessura da bacia e menor a condutividade térmica da matriz do sedimentos, maior será a diferença entre as geotermas em comparação com a geoterma de equilíbrio inicial.

As temperaturas mais altas simuladas no topo do embasamento, 125°C no cenário de espessura sedimentar de 2 km e 300°C no cenário de espessura sedimentar de 6 km, correspondem aos cenários com K_m de 1 W/[m.K)] (Figura 4.5). Este aumento da temperatura no embasamento é função da condutividade térmica e da espessura do pacote sedimentar. Quanto maior a espessura sedimentar e menor a condutividade térmica dos sedimentos, maior a diferença das geotermas calculadas em relação às geotermas iniciais, em equilíbrio térmico (Figura 4.5). Isso indica que o efeito da rápida deposição de sedimentos frios, com condutividade térmica distinta da crosta, o efeito *blanketing* altera todo campo térmico da litosfera, mesmo 200 Ma após o final da deposição, quando o sistema já deveria se encontrar próximo ao equilíbrio térmico. Nos cenários extremos, “não geológicos”, com condutividade térmica de 20 W/[m.K)], as geotermas dos cenários de espessura sedimentar de 2 km e 6 km são semelhantes às geotermas da condição de equilíbrio inicial (Figura 4.1).

Como resumo da análise destes primeiros resultados e sua comparação a outros trabalhos já publicados sobre aspectos do efeito *blanketing*, pode-se concluir que a estrutura térmica da litosfera é continuamente modificada enquanto se depositam sedimentos frios (Figura 4.1a). O desequilíbrio transiente das geotermas da litosfera é assim causado pela rápida deposição de sedimentos frios com condutividades térmicas inferiores às da crosta e da litosfera (BREMAECKER, 1983; HUTCHISON, 1985; KARNER, 1985). A principal consequência deste desequilíbrio é a diminuição

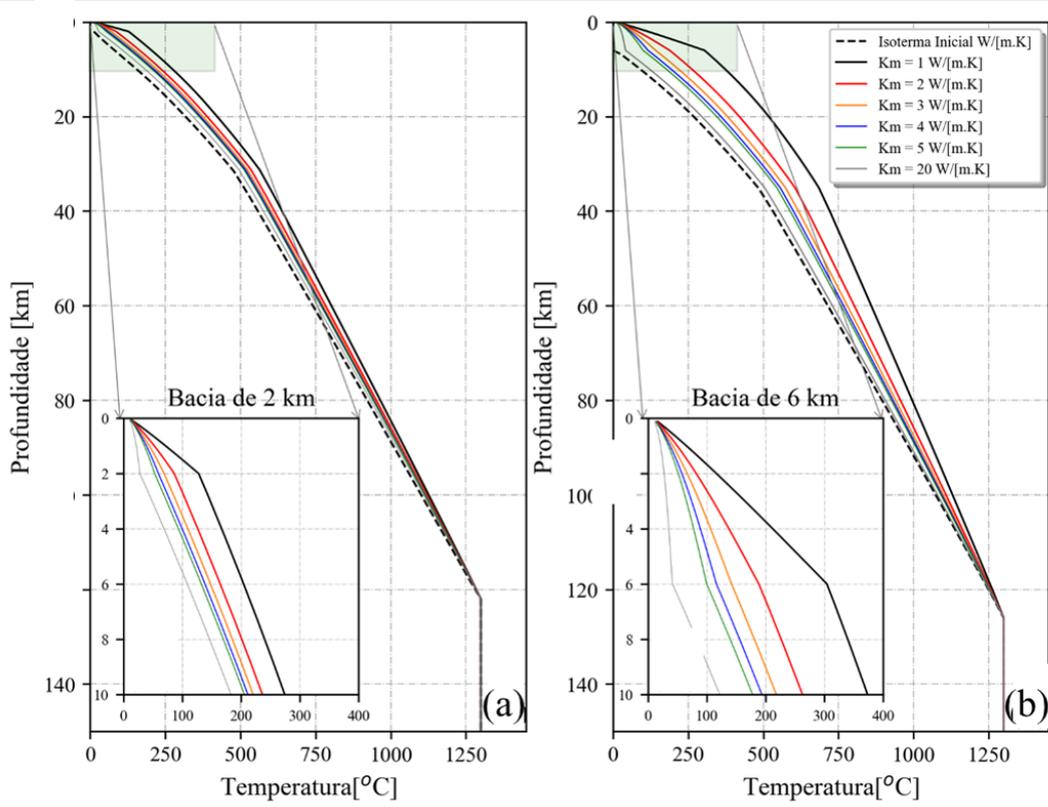


Figura 4.5: Perfis de temperatura ao longo da litosfera 197 Ma após o final da deposição para cenários com pacotes sedimentares de 2 km (a) e 6 km (b), em total de 12 experimentos (Tabela A.1 Apêndice A). É assumido espaço de acomodação preenchido por arenito com porosidade inicial de 41% e constante de compactação de 0,83, e distintas condutividades térmicas da matriz dos sedimentos (K_m). A taxa de sedimentação de todos os modelos foi considerada constante, de 250 m/Ma. Os topos das geotermas iniciais foram deslocados para a profundidade do topo do embasamento após o final da deposição sedimentar, para facilitar a comparação da temperatura neste horizonte.

do gradiente geotérmico no embasamento (Figura 4.2a) e ao longo da litosfera (Figura 4.1c), com a conseqüente queda dos fluxos térmicos (Figura 4.3a), uma vez que foram assumidas condutividades térmicas da crosta e da litosfera constantes. Conseqüentemente, a sedimentação reduz a taxa de resfriamento da litosfera (KARNER, 1985).

A partir de estudos do efeito *blanketing* no campo de temperatura da litosfera na margem de Nova Scotia (com espessura sedimentar de aproximadamente 10 km), KARNER (1985) verificou que a estrutura térmica da litosfera é continuamente modificada à medida que os sedimentos com baixa condutividade térmica são depositados e incorporados no topo do modelo. Segundo esse autor, a conseqüência de primeira ordem do efeito *blanketing* é reduzir a taxa de resfriamento da litosfera em relação ao resfriamento na ausência de sedimentos. KARNER (1985) observou também que a rigidez da litosfera é altamente dependente da estrutura térmica du-

rante o tempo de deposição, sendo a modificação do T_e diretamente proporcional a taxa de sedimentação e a espessura de sedimentos acumulados, e inversamente proporcional ao tempo em que a taxa de sedimentação é máxima. Em estudo mais recente LAVIER e STECKLER (1997), a partir de um modelo semi-analítico da rigidez flexural da litosfera ou espessura elástica efetiva, demonstraram que o efeito da sedimentação de 3 km e 5 km de sedimentos controla a magnitude da espessura elástica efetiva em lugares em que a crosta continental é menor do que 35 km. Esses autores concluem ainda que, o efeito da cobertura sedimentar (*blanketing*) é o enfraquecimento da rigidez flexural da litosfera por causa da baixa densidade dos sedimentos em relação à da crosta e pelo aquecimento da crosta inferior causado pelo efeito da sedimentação.

4.2 Efeito das litologias e dos parâmetros de compactação

Neste tópico, além de se considerar variações da espessura de sedimentos e da condutividade térmica da matriz dos sedimentos (K_m) discutidas no item anterior, investigou-se a influência das litologias e de seus respectivos parâmetros de compactação dos sedimentos, porosidade inicial (ϕ_o) e constante de compactação (λ_s), no efeito *blanketing* no fluxo térmico do embasamento. Os 24 experimentos modelados nesta etapa são apresentados na Tabela A.2 – Apêndice A.

Novamente, observa-se que quanto maior a espessura sedimentar e menor a condutividade térmica da matriz dos sedimentos, maior é a queda do fluxo térmico no embasamento ao final da deposição a partir do fluxo térmico inicial (Figura 4.6). Esses resultados são semelhantes aos obtidos por outros autores (ALVAREZ *et al.*, 1984; BREMAECKER, 1983; HUTCHISON, 1985; LUCAZEAU e DOUARAN, 1985; SOUCHE *et al.*, 2017; THEISSEN-KRAH e RUEPKE, 2009; ZHANG, 1993).

A maior diferença entre o fluxo térmico de equilíbrio inicial no embasamento e o fluxo térmico ao final da deposição se dá no cenário de folhelho com menor condutividade térmica da matriz dos sedimentos, K_m de 2 W/[m.K] e maior espessura sedimentar, de 8 km (Figura 4.6a). Neste caso, o fluxo térmico decresce 25%, de 53,5 mW/m² para 40 mW/m². Em contraste, no cenário de arenito com menor espessura sedimentar, de 2 km, e maior condutividade térmica, K_m de 3,5 W/[m.K], o fluxo térmico no embasamento decresce apenas 12,8% (Figura 4.6b). Observou-se que as histórias de fluxos térmicos no embasamento de folhelhos e arenitos com porosidade inicial e constantes de compactação distintas, são muito semelhantes para as mesmas espessuras sedimentares: folhelhos com K_m de 2,5 W/[m.K] (Figura 4.6c-d) e

arenitos, com K_m de 3 W/[m.K] (Figura 4.6e-f). Esses resultados sugerem que a constante de compactação desempenha um papel secundário no decaimento do fluxo térmico do embasamento em comparação com a espessura total e com a condutividade térmica do pacote sedimentar, corroborando as conclusões de HUTCHISON (1985).

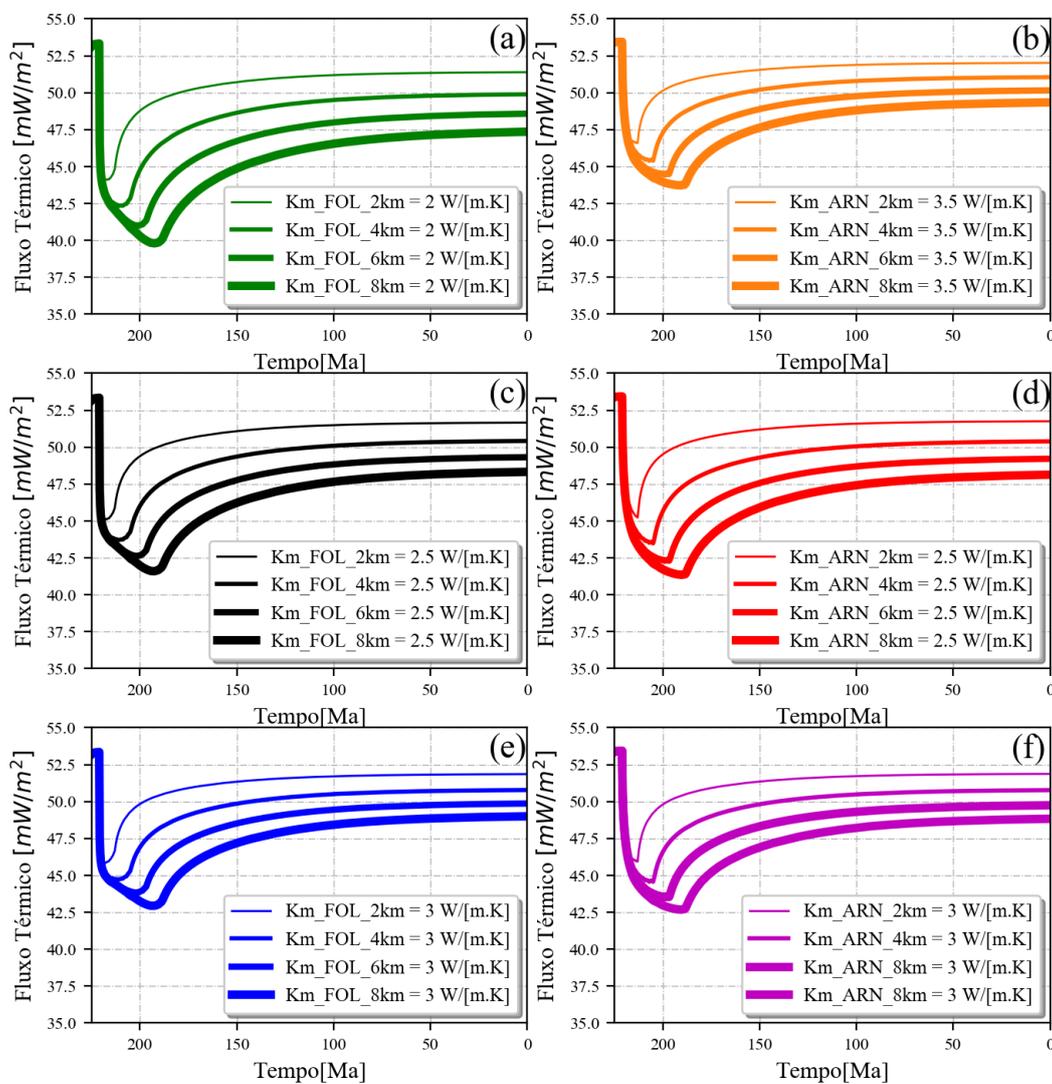


Figura 4.6: Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) para folhelhos (a, c e e) e arenitos (b, d e f), em quatro cenários de espessura sedimentar (2 km, 4 km, 6 km e 8 km) combinados com seis cenários de K_m , (2 W/[m.K], 2,5 W/[m.K] e 3 W/[m.K] de folhelhos, e de 2,5 W/[m.K], 3 W/[m.K] e 3,5 W/[m.K] de arenitos). Em (d) e (f), são representadas as histórias de Q_E dos arenitos com K_m de 2,5 W/[m.K] (curvas vermelhas) e 3,0 W/[m.K] (curvas magentas) e as histórias de Q_E dos folhelhos correspondentes às curvas pontilhadas pretas (d) e azuis (f).

Os fluxos térmicos no topo do embasamento decaem bruscamente após o início da deposição, conforme explicitado nos gráficos da primeira derivada (Figuras 4.7c e d). A queda dos fluxos térmicos é em torno de 8,0 mW/m²/Ma no início da sedimentação nos cenários simulados. Com o progressivo preenchimento da bacia, o

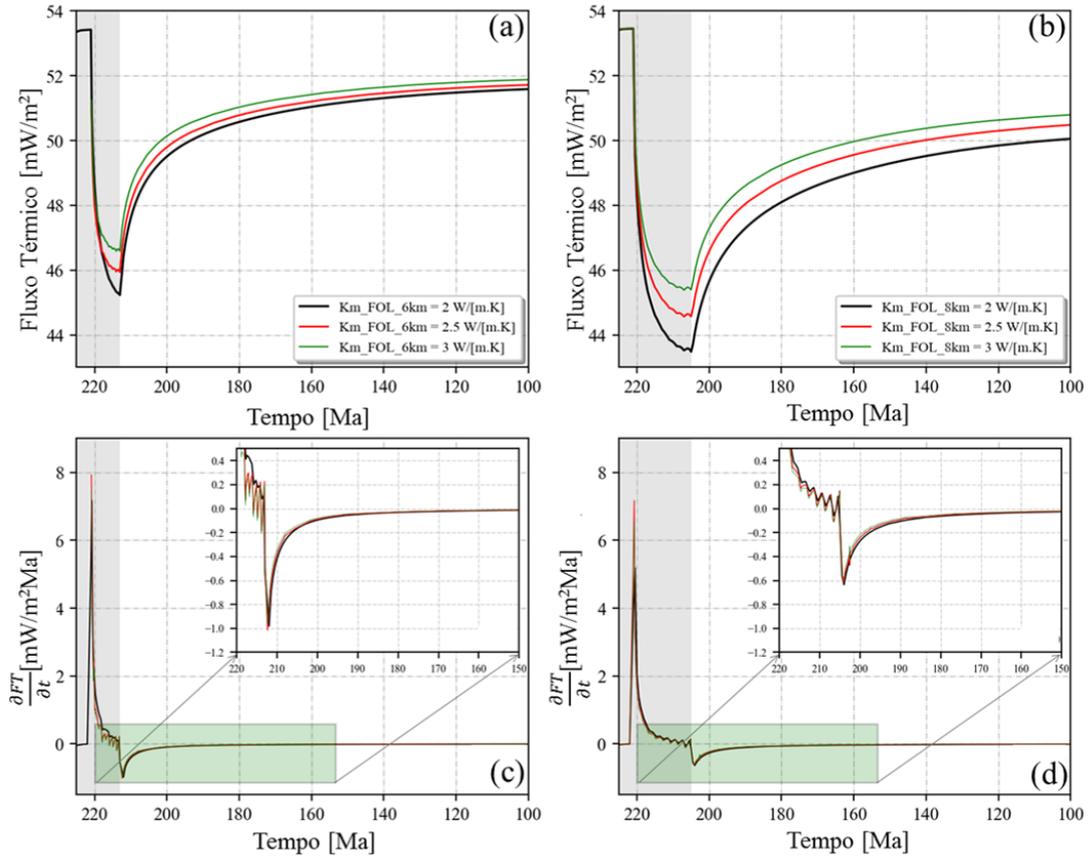


Figura 4.7: Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) de seis cenários, com espessura sedimentar de (a) 2 km ou (b) 8 km de arenitos, combinados com três cenários de condutividade térmica de 2,5 W/[m.K], 3,0 W/[m.K] e 3,5 W/[m.K]. Em (c) e (d) são apresentadas as curvas das primeiras derivadas correspondentes. A primeira derivada indica a variação do Q_E no tempo geológico, sendo que os valores positivos indicam queda no Q_E e os valores negativos indicam aumento.

fluxo térmico continua em decaimento, porém em menor taxa absoluta, de aproximadamente $0,2 \text{ mW/m}^2/\text{Ma}$, até atingir $0 \text{ mW/m}^2/\text{Ma}$, que indica o final da deposição. As primeiras derivadas mudam de sinal imediatamente após o final da deposição, e seu valor decresce bruscamente, indicando que o sistema perde calor apenas por difusão. Neste instante, o termo de advecção da equação do calor (equação 2.40) passa a ser nulo, uma vez que é dependente da velocidade de soterramento (V_F), que por sua vez, se torna nula após a sedimentação. O sistema, então, entra em reequilíbrio térmico transiente, sendo o transporte de calor controlado apenas por difusão.

A variação inicial do fluxo térmico no embasamento em $1,0 \text{ mW/m}^2/\text{Ma}$ no estágio inicial de reequilíbrio térmico para espessura sedimentar de 2 km (Figura 4.7c) é maior do que a variação de $0,3 \text{ mW/m}^2/\text{Ma}$ observada no cenário com espessura sedimentar de 8 km (Figura 4.7d). No cenário com espessura sedimentar de 2 km, a primeira derivada tende à constante há aproximadamente 180 Ma, enquanto

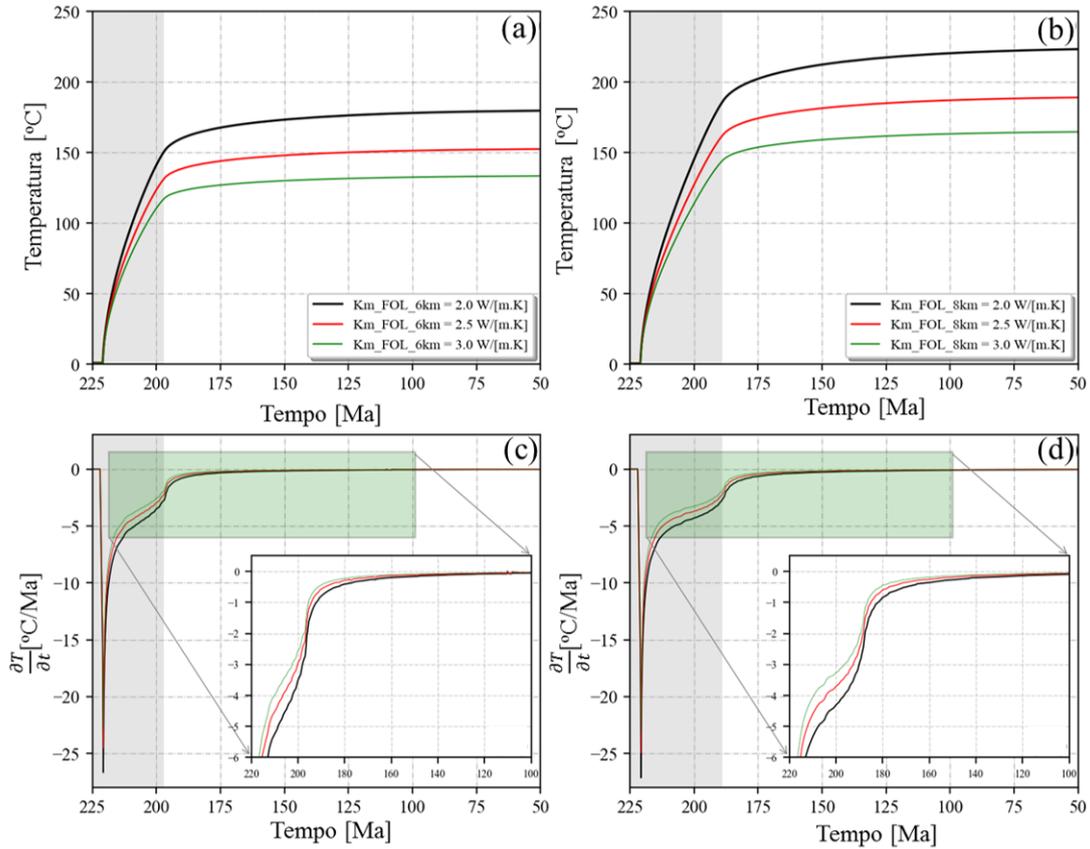


Figura 4.8: Em (a) e (b), histórias de temperatura no embasamento (T_E) de seis cenários de espessura sedimentar de 6 km e 8 km de folhelho, respectivamente, combinados com três cenários de K_m 2 W/[m.K], 2,5 W/[m.K] e 3,0 W/[m.K]. Em (c) e (d), as curvas das primeiras derivadas das histórias de T_E em (a) e (b).

que no cenário com espessura sedimentar de 8 km, tende a constante há 100 Ma (Figura 4.7d), 75 Ma após o final da deposição. Portanto, quanto maior a espessura sedimentar, maior é o tempo de reequilíbrio térmico do sistema. Quanto menor a espessura sedimentar, maior é a taxa de aumento do fluxo térmico após o final de deposição (Figuras 4.7c). Isto implica que quanto menor a espessura sedimentar, mais rapidamente é atingindo o equilíbrio térmico, pois o sistema difunde calor com mais eficiência.

A temperatura do embasamento para espaço de acomodação de 6 e 8 km, preenchidos por folhelho, aumenta durante a sedimentação (Figura 4.8a,b). A variação de temperatura no início da deposição, de aproximadamente 25°C/Ma, é semelhante nos cenários de espessuras distintas (Figura 4.8c, d). Ao final da deposição, se observa aumento de temperatura relacionado ao processo transiente de reequilíbrio térmico do sistema. O cenário com espessura sedimentar menor, de 6 km, e maior condutividade térmica, de 3,0 W/[m.K], entra em equilíbrio relativamente mais rápido (Figura 4.8c-d). Isso é um indicativo de que os sistemas com menores espessuras sedimentares e maiores condutividades térmicas entram em

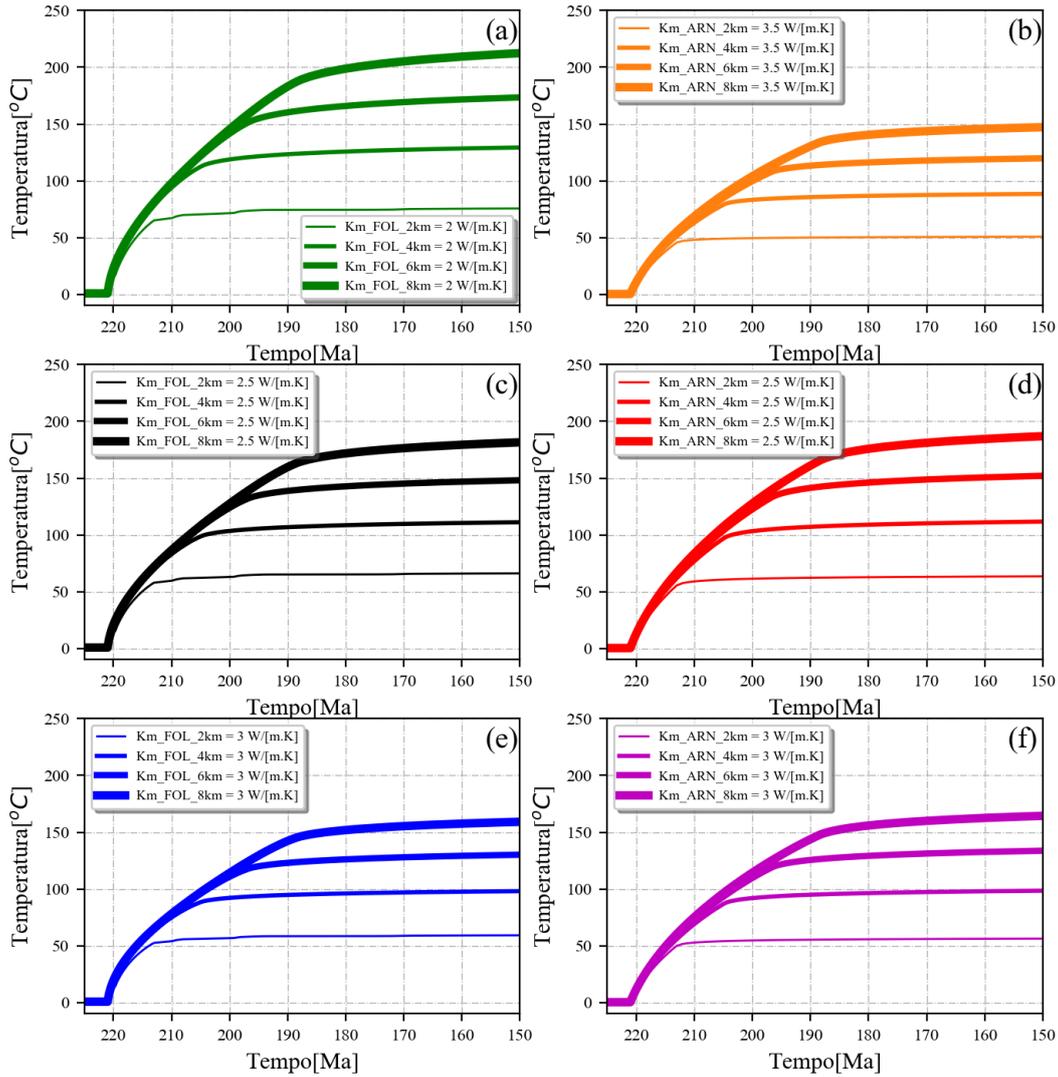


Figura 4.9: Histórias de temperatura no embasamento de seis cenários com espessura sedimentar de (a) 2 km a (b) 8 km, preenchidas por folhelho ou arenito, com três cenários de K_m (2 W/[m.K], 2,5 W/[m.K], e 3 W/[m.K]). A espessura das curvas é proporcional a espessura sedimentar.

equilíbrio mais rapidamente, pois difundem calor com mais eficiência.

Por outro lado, quanto menor a condutividade térmica e maior a espessura do pacote sedimentar, maior a temperatura do embasamento no presente em condições próximas do equilíbrio térmico (Figura 4.9a, b). A temperatura mais alta simulada, de 220°C, corresponde ao cenário de folhelho com condutividade térmica de 2 W/[m.K] e espessura sedimentar de 8 km (Figura 4.9a). Já a temperatura mais baixa, de 50°C, corresponde ao cenário de arenito com condutividade térmica de 3,5 W/[m.K] e espessura sedimentar de 2 km (Figura 4.9b). Os cenários de arenitos e folhelhos com condutividades térmicas iguais apresentam histórias de temperatura semelhantes, sugerindo, novamente, que a porosidade inicial e a constante de compactação desempenham papel secundário, principalmente para espessos pacotes de

sedimentos (Figura 4.9c-d e e-f).

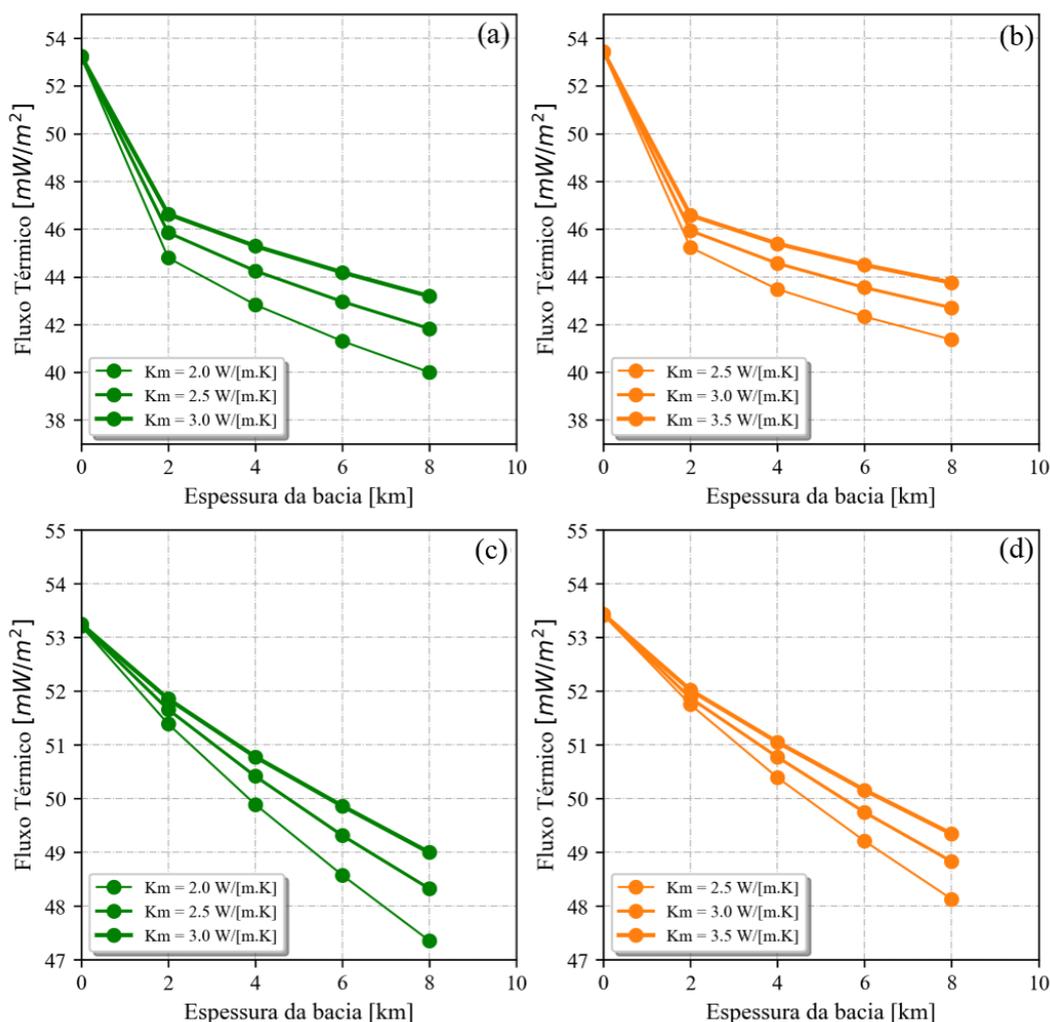


Figura 4.10: Síntese do efeito *blanketing* nos fluxos térmicos no embasamento (Q_E) no início (a-b) e no final (c-d) da deposição por folhelho (a) e (c) e arenitos (b) e (d).

Na figura 4.10, ilustra-se uma síntese dos resultados apresentados anteriormente: o decréscimo do fluxo térmico no embasamento a partir do inicial, de 53 mW/m² é função da combinação da espessura e da condutividade térmica dos sedimentos. No cenário com preenchimento por 8 km de folhelhos e condutividade térmica de 2 W/[m.K], se observa o maior decréscimo, 25%, de 53 mW/m² para 40 mW/m², e de 12% em relação ao presente, próximo ao equilíbrio térmico, de 53 mW/m² para 47 mW/m². Para a mesma espessura sedimentar, no cenário com arenito e maior condutividade térmica, a queda é de 17%, de 53 mW/m² para 44 mW/m² ao final da deposição (Figura 4.10c), e de 7%, de 53 mW/m² para 49,5 mW/m², em relação ao presente (Figura 4.10c).

O fluxo térmico no presente, próximo do equilíbrio térmico, é sempre inferior ao inicial (Figura 4.10). Isso está relacionado a inserção de uma camada com con-

atividade térmica no topo da litosfera. Devido ao aumento da temperatura no embasamento, que é função do soterramento e da condutividade, ocorre uma diminuição do gradiente geotérmico na litosfera em comparação com aquele antes da deposição dos sedimentos.

4.3 Influência da Taxa de Sedimentação no Efeito *blanketing*

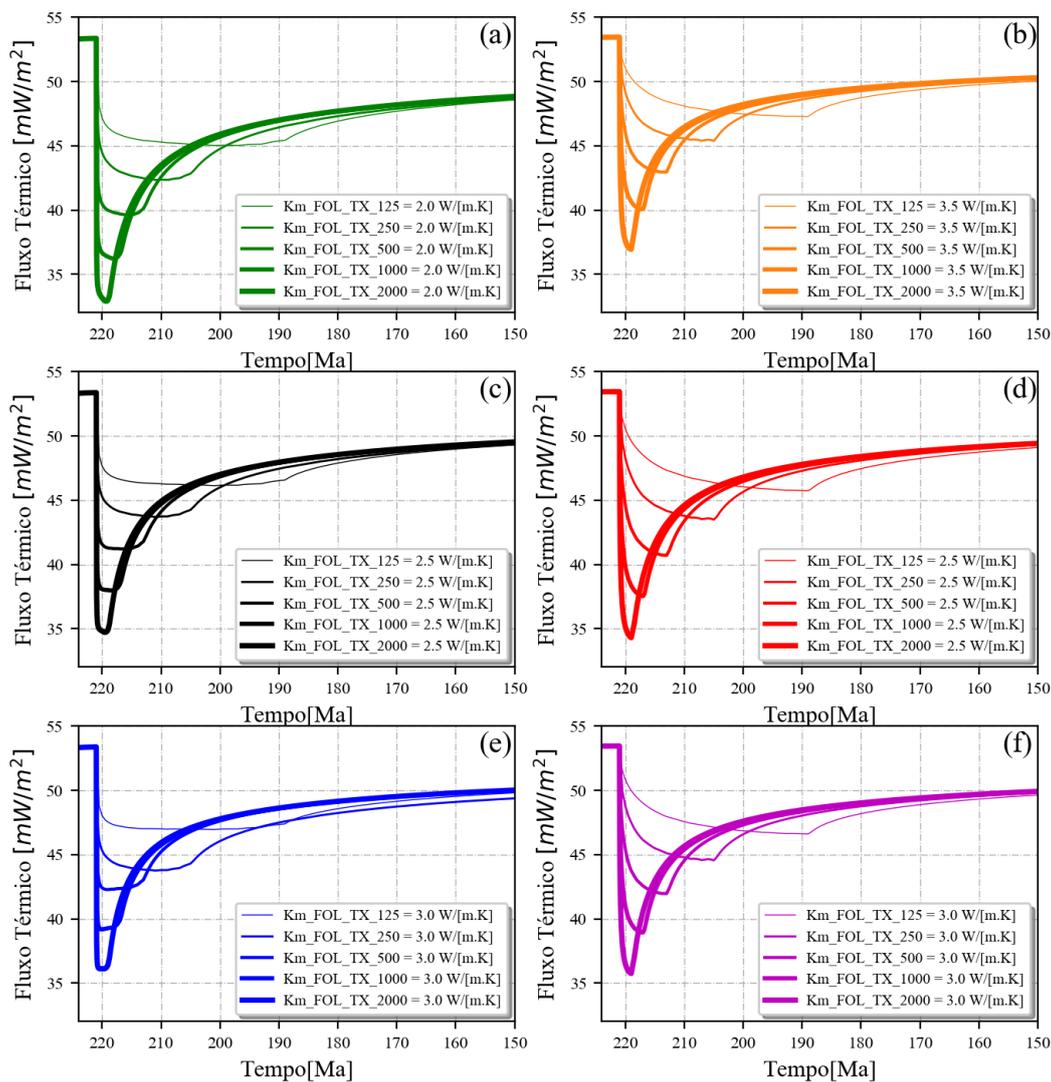


Figura 4.11: Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) para 30 cenários (Tabela B.3 - Apêndice B) de folhelhos (a, c e e) e arenitos (b, d e f), para cinco cenários de taxa de sedimentação de sedimentos compactados de 125 m/Ma, 250 m/Ma, 500 m/Ma, 1000 m/Ma e 2000 m/Ma e seis cenários de K_m de 2 W/[m.K], 2,5 W/[m.K] e 3 W/[m.K] para folhelhos e de 2,5 W/[m.K], 3 W/[m.K] e 3,5 W/m/K para arenitos W/[m.K].

Neste tópico, foi investigada a variação da taxa de sedimentação dos sedimentos

no fluxo térmico do embasamento (Q_E) no efeito *blanketing* (Figura 3.1b). Foram simulados trinta modelos (Tabela A.3 – Apêndice A) com cenários de preenchimento sedimentar de 6 km por folhelho ou arenito, combinados com três cenários de condutividade térmica da matriz e cinco cenários de taxas de sedimentação distintas, de 125 m/Ma, 250 m/Ma, 500 m/Ma, 1000 m/Ma e 2000 m/Ma (Figura 4.11). Os intervalos de tempo de sedimentação para cada cenário de taxa de sedimentação são distintos, uma vez que a espessura sedimentar, de 6 km, é igual para todos os modelos. Para o cenários com taxa de sedimentação de 2000 m/Ma, o tempo de sedimentação foi de 3 Ma, sendo que para o cenário de menor taxa de sedimentação, de 125 m/Ma, o período de sedimentação é de 32 Ma, entre 221 Ma e 189 Ma (Figura 4.11).

A maior diferença entre o fluxo térmico no embasamento inicial e ao final da deposição é apresentada pelo cenário de folhelho com K_m de 2,0 W/[m.K] e taxa de sedimentação de 2000 m/Ma (Figura 4.11a), cujo fluxo térmico cai 41%, de 53,5 mW/m² para 33 mW/m². Em contraste, no cenário de arenito com taxa de sedimentação de 125 m/Ma e K_m de 3,5 W/[m.K], o fluxo térmico diminui apenas 11% (Figura 4.11b). Ao se comparar os cenários de folhelhos ou arenitos com mesmos K_m de 2,5 e 3 W/[m.K], observa-se que as histórias de fluxo térmico para as duas litologias são muito semelhantes (Figura 4.11c-d, e-f). O fluxo térmico nas condições de equilíbrio térmico, 200 Ma após o final da deposição, tende a aproximadamente 50 mW/m² em todos os cenários de taxa de sedimentação. Isso indica que a taxa de sedimentação não tem influencia no fluxo térmico de equilíbrio. A pequena diferença de fluxo térmico está relacionada aos diferentes cenários de condutividade térmica da matriz dos sedimentos. Para o cenário em que a bacia é preenchida por arenito depositado com taxa de sedimentação de 500 m/Ma, os fluxos térmicos no presente, para valores de condutividade térmica distintos, de 2,5 W/[m.K] à 2,5 W/[m.K], variam de aproximadamente 1 mW/m² (Figura 4.12a).

Os modelos de fluxo térmico no embasamento (Q_E) para cenários com arenitos e suas respectivas primeiras derivadas mostram que, quanto maior a taxa de sedimentação, maior o decréscimo do fluxo térmico a partir do equilíbrio inicial (Figuras 4.12a e b). A análise dos cenários em que são variadas a taxa de sedimentação e a condutividade térmica de arenitos indica que quanto menor a taxa de sedimentação e maior a condutividade térmica da matriz dos sedimentos, menor a variação do fluxo térmico inicial na fase de reequilíbrio térmico (Figuras 4.13c e d). Os fluxos térmicos no presente dos cenários com mesmas condutividades térmicas da matriz, mas taxas de sedimentação distintas, são muito próximos (Figura 4.12), variando entre 48 mW/m² e 50 mW/m². A mesma espessura sedimentar, de 6 km, constante foi considerada em todos os cenários. Pequena variação é observada, devido à diferença de condutividade da matriz dos sedimentos.

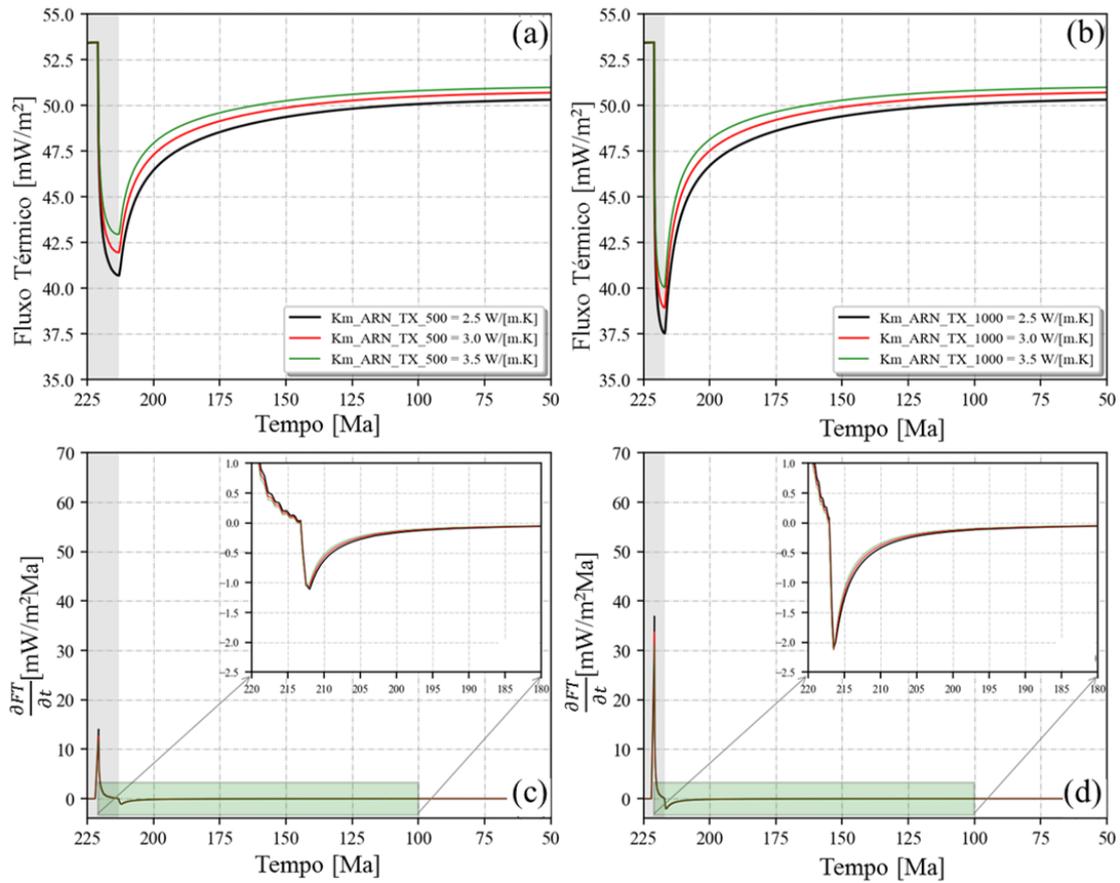


Figura 4.12: Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) de dois cenários com taxa de sedimentação de (a) 500 m/ Ma e (b) 1000 m/Ma preenchida por arenito, combinados com três cenários de K_m (2,5; 3 e 3,5 $W/[m.K]$). Representa-se, nos gráficos (c) e (d), as curvas das primeiras derivadas dos fluxos térmicos no embasamento.

Como resumo das variações de fluxo térmico devido a mudanças na taxa de sedimentação, pode-se concluir que a taxa de sedimentação desempenha uma papel predominante no decréscimo de fluxo térmico no embasamento durante a deposição de sedimentos. Este fenômeno foi quantificado por diversos pesquisadores (ALVAREZ *et al.*, 1984; BREMAECKER, 1983; HUTCHISON, 1985; LUCAZEAU e DOUARAN, 1985; SOUCHE *et al.*, 2017). O desequilíbrio transiente do fluxo no campo de temperatura no embasamento é assim causado pela rápida deposição de sedimentos frios com condutividades térmicas inferiores às da crosta e da litosfera BREMAECKER (1983). Imediatamente após o início da sedimentação, observa-se que o fluxo de calor em superfície é rapidamente reduzido, quanto mais a taxa maior a taxa de redução do fluxo térmico. Uma explicação para isso é que o termo de advecção da equação do calor (equação 2.40) torna-se mais importante do que o termo de difusão sob altas taxas de sedimentação. SOUCHE *et al.* (2017) mostra que para uma bacia preenchida por 2 km de folhelho depositado com taxa de sedimentação de 2000 m/Ma, o fluxo térmico no embasamento decresce 50%, em comparação ao

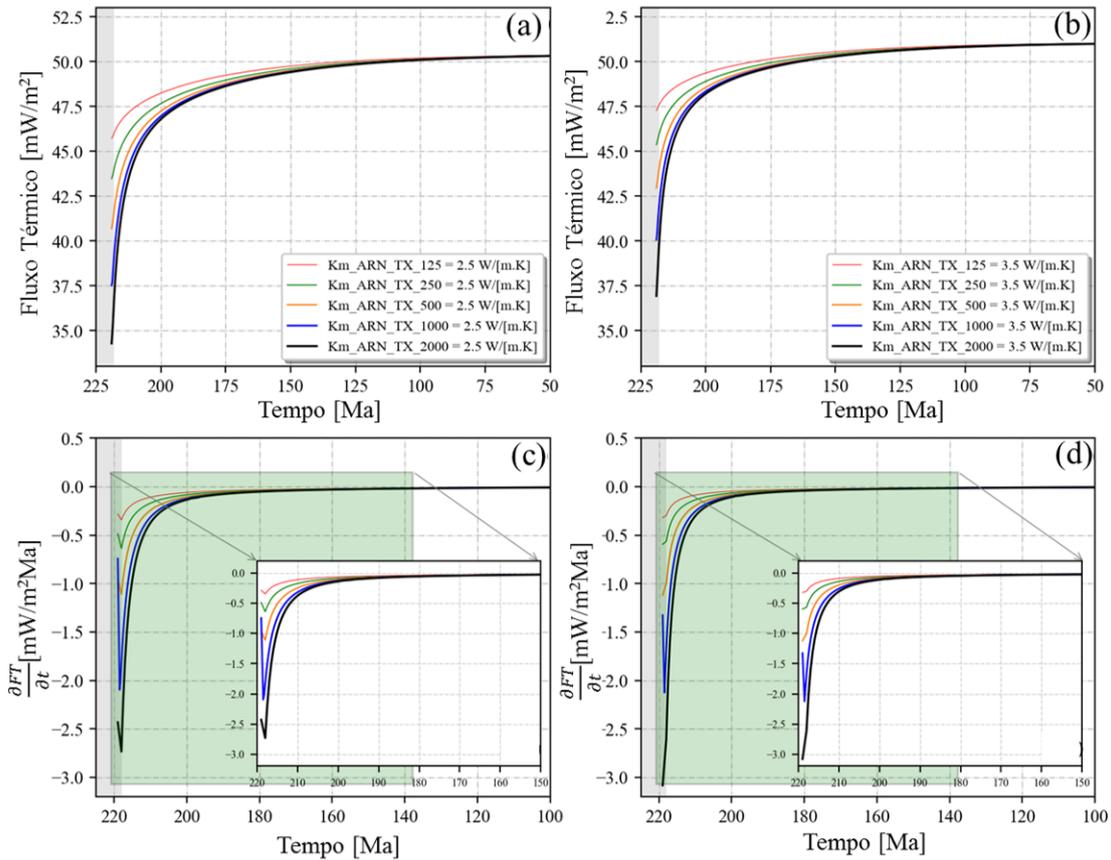


Figura 4.13: Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E), na fase de re-equilíbrio térmico para cinco cenários de taxa de sedimentação de arenitos, de 125 m/Ma, 250 m/Ma, 500 m/Ma, 1000 m/Ma e 2000 m/Ma, combinados com dois cenários de K_m 2,5 W/[m.K] e 3,5 W/[m.K]. Representa-se, nos gráficos (c) e (d), as curvas das primeiras derivadas dos fluxos térmicos no embasamento.

fluxo de equilíbrio inicial. Uma vez finalizada sedimentação, o fluxo se recupera até atingir um novo equilíbrio, o novo fluxo térmico de equilíbrio não depende da taxa de sedimentação, os resultados obtidos nesta seção são semelhantes aos de SOUCHE *et al.* (2017).

4.4 Efeito da produção de calor radiogênico

Neste item, foi analisado o efeito da produção de calor radiogênico dos sedimentos, no fluxo térmico do embasamento e no campo térmico da litosfera. Foram considerados seis cenários (Tabela A.4 – Apêndice A) com espessura sedimentar de 8 km de folhelho, taxa de sedimentação de 250 m/Ma, condutividade térmica da matriz dos sedimentos de 2 W/[m.K], produção de calor radiogênico variável (0 $\mu\text{W/m}^3$, 1 $\mu\text{W/m}^3$, 2,1 $\mu\text{W/m}^3$, 2,9 $\mu\text{W/m}^3$, 3,9 $\mu\text{W/m}^3$, e 10,0 $\mu\text{W/m}^3$ e com período de sedimentação entre 221 e 187 Ma.

A maior queda do fluxo térmico ao final da deposição é apresentada pelo cenário

de maior produção de calor radiogênico, $10 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Figura 4.18c). Neste cenário, o fluxo térmico no embasamento decresce para $27 \text{ m}/\text{W}/\text{m}^2$, 50% em relação ao fluxo inicial de $53,5 \text{ m}/\text{W}/\text{m}^2$. A queda é de apenas 25% no cenário cuja produção de calor radiogênico foi considerada nula.

Observa-se nos perfis de temperatura, 197 Ma após o final da deposição, que quanto maior a produção de calor radiogênico dos sedimentos, maior a temperatura no embasamento (Figura 4.14b) e, conseqüentemente, maior a temperatura na litosfera (Figura 4.14d). As maiores variações dos fluxos térmicos e das temperaturas no embasamento relacionam-se às maiores produções de calor radiogênico (Figura 4.21), como já reconhecido por (ALVAREZ *et al.*, 1984; SOUCHE *et al.*, 2017).

Ao se analisar as curvas do fluxo térmico e da temperatura no embasamento (Figura 4.15a e b) e das primeiras derivadas (Figura 4.15e e f), observa-se que o cenário com maior produção de calor radiogênico é o que apresenta o maior tempo de reequilíbrio térmico. A primeira derivada da temperatura aproxima-se de uma constante, indicando que o sistema atinge equilíbrio em aproximadamente 25 milhões de anos (Figura 4.15d). Isto se reflete no fluxo térmico no embasamento, que é função do gradiente geotérmico, que por sua vez, depende da temperatura. Para os cenários com menores valores de produção de calor radiogênico, o sistema entra em equilíbrio em 75 Ma. Considerando-se que a produção de calor radiogênico foi o único parâmetro variável nestes experimentos, pode-se interpretar que o tempo de reequilíbrio do sistema é função da diferença de temperatura no embasamento ao final da deposição e nas condições de equilíbrio térmico. Essa diferença de temperatura influencia o fluxo térmico no embasamento, de tal forma que quanto maior a produção de calor radiogênico nos sedimentos, maior a temperatura no embasamento e menor o fluxo térmico de equilíbrio (Figura 4.14a e c).

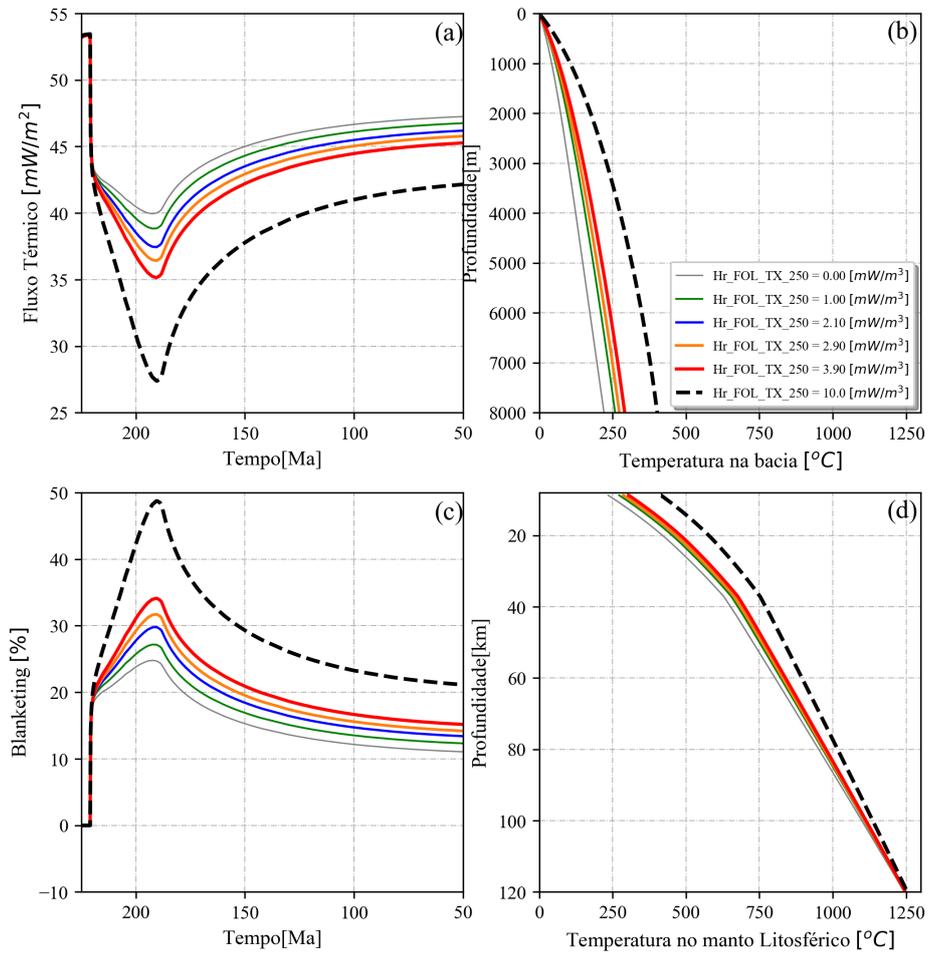


Figura 4.14: Resultados de seis cenários com pacote sedimentar de 8 km de folhelho depositado sobre o embasamento, com taxa de sedimentação de 250 m/Ma, condutividade térmica de matriz de 2 W/m/K e produção de calor radiogênico de $0 \mu W/m^3$, $1,0 \mu W/m^3$, $2,1 \mu W/m^3$, $2,9 \mu W/m^3$, $3,9 \mu W/m^3$, e $10,0 \mu W/m^3$. (a) Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) após sedimentação de pacote de 8 km; (b) perfis de temperatura 197 Ma após a sedimentação; (c) história do percentual da queda do fluxo térmico, em relação ao fluxo térmico inicial; e (d) perfis de temperatura na litosfera.

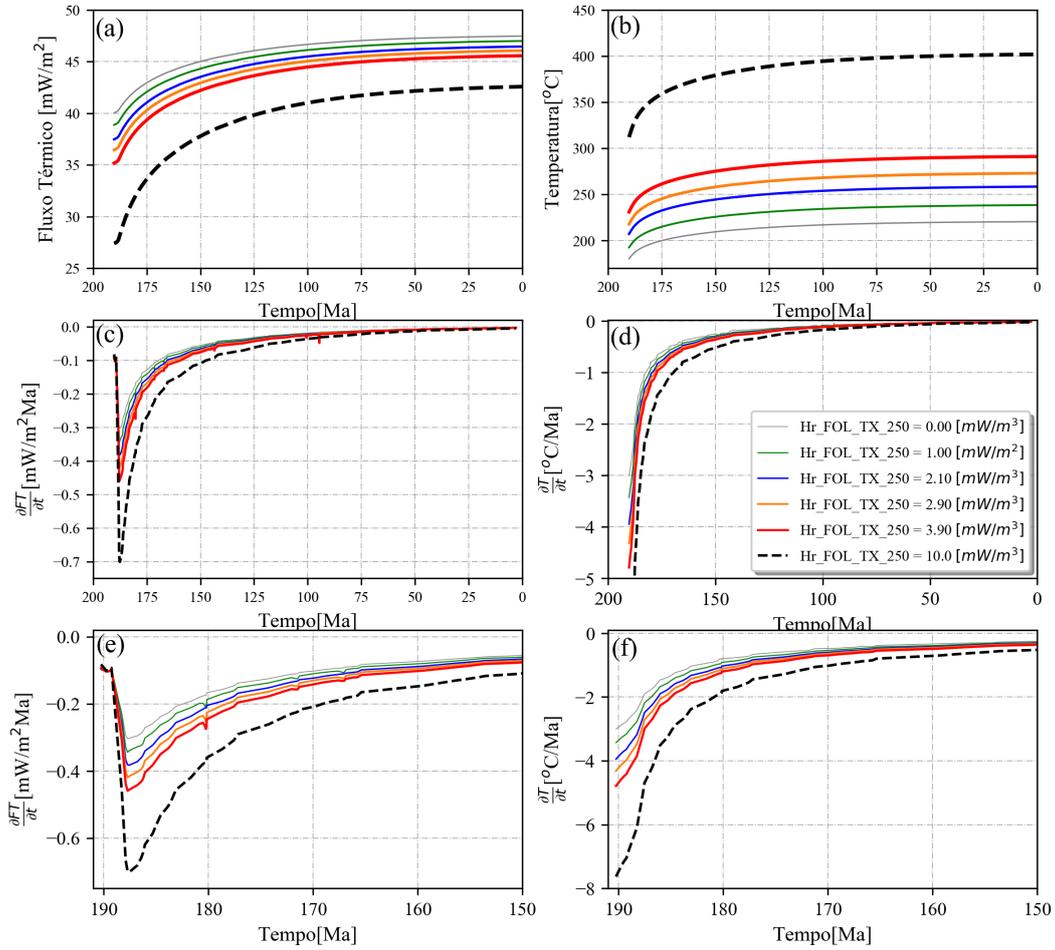


Figura 4.15: Figura 4.18: Histórias de (a) fluxo térmico e (b) de temperatura no embasamento para uma bacia sedimentar de 8 km e suas respectivas primeiras derivadas entre 200 Ma e 0 Ma (c e d) e entre 190 Ma e 150 Ma (e e f). As diferentes curvas representam seis cenários de uma bacia sedimentar de 8 km preenchida por folhelho, com taxa de sedimentação de 250 m/Ma, K_m de 2 W/[m.K] e produção de calor radiogênico variável de 0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 1,0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 2,1 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 2,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, 3,9 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, e 10,0 $\mu\text{W}/\text{m}^3$.

Capítulo 5

Resultados e Discussões – Parte 2: Efeito *Blanketing* em Modelos Sintéticos Considerando Afinamento Litosférico

Neste capítulo, foi analisado o efeito *blanketing* em cenários com afinamento litosférico e tempo de duração do rifteamento variáveis. Foi analisada a sensibilidade da história do fluxo térmico no embasamento em relação à espessura sedimentar e à taxa de sedimentação durante a fase rifte, assim como à deposição de sal ou siliciclásticos após o final da fase rifte.

5.1 Influência da Litologia, e da Taxa de Sedimentação Variável no Sin-Rifte (Espessuras Sin-Rifte Fixas)

Inicialmente, foram simulados 18 cenários com duração da fase rifte de 20 Ma, entre 130 Ma e 110 Ma, sem sedimentação no pós-rifte e considerando fatores de estiramento de 2, 4 e 6 (Tabela B.1 - Apêndice B). Para cada um dos três fatores de estiramentos testados, simulou-se três cenários de preenchimento sedimentar total ao final da fase rifte (1,42 km, 5,1 km, e, 11,32 km de espessura). E, para cada um destes cenários de espessura total do pacote sedimentar rifte, considerou-se dois cenários com propriedades litológica distintas, preenchimento por “folhelhos” ou por arenitos (Figura 5.1). Como os folhelhos e arenitos se caracterizam por distintas porosidades iniciais (ϕ_o) e constantes de compactação (λ_s), as respectivas taxas de sedimentação da fase rifte são diferentes para as duas litologias que preencherem o

mesmo espaço de acomodação num mesmo período, de 20 Ma.

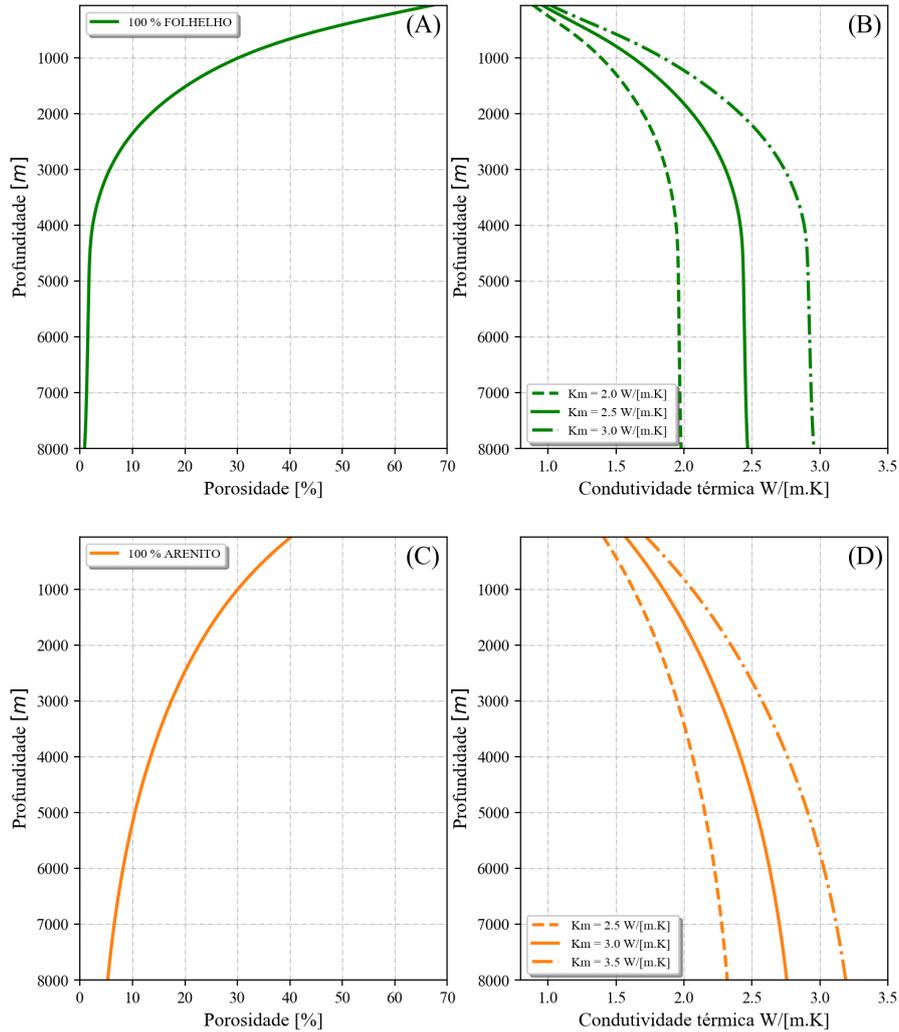


Figura 5.1: Cenários de história do fluxo térmico no topo do embasamento calculados com duração de rifteamento de 20 Ma (entre 130 e 110 Ma). Em (a), (b) e (c), fatores de estiramento de 2, 4 e 6 preenchidos por folhelhos ou arenitos ATHY (1930) com espessuras sedimentares correspondentes de 1,4 km, 5,1km e 7,7 km, em taxas de sedimentação variáveis. Em (d), (e) e (f), são representadas as respectivas curvas das primeiras derivadas dos fluxos térmicos apresentados em (a), (b) e (c).

No caso destes experimentos, foram testados até valores extremos de espessura rifte (≥ 5 km), que em 20 Ma correspondem a elevadas taxas de sedimentação, incompatíveis com taxa de deposição de folhelhos puros. No entanto, para efeito de simplificação nas avaliações do impacto de parâmetros característicos de cada rocha nesta pesquisa (como ϕ_o e λ_s), o que se atribui aqui como “folhelho” é uma litologia com ϕ_o e λ_s na faixa dos valores para folhelhos, mas com taxas de sedimentação mais coerentes com outras litologias, como arenito ou siltito. Por exemplo, para preencher a espessura mínima testada, um total de 1,42 km em 20 Ma, a taxa de sedimentação de um folhelho deveria ser em torno de 125 m/Ma. Este valor já é

extremamente elevado para a taxa de sedimentação de um folhelho puro. Para obter a mesma espessura sedimentar ao final da fase rifte, mas agora com a deposição de arenitos, a taxa de sedimentação deve ser de 76 m/Ma. As demais taxas de sedimentação de “folhelhos” testadas (500 m/Ma e 1000 m/Ma) correspondem a taxas de sedimentação de 316 m/Ma e 754 m/Ma de arenitos.

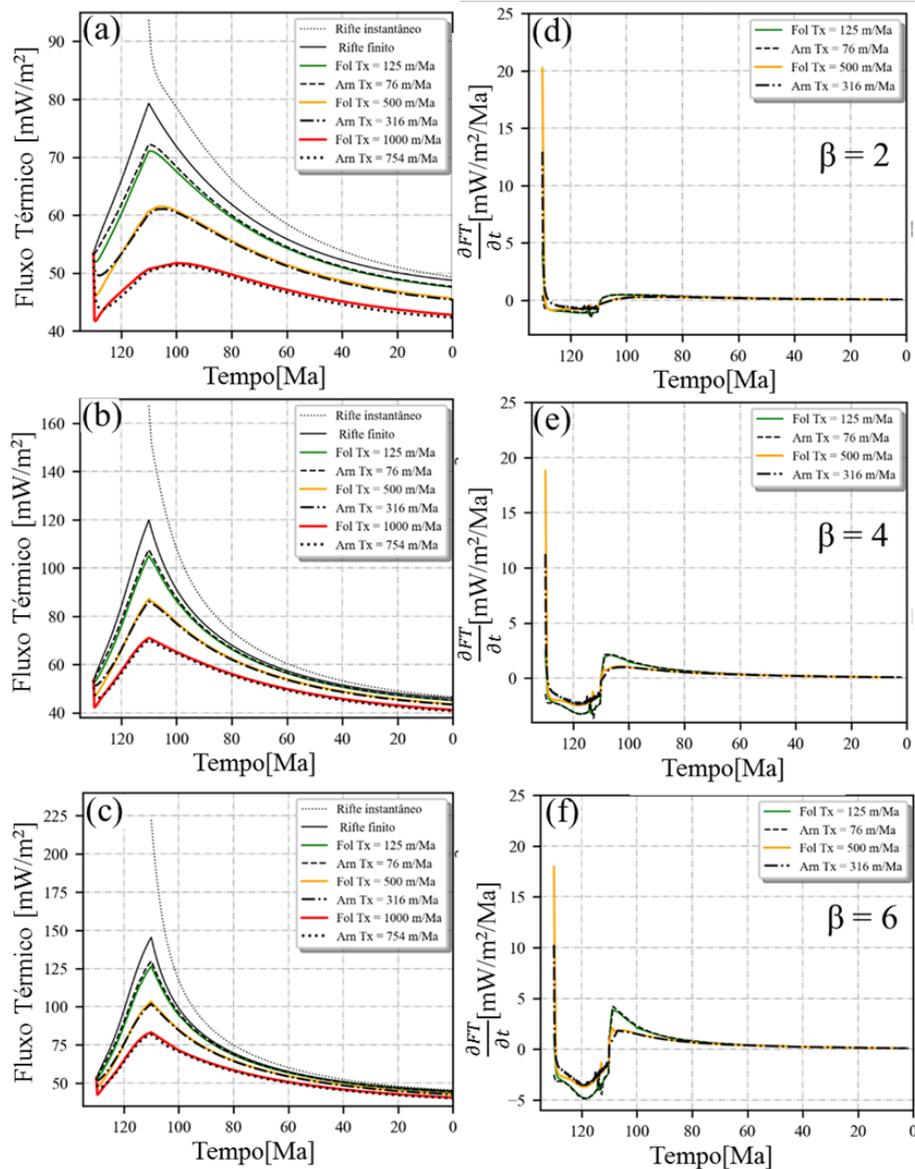


Figura 5.2: Cenários de história do fluxo térmico no topo do embasamento calculados com duração de rifteamento de 20 Ma (entre 130 e 110 Ma). Em (a), (b) e (c), fatores de estiramento de 2, 4 e 6 preenchidos por folhelhos ou arenitos com espessuras sedimentares correspondentes de 1,4 km, 5,1km e 7,7 km, em taxas de sedimentação variáveis. Em (d), (e) e (f), são representadas as respectivas curvas das primeiras derivadas dos fluxos térmicos apresentados em (a), (b) e (c).

Na Figura 5.2, as histórias de fluxos térmicos no topo do embasamento que resultam das simulações numéricas, considerando-se a sedimentação realizadas neste

estudo são comparadas aos fluxos térmicos sem sedimentação e com duração de rifteamento de 1 Ma calculados pelo módulo rifte do GENEX. Estes fluxos térmicos calculados no GENEX sem sedimentação e com tempo de rifteamento menor do que 1 Ma é equivalente aos fluxos calculados pelas equações analíticas dos modelos de rifteamento instantâneo (MCKENZIE, 1978). Quando se considera o tempo de rifteamento de 20 Ma, o fluxo térmico é equivalente ao modelo de rifteamento prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980).

As histórias de Q_E previstas pelos modelos de rifteamento instantâneo (MCKENZIE, 1978) ou prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980) são superiores às histórias de Q_E de todos os cenários com deposição sedimentar simulados (Figuras 5.2).

O Q_E ao final da fase rifte do cenário com fator de estiramento (β) de 6 previsto pelo modelo de rifteamento prolongado é 35% menor do que o previsto pelo modelo de rifteamento instantâneo, de 225 mW/m² para 148 mW/m² (Figura 5.2c). Esta diminuição é maior do que aquela de apenas 15%, de 93 mW/m² para 79 mW/m², do cenário com fator de estiramento de 2 (Figura 5.2a). Portanto, nos modelos que consideram a duração do rifteamento (JARVIS e MCKENZIE, 1980), o fluxo térmico no topo do embasamento é consideravelmente menor do que o previsto pelo modelo de MCKENZIE (1978). No cenário mais extremo, que considera o efeito *blanketing*, com espaço de acomodação de 14 km preenchido por arenito em taxa de sedimentação de 1000 m/Ma, o pico do fluxo térmico ao final da fase rifte é 75% inferior ao previsto pelo modelo de afinamento litosférico instantâneo MCKENZIE (1978), decréscimo de 225 mW/m² para 75 mW/m² (Figura 5.2c). THEISSEN-KRAH e RUEPKE (2009) observaram que o modelo de MCKENZIE (1978), como proposto originalmente, só é válido para taxas de sedimentação baixas (inferiores a 200 m/Ma), e duração de rifteamento inferior a 20 Ma (JARVIS e MCKENZIE, 1980). Portanto, para uma investigação mais robusta do efeito *blanketing*, os cenários de fluxo térmico no embasamento são comparados com o modelo analítico que admite rifteamento prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980).

Apesar das taxas de sedimentação distintas, as diferenças no fluxo térmico no embasamento são muito pequenas entre os cenários de rifte preenchido por folhelhos ou por arenitos (Figuras 5.2a, b e c). Observa-se uma pequena diferença entre os fluxos térmicos há 130 Ma, imediatamente após o início da deposição nos cenários com β de 2, cujo valor de referência previsto pelo modelo de rifteamento finito é de 53,5 mW/m². O cenário com preenchimento por 5,1 km de “folhelho”, em taxa de sedimentação de 500 m/Ma, apresenta fluxo térmico de 48 mW/m², em contraste com o cenário correspondente com preenchimento por arenito, com taxa de sedimentação de 316 m/Ma, cujo fluxo térmico é de 50,0 mW/m² (Figura 5.2a). A sutil diferença entre os fluxos térmicos no embasamento no início da deposição em relação ao previsto pelo modelo de rifteamento finito se deve à maior taxa de sedimentação e

maior porosidade inicial dos folhelhos. No início da fase rifte, o folhelho é depositado com taxa de sedimentação de 500 m/Ma e porosidade inicial, ϕ_o de 70%. Neste instante, a condutividade térmica média do pacote de folhelho é de aproximadamente 1,2 W/[m.K], de acordo com a porosidade média de 60% e condutividade térmica de matriz de 2,5 W/[m.K] (Figura 5.1a e b). Essa condutividade média é inferior à do cenário com preenchimento por arenito, de 1,7 W/[m.K], cujo ϕ_o é de 41% (Figura 5.1c e d). Portanto, o maior decréscimo do fluxo térmico inicial nos cenários de rifte preenchido por folhelho, em comparação com os cenários com preenchimento por arenito, pode ser explicada por dois fatores: 1) maior espessura de folhelho inicial devido à maior taxa de sedimentação, e 2) maior porosidade média inicial, que implica em mais água no sistema. Como a condutividade térmica da água, K_w de 0,6 W/[m.K], é muito inferior à da matriz dos sedimentos, K_m de 2,5 W/[m.K], a condutividade térmica média do pacote de folhelho de 500 m, depositado em 1 Ma e porosidade inicial, ϕ_o de 70%, é inferior à condutividade térmica média do pacote de arenito de 316 m, que preenche o mesmo espaço de acomodação.

A maior variação inicial do fluxo térmico do embasamento, de 20 mW/m²/Ma, corresponde ao cenário de rifte preenchido por 5,1 km de folhelho, com taxa de sedimentação de 500 m/Ma e β de 2 (Figura 5.2d). Esta é maior do que a variação do fluxo térmico do cenário correspondente de arenitos com taxa de sedimentação menor, de 316 m/Ma, 12 mW/m²/Ma. Observa-se também, pela análise das primeiras derivadas do fluxo térmico (Figura 5.1d-f) que a queda do fluxo térmico no início da deposição é sensivelmente maior para o cenário com β de 2 (Figura 5.2d), em comparação aos cenários com maiores fatores de estiramento, β de 4 e 6 (Figura 5.2e-f). A queda do fluxo térmico no embasamento no início da fase rifte, relacionada à sedimentação, também foi observada em experimentos de outros autores (e.g. SOUCHE *et al.* (2017)). Esses pesquisadores observaram que, em bacias onde o espaço de acomodação foi totalmente preenchido durante a fase rifte, o fluxo térmico cai rapidamente, de 53,5 para 42 mW/m²/Ma (Figura 1.2). Esses autores atribuem este comportamento ao efeito *blanketing*, pelo soterramento de sedimentos frios e inconsolidados, com baixas condutividades e altas taxas de sedimentação, termicamente não equilibrados em profundidade.

Observa-se que as histórias de fluxo térmico no embasamento após o início da deposição são praticamente iguais nos cenários em que o rifte foi preenchido por “folhelhos” ou arenitos, apesar de atribuídos porosidades iniciais, constantes de compactação e, conseqüentemente, taxas de sedimentação distintas (Figura 5.2a, b e c). Os resultados indicam que o efeito no fluxo térmico no embasamento está mais relacionado à espessura final de sedimentos do que à taxa de sedimentação.

5.2 Influência da Litologia e taxas de sedimentação sin-rifte fixas (espessura sin-rifte variável)

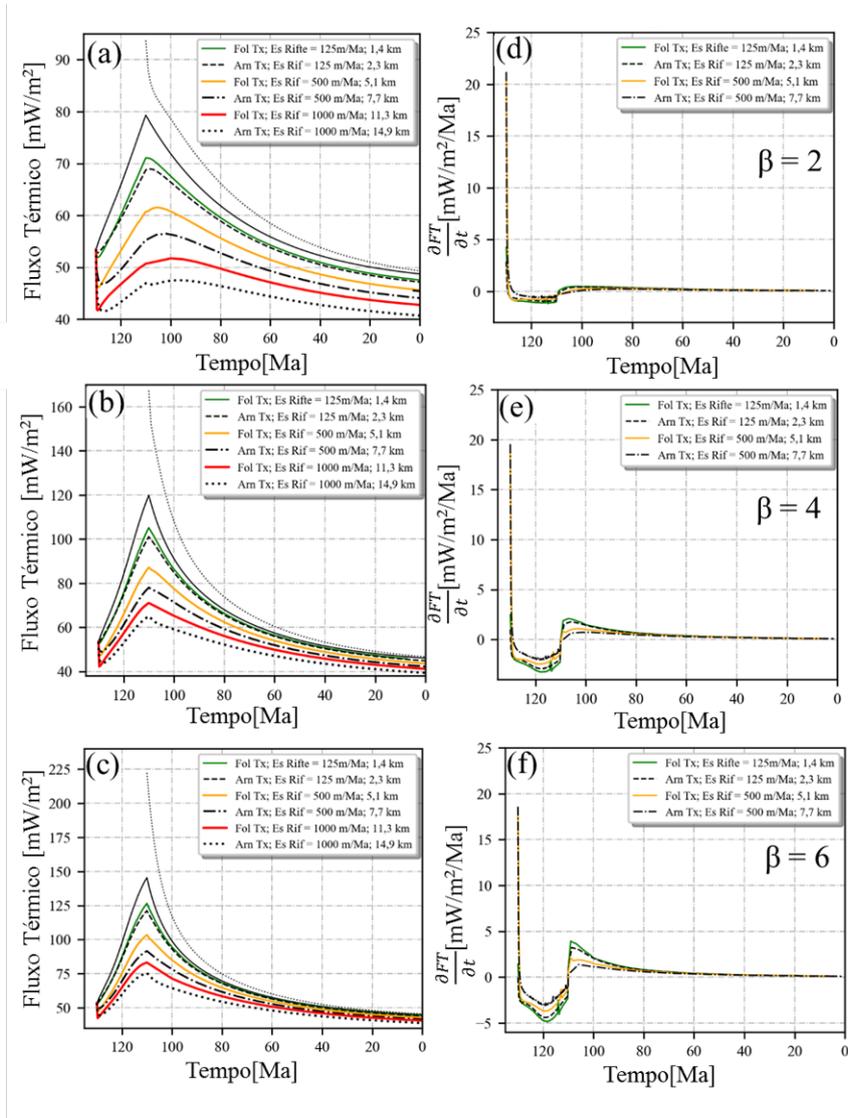


Figura 5.3: Cenários de história do fluxo térmico no embasamento calculados com duração de rifteamento de 20 Ma (entre 130 e 110 Ma). Em (a), (b) e (c), estão ilustrados resultados para cenários com fatores de estiramento, respectivamente, 2, 4 e 6, preenchidos por folhelhos ou arenitos em três cenários de taxa de sedimentação, de 125 m/Ma, 500 m/Ma e 1000 m/Ma e, conseqüentemente, espessuras variáveis. Em (d), (e) e (f), são representadas as respectivas curvas das primeiras derivadas dos fluxos térmicos apresentados em (a), (b) e (c).

Nos experimentos discutidos em 5.1, comparou-se resultados de modelos com mesma espessura sedimentar syn-rifte sendo depositada num mesmo intervalo de 20 Ma, diferindo a taxa de sedimentação a depender da fácies depositada (arenito

ou “folhelho”). Adicionalmente, neste tópico, foi investigado o impacto da taxa de sedimentação em rifte preenchido por arenitos ou “folhelhos” no efeito *blanketing* para diferentes fatores de estiramento e considerando um rifteamento com duração de 20 Ma (entre 130 Ma e 110 Ma). As taxas de sedimentação simuladas, de 125 m/Ma, 500 m/Ma e 1000 m/Ma correspondem a distintas espessuras totais de sedimentos sin-rifte compactados, para o mesmo tempo de rifteamento, dependendo da fácies devido às diferenças em ϕ_o e λ_s .

Observa-se que as histórias de fluxo térmico no embasamento nos cenários com rifte preenchido por folhelho são similares às aquelas com preenchimento por arenitos para taxas de sedimentação baixas. Para os cenários de rifte preenchido por folhelho e arenito com taxas de sedimentação menores do que 125 m/Ma, observa-se uma pequena diferença entre os fluxos térmicos ao final do rifte para o cenário com β de 2 (Figura 5.3a). Entretanto, nos cenários com β de 4 e 6, as histórias de fluxo térmico no tempo, para folhelhos e arenitos com baixa taxa de sedimentação, são praticamente iguais (Figura 5.3c e d). Entretanto, em contraste com os cenários com menores taxas de sedimentação, nos cenários com taxas de sedimentação mais elevadas, de 500 e 1000 m/Ma, as diferenças entre os correspondentes fluxos térmicos de folhelhos e arenitos ao final da fase rifte são relativamente grandes. Esta diferença decorre das espessuras finais maiores dos pacotes sin-rifte de arenitos, de 7,7 e 14,9 km, em comparação com as espessuras correspondentes de folhelho, de 5,1 e 11,3 km, depositados com as mesmas taxas de sedimentação. Ressalta-se também que estas diferenças não estão sendo influenciadas pelo calor radiogênico, uma vez que este parâmetro foi considerado nulo.

Para o cenário de rifte submetido a fator de estiramento de 2 totalmente preenchido por folhelho depositado com taxa de sedimentação de 500 m/Ma, é calculado Q_E de 62 mW/m² ao final da fase rifte, 33% inferior ao calculado aplicando-se o modelo de rifte prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980), 93 mW/m² (Figura 5.3a). No cenário de preenchimento por arenito, para a mesma taxa de sedimentação 500 m/Ma, a diferença do Q_E é de 39%, de 93 mW/m² para 57 mW/m². Os cenários com fatores de estiramentos de 4 e 6 e taxa de sedimentação de 500 e 1000 m/Ma apresentam o mesmo comportamento (Figura 5.3b e c).

Contrários aos resultados apresentados anteriormente, os fluxos térmicos no embasamento dos cenários com mesma espessura de folhelhos e arenitos logo no início da fase rifte são muito semelhantes nas taxas de sedimentação de 125 m/Ma, 500 m/Ma e 1000 m/Ma (Figura 5.3). Esta semelhança é explícita nos gráficos das derivadas dos fluxos térmicos (Figuras 5.3d, e, f). Observa-se variações de aproximadamente 20 mW/m²/Ma imediatamente após o início de deposição em cenários com fatores de estiramento distintos.

Nos cenários com β de 2 e taxa de sedimentação igual ou superior a 500 m/Ma,

observa-se um aumento do fluxo térmico no embasamento durante a transição da fase rifte para a fase de subsidência térmica, em torno de 110 Ma, quando o modelo analítico sem sedimentação em rifte prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980) prediz decréscimo exponencial do fluxo térmico (Figura 5.2a e 5.3a). Souche et al., (2017) constataram o mesmo comportamento nas histórias de fluxo térmico no embasamento e na superfície em caso de rifte totalmente preenchido por sedimentos frios, depositados com altas taxas de sedimentação, baixas condutividades térmicas e β de 2 (Figura 2.8). De acordo com esses autores, o aumento do fluxo térmico no embasamento ao final da fase rifte é resultado do decréscimo da taxa de sedimentação no pós-rifte e reequilíbrio do campo de temperatura da litosfera por difusão.

O crescimento transiente do fluxo térmico no embasamento é consequência da difusão térmica na litosfera, e reequilíbrio das geotermas, que induz o aumento do gradiente geotérmico em profundidade, que por sua vez, implica em crescimento do Q_E após o final da deposição (Figura 4.4). Segundo THEISSEN-KRAH e RUEPKE (2009), tal fenômeno ocorre por que a escala de tempo do fluxo térmico transiente (inferior a 10 Ma) é menor do que o tempo de relaxação térmica da litosfera após o processo de rifteamento, em torno de 60 Ma (JARVIS e MCKENZIE, 1980).

Em todos os cenários com taxas de sedimentação igual ou inferior a 125 m/Ma e nos cenários com β de 4 e 6, as histórias de Q_E após 110 Ma, no pós-rifte (Figuras 5.2 e 5.3), apresentam os mesmos comportamentos preditos pelo modelo de rifteamento prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980). As taxas de decréscimo do Q_E no pós-rifte variam nos diferentes cenários. O maior decréscimo de Q_E após 110 Ma, de aproximadamente 4 mW/m²/Ma, foi identificado no cenário com maior fator de estiramento, β de 6, no qual o rifte é preenchido por 1,4 km de folhelho, em taxa de sedimentação de 125 m/Ma (Figura 5.3f). Já, a menor queda do Q_E , de 1 mW/m²/Ma, foi identificada no cenário com menor fator de estiramento, β de 2, no qual o espaço de acomodação de 14,1 km é totalmente preenchido por arenito, com a maior taxa de sedimentação, de 1000 m/Ma (Figura 5.2d). Nos cenários com taxa de sedimentação de 1000 m/Ma e β de 2, o fluxo térmico ao final da fase rifte é inferior ao fluxo térmico inicial (Figura 5.2a e 5.3a).

5.3 Influência do Tempo de Duração do Rifteamento

Neste tópico, foi investigada a contribuição da taxa de sedimentação no efeito *blanketing* em rifte com duração de 10 Ma (130 Ma a 120 Ma), preenchido por arenitos ou “folhelhos”, com fatores de estiramento 2 ou 4, em contraste com os cenários já apresentados no item anterior, cuja duração foi de 20 Ma. Assim como no item

5.2, como essas litologias apresentam ϕ_0 e λ_s diferentes, as taxas de sedimentação de 125 m/Ma, 500 m/Ma e 1000 m/Ma correspondem a distintas espessuras de sedimentos compactados (Figura 5.4).

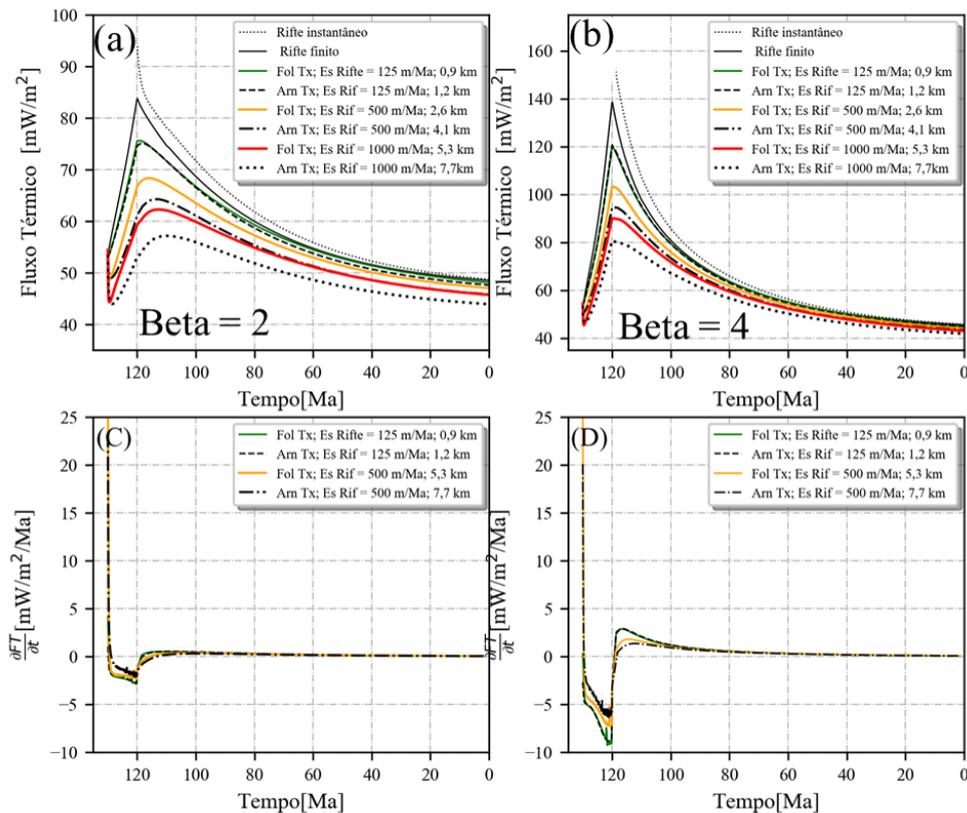


Figura 5.4: Cenários de histórias de fluxo térmico no embasamento assumindo-se duração de rifteamento de 10 Ma (130 Ma à 120 Ma). Em (a) e (b) fatores de estiramento de (a) 2 e (b) 4 ,preenchidos por folhelhos ou arenitos, com taxas de sedimentação de 125 m/Ma, 500 m/Ma e 1000 m/Ma. As taxas de sedimentação correspondem a acumulação de 0,9 km, 2,6 km e 5,3 km de folhelhos ou 1,2 km, 4,1 km e 7,7 km de arenitos. São representadas em (c) e (d), as respectivas primeiras derivadas dos fluxos térmicos de (a) e (b).

Ao se comparar os fluxos térmicos no embasamento modelados nesta pesquisa com duração de rifte de 10 Ma àqueles calculados por modelos de afinamento litosférico que não consideram o efeito *blanketing*- aplicando-se modelos de rifte instantâneo (MCKENZIE, 1978) e de rifteamento prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980) - observam-se decréscimos menores em comparação com os modelos com duração de rifteamento de 20 Ma apresentados no tópico anterior (Figuras 5.2 e 5.3). No cenário com fator de estiramento de 4 e duração de rifteamento de 10 Ma, o Q_E no pico do rifteamento é de 140 mW/m², 14% inferior ao previsto por rifteamento instantâneo de 163 mW/m² (Figura 5.4b). Já no cenário com duração de rifteamento de 20 Ma e mesmo fator de estiramento, observa-se diferença de 26,5%, de 163 para 120 mW/m² (Figuras 5.2b e 5.3b). Similarmente, ALVAREZ *et al.* (1984)

verificaram que o Q_E , calculado em modelo de margem de 200 km de largura e fator de estiramento de 6 no eixo da bacia, decresce 58,5%, de 200 para 83 mW/m², em comparação ao cenário de rifteamento de 20 Ma, e apenas 38,5 %, de 200 para 123 mW/m², no cenário de rifteamento de 10 Ma, em comparação com o modelo analítico de rifte prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980).

Nos cenários de rifte de 10 Ma, preenchido por folhelho com taxa de sedimentação de 125 m/Ma, o pico do fluxo térmico no embasamento diminui 13%, de 138 para 120 mW/m² (Figura 5.4b) em relação ao predito pelo modelo de rifte prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980); decréscimo semelhante àquele de 14%, de 120 para 103 mW/m², observado no cenário com o mesmo fator de estiramento e duração de rifteamento de 20 Ma (Figura 5.3b). O mesmo comportamento ocorre nos cenários com preenchimento por arenito e taxa de sedimentação de 1000 m/Ma. No cenário com duração de rifte de 10 Ma, observou-se decréscimo de 43%, de 138 para 80 mW/m², semelhante ao observado no cenário em que a duração do rifte foi de 20 Ma, de 47%, de 120 para 65 mW/m².

Como identificado nos cenários de rifteamento de 20 Ma, observa-se aumento do fluxo térmico após o final da fase de rifteamento nos cenários com taxas de sedimentação iguais ou superiores a 500 m/Ma e β de 2 (Figura 5.3a). A derivada do fluxo térmico no tempo geológico permanece negativa após o final da deposição, indicando aumento no Q_E (Figura 5.4c). Aproximadamente 10 Ma após o fim da fase rifte, por volta de 110 Ma, o fluxo térmico começa a decair exponencialmente. Entretanto, o decréscimo próximo de 1 mW/m²/Ma é inferior aos observados nos cenários com β de 4, de aproximadamente 2,5 mW/m²/Ma (Figura 5.4c e d).

5.4 Efeito *blanketing* da Deposição de Sal no Final da Fase Rifte

Nos itens anteriores, foram analisados os impactos da sedimentação nas histórias de fluxo térmico no topo do embasamento (Q_E) decorrentes da espessura sedimentar sin-rifte, da taxa de sedimentação e da duração da fase rifte, assim como dos fatores de estiramentos. Naqueles experimentos, foi ignorada a deposição de sedimentos durante a fase de subsidência térmica. Nesta seção, foi analisado o efeito *blanketing* em 10 cenários com rifteamento de 20 Ma, preenchimento por 1,4 km de folhelho e fatores de estiramentos 2 ou 4 (Tabela B.3 Apêndice B). Nos cenários iniciais, foi analisada a sensibilidade da história do fluxo térmico no embasamento, as espessuras de sal (0 km, 2 km, 3 km, 4 km e 5 km), fácies com condutividade térmica (K_m) de 5,5 W/[m.K] e porosidade nula, depositadas durante 1 Ma ao final da fase rifte (Figura 5.5). As espessuras de sal simuladas correspondem a taxas de sedimentação

de 2 km/Ma, 3 km/Ma, 4 km/Ma e 5 km/Ma.

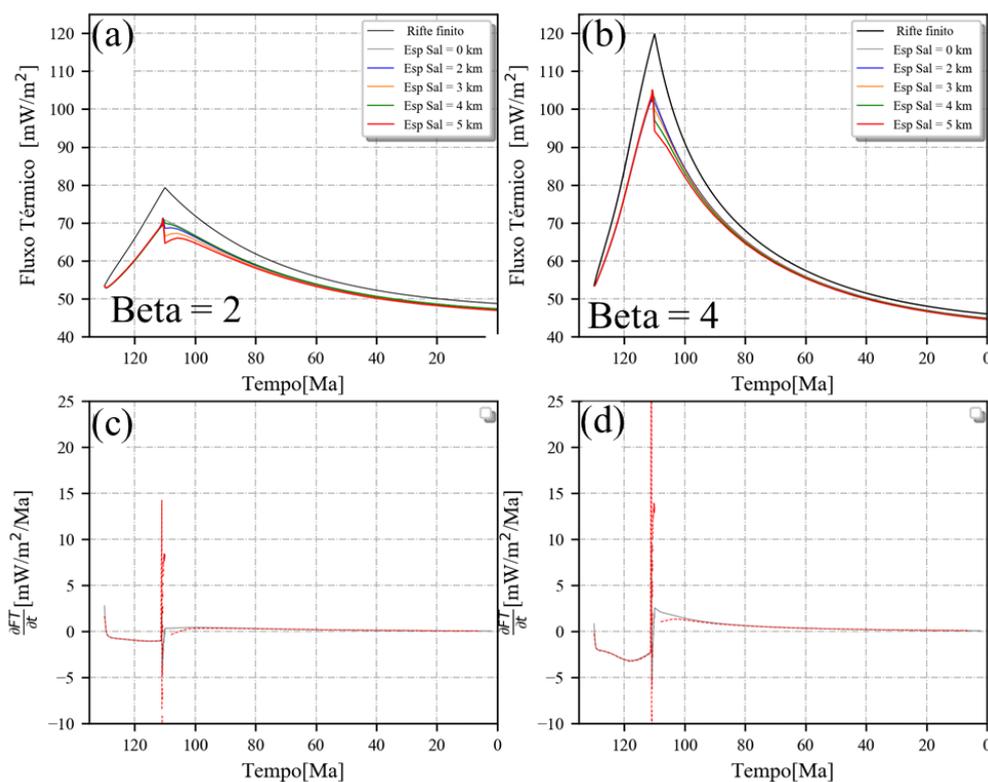


Figura 5.5: Histórias de fluxo térmico no embasamento para riftes de 20 Ma preenchidos por folhelhos, com taxa de sedimentação de 125 m/Ma e deposição de espessuras variáveis de sal (0 km, 2 km, 3 km, 4 km e 5 km) no final da fase rifte, entre 110 e 109 Ma. Foram considerados fatores de estiramento de (a) 2 e (b). 4. As curvas pretas são as histórias de fluxo térmico calculadas pelo modelo de rifte finito de JARVIS e MCKENZIE (1980) para os respectivos fatores de afinamento. Representam-se em (c) e (d), as respectivas primeiras derivadas dos fluxos térmicos.

No cenário com espessura de sal de 5 km e β igual a 2, o fluxo térmico cai bruscamente de 70 para 65 mW/m², 7,14%, após a deposição do sal; enquanto que no cenário com espessura de 3 km de sal, a queda é de apenas 2,5% (Figura 5.5a). Nos cenários com β igual a 4, os Q_E apresentam o mesmo comportamento de queda imediatamente após a deposição, melhor caracterizado nas primeiras derivadas dos (Q_E). Quanto maior a espessura de sal, maior é a queda do Q_E (Figura 5.5).

Peculiarmente, o fluxo térmico cresce entre 109 e 105 Ma no início do pós-rifte, especialmente, no cenário com fator de estiramento de 2 (Figura 5.5a). Este crescimento é explicitado na mudança de sinal da derivada do fluxo térmico (Figura 5.5c) e decorre do reequilíbrio térmico transiente, controlado pela alta difusividade do sal. Mesmo com altas taxas de sedimentação, os decaimentos dos fluxos térmicos, para os cenários distintos, são muito pequenos. Nestes casos pode-se interpretar que alta difusividade da sal compensa a deposição de sedimento, isso é um indicativo de que o termo de difusão do calor é mais importante do que o termo de advecção para

sedimentos depositados com altíssimas condutividades térmicas e porosidade igual a zero.

A partir de 105 Ma, com o progressivo resfriamento da bacia, o fluxo térmico segue o decaimento exponencial, que leva a condições próximas do equilíbrio térmico no presente. Observa-se que os Q_E em 0 Ma, próximos às condições de equilíbrio térmico, são muito semelhantes àqueles em que não se considerou o efeito *blanketing* (Figura 5.5a e b). Essa semelhança é um indicativo de que espessas camadas de sal, de mais de 2 km, depositadas sob altas taxas de sedimentação, têm pequeno impacto nos fluxos térmicos no embasamento, e apenas durante a deposição, sendo seu efeito insignificante 10 Ma após a deposição. A queda brusca do Q_E ao final da fase rifte e o reequilíbrio térmico posterior, com recuperação do Q_E , também foi observado por BURRUS *et al.* (1996). A partir de simulação numérica bidimensional com o programa Temispack, no qual a equação do calor é resolvida considerando a litosfera acoplada à bacia, esses autores calcularam as histórias de Q_E para pseudo-poços do Golfo de Lion, nos quais observaram que, durante alta taxa deposicional de evaporitos com condutividade térmica ligeiramente superior à considerada nesta dissertação (5,8 W/[m.K]), os fluxos térmicos no embasamento apresentam queda brusca de aproximadamente 30% (de 100 para 70 mW/m²), recuperando-se em seguida para fluxo próximo ao anterior à deposição.

5.5 Efeito *blanketing* do efeito da substituição de Sal por arenito no início da fase de subsidência térmica

Nos tópicos anteriores, foram analisados os impactos da sedimentação nas histórias de fluxo térmico no topo do embasamento (Q_E) com deposição de sedimentos siliciclasticos apenas na fase rifte (tópicos 5.1 à 5.3) e com deposição de no final da fase rifte (tópico 5.4). Naqueles experimentos, foi ignorada a deposição de sedimentos durante a fase de subsidência térmica. Nesta seção, foi analisado o efeito *blanketing* em 2 cenários com rifteamento de 20 Ma, preenchimento por 1,4 km de folhelho e fatores de estiramentos 2 ou 4 (Figura 5.6). Entretanto, nestes experimentos simulou-se o processo substituição de 5 km de sal (Figura 5.5a – curva vermelha) com alta condutividade térmica, de 5,5 W/[m.K] e porosidade nula, por arenito com condutividade térmica da matriz de 2,5 W/[m.K] (Figura 5.1d), porosidade inicial de 41% (Figura 5.1c) e taxa de sedimentação do sedimento compactado de 500 m/Ma.

Observa-se uma queda mais intensa do Q_E no cenário com deposição de arenitos ao invés de sal (Figura 5.6). Esta proeminente queda é consequência da troca

de halita com porosidade nula e alta condutividade térmica, K_m de 5,5 W/[m.K], por sedimentos com alta porosidade inicial e condutividade térmica média inferior (Figura 5.6a-b). No cenário com β de 2, o fluxo térmico no embasamento decresce bruscamente após a deposição de sedimentos pós-sal, com taxa de 10 mW/m²/Ma, enquanto que no cenário com β de 4, o decréscimo atinge 20 mW/m²/Ma (Figura 5.6c e d). Como já observado por outros autores, o efeito da deposição de espessos pacotes de sedimentos com baixa condutividade térmica e altas taxas de sedimentação potencializa o decaimento do fluxo térmico durante a fase de subsidência térmica (ALVAREZ *et al.*, 1984; HUTCHISON, 1985; LUCAZEAU e DOUARAN, 1985; SOUCHE *et al.*, 2017; THEISSEN-KRAH e RUEPKE, 2009).

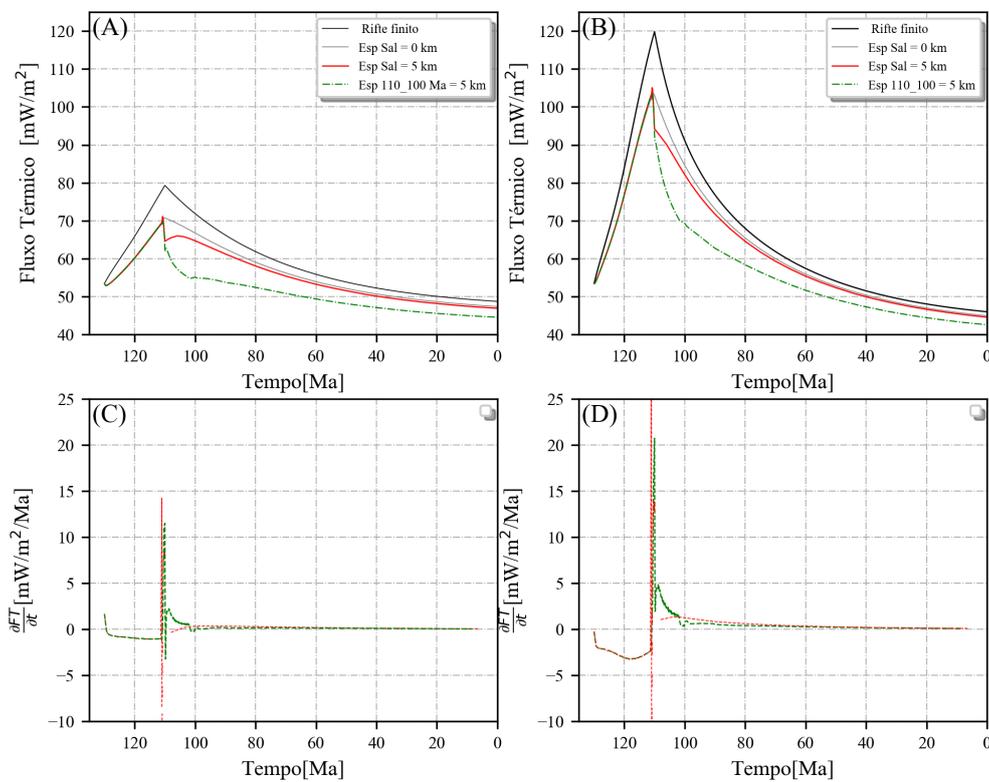


Figura 5.6: Histórias de fluxo térmico no topo do embasamento para riftes preenchidos por folhelho com taxa de sedimentação de 125 m/Ma e fator de estiramento de (a) 2 e (b) 4. Representam-se em (c) e (d), as respectivas primeiras derivadas para os fluxos térmicos descritos. Os experimentos assumiram duração de rifteamento de 20 Ma (130 Ma à 110 Ma). Foram consideradas deposição de 5 km de sal entre 110 Ma e 109 Ma (curva vermelha) ou nula (curva cinza claro), já mostrado na figura 5.4. As curvas verdes correspondem aos cenários em que os 5 km de sal foram sendo substituído por 5 km de arenitos entre 109 e 100 Ma, com condutividade térmica de matriz de 2,5 W/m/K, porosidade inicial de 41% e taxa de sedimentação do sedimento compactado de 500 m/Ma. As curvas pretas são as histórias de fluxo térmico calculadas pelo modelo de rifte finito de JARVIS e MCKENZIE (1980) para os respectivos fatores de afinamento.

Após o final da deposição há 99 Ma, os experimentos mostram que o fluxo térmico

no embasamento decai exponencialmente até o presente, em direção ao equilíbrio térmico. Observa-se que a deposição de sedimentos com altas taxas de sedimentação no início da fase de subsidência térmica, potencializa o decréscimo do fluxo térmico (Figura 5.6 – curvas verdes), em comparação com o modelo sem sedimentação no pós sal. As taxas de decaimento ao fluxo térmico durante a deposição. Como pode ser observado nos gráficos das derivadas do fluxo. Para o cenário com β de 4, o fluxo térmico decresce com uma taxa de até $5 \text{ mW/m}^2/\text{Ma}$, sendo que esta queda é de apenas $2,5 \text{ mW/m}^2$ (Figura 5.6). Essa maior queda está relacionada a deposição de sedimentos com baixa porosidade depositado sob alta taxa de sedimentação. Após o final da deposição, em 99 Ma, observa-se um decréscimo exponencial do fluxo térmico devido a contração e resfriamento da litosfera. Entretanto, para o cenário com β de 2, pode-se observar pela derivada do fluxo, que em 100 Ma, a derivada muda de sinal, permanecendo negativa por 1 ou 2 Ma, isso é um indicativo de que o sistema ainda tenta se reequilibrar.

No presente, o fluxo térmico atingido é menor nos cenários em que o sal é substituído por sedimento de baixa condutividade térmica, em comparação com os cenários sem deposição de sedimentos pós-sal (Figura 5.6 a e b).

Capítulo 6

Efeito *blanketing* em uma Transecta Regional da Bacia de Santos

Nos capítulos anteriores, o efeito *blanketing* foi investigado em modelos sintéticos, considerando-se as variações na espessura do pacote sedimentar, na taxa de sedimentação, na condutividade térmica, na produção de calor radiogênico, na porosidade inicial e na constante de compactação dos sedimentos. Inicialmente, foram analisados os modelos sintéticos sem afinamento litosférico e, posteriormente, os cenários em que o afinamento litosférico foi considerado.

Nesta terceira etapa desta pesquisa, foi investigado o efeito *blanketing* nas histórias de fluxo térmico do embasamento em seis pseudo-poços (Figuras 3.10 a 3.12) extraídos de uma seção restaurada da Bacia de Santos da dissertação de mestrado de PINTO (2008). Os pseudo-poços foram selecionados em áreas com características geológicas distintas, que contemplam variações dos fatores de estiramentos, da espessura sedimentar sin- rifte, da espessura do sal e do pós-sal.

Nas simulações realizadas com o pacote de modelagem de bacias 1D GENEX, considerou-se o efeito da movimentação lateral de sal por halocinese, em diferentes idades de acordo com a restauração realizada por PINTO (2008)Pinto (Figura 3.12). Foram utilizadas sete idades de restauração, desde a idade de deposição do sal, em 112 Ma até o recente.

As histórias de fluxo térmico no embasamento dos seis pseudo-poços simuladas são comparados com os fluxos térmicos calculados no GENEX com tempo de rifteamento instantâneo e fatores de estiramentos crustais (β_c) e subcrustais (β_{sc}) distintos (Figura 3.11b). Estes fluxos térmicos são equivalente aos fluxos calculados pelas equações analíticas do modelo de rifte instantâneo de (HELLINGER e SCLATER, 1983) (equação 2.38) e do modelo de rifteamento prolongado (JARVIS

e MCKENZIE, 1980) (Figuras 6.1 a 6.3).

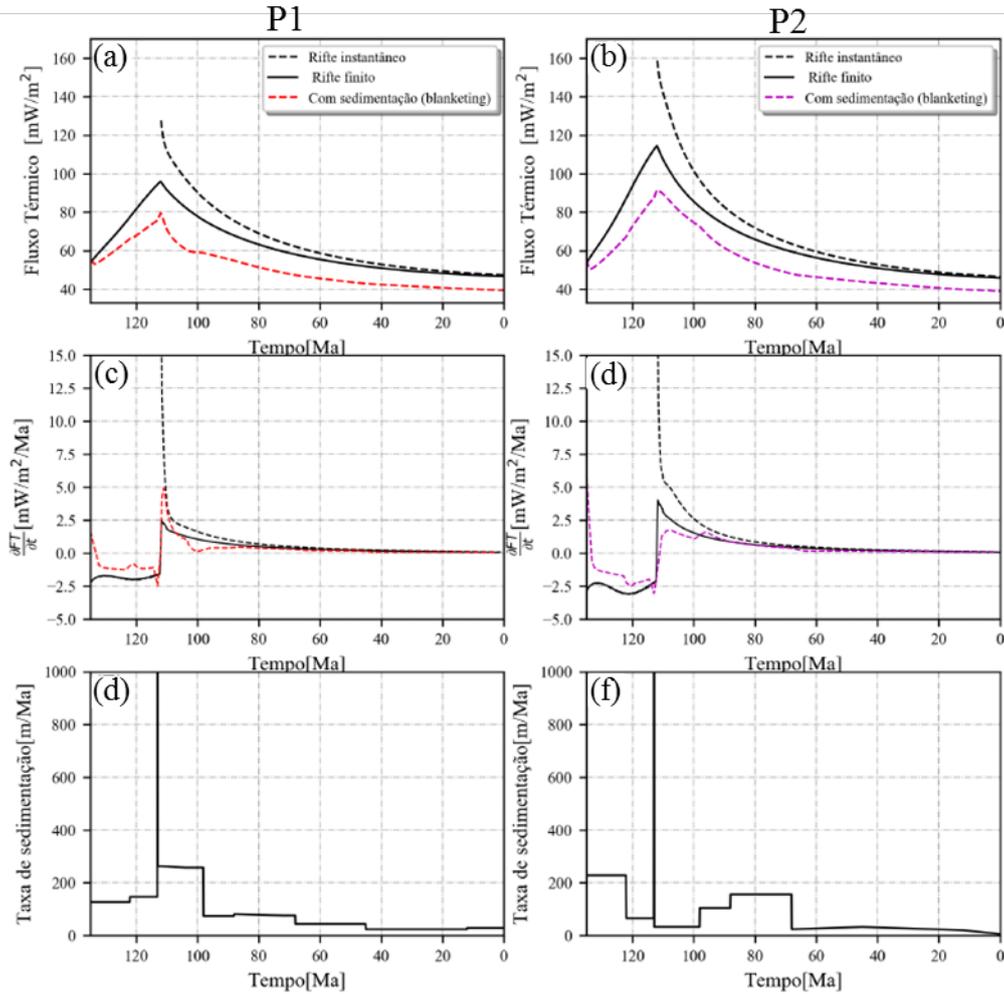


Figura 6.1: Histórias de fluxo térmico no embasamento dos pseudo-poços (a) P1 e (b) P2 da Figura 6.1. Em (c) e (d), primeiras derivadas dos Q_E apresentados em (a) e (b). Em (e) e (f), representam-se as taxas de sedimentação ao longo do tempo dos pseudo-poços P1 e P2. A curva preta pontilhada representa o fluxo térmico previsto pela equação analítica de rifte instantâneo (HELLINGER e SCLATER, 1983), e a curvas preta contínua, aquele calculado pelo modelo de rifte de duração finita (JARVIS e MCKENZIE, 1980). Os poços P1 e P2 caracterizam-se por fatores de estiramentos crustais (β_c) de 3,0 e 3,9 e litosféricos (β_{sc}) de 2,6 e 3,9 (Figura 3.11b).

Considerando-se os fatores de estiramento calculados por PINTO (2008) e os parâmetros térmicos da crosta e litosfera apresentados na Tabela 3.1, foi calculado sem considerar o efeito *blanketing* – utilizando-se a equação 2.38, de rifte instantâneo de HELLINGER e SCLATER (1983) - o fluxo térmico máximo de 125 mW/m^2 no topo do embasamento. No cenário em que o efeito da duração do rifteamento foi considerado (JARVIS e MCKENZIE, 1980), o fluxo térmico cai 25% no final da fase rifte em relação ao rifteamento instantâneo, de 125 mW/m^2 para 94 mW/m^2 (Figura 6.1a). Esta diminuição está relacionada apenas à duração do rifteamento, 20 Ma,

sendo que em ambos os cenários não foi considerado o efeito da sedimentação.

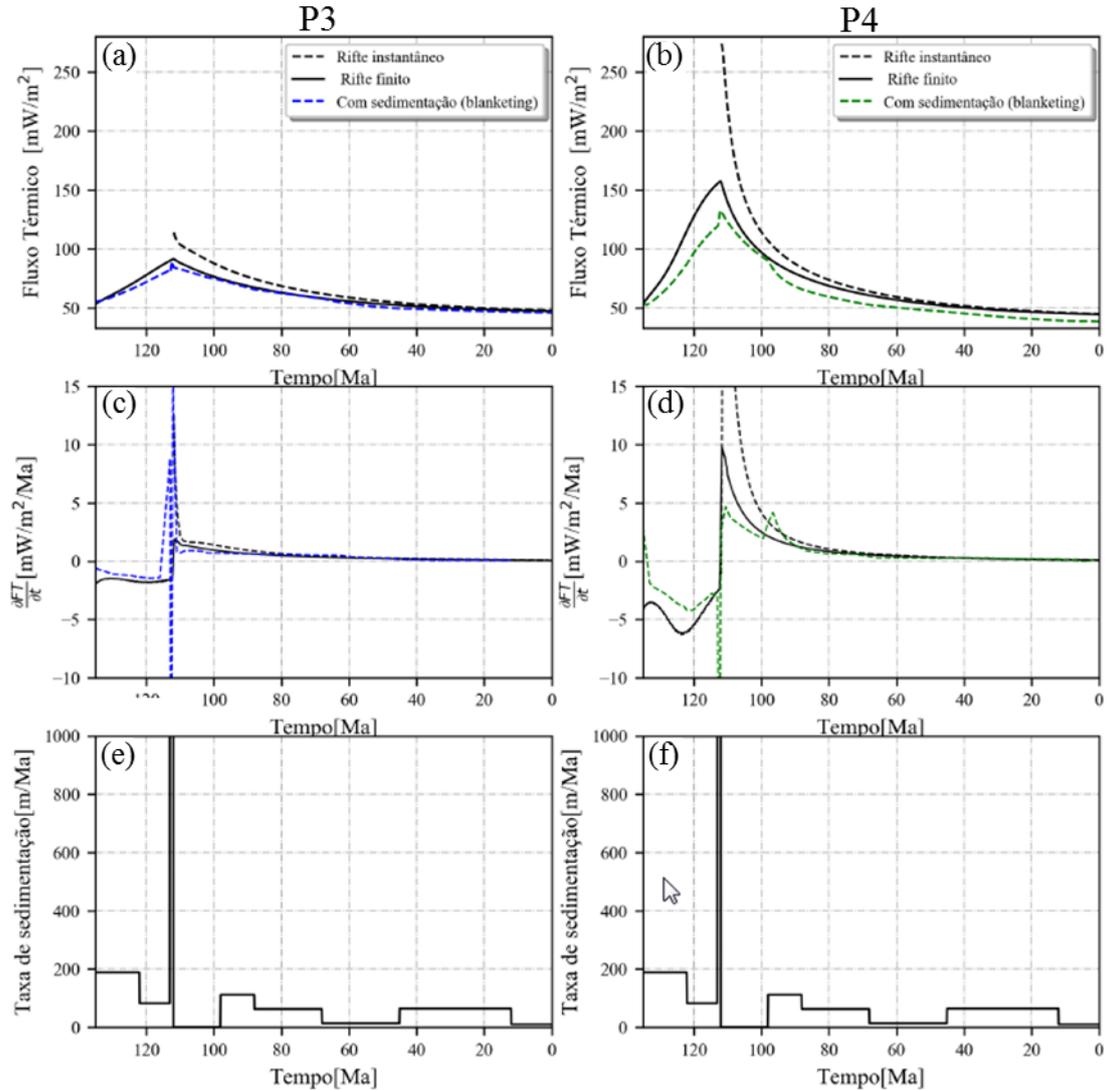


Figura 6.2: Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) dos pseudo-poços (a) P3 e (b) P4 da Figura 6.1. Em (c) e (d), primeiras derivadas dos Q_E apresentados em (a) e (b). Em (e) e (f), taxas de sedimentação ao longo do tempo dos pseudo-poços P1 e P2. A curva preta pontilhada representa o fluxo térmico previsto pela equações analítica de rifte instantâneo (HELLINGER e SCLATER, 1983), e a curvas preta contínua, aquele calculado pelo modelo de rifte de duração finita (JARVIS e MCKENZIE, 1980). Os poços P3 e P4 caracterizam-se respectivamente por fatores de estiramentos crustais (β_c) de 2,6 e 7 e litosféricos (β_{sc}) de 2,6 10 (Figura 6.1b).

Observam-se quedas similares dos fluxos térmicos no embasamento nos demais pseudo-poços, com fatores de estiramentos distintos (Figuras 6.1b, 6.2 e 6.3). Nos pseudo-poços P4 e P6 (Figura 6.2b e 6.3b), aqueles que apresentam os maiores fatores de estiramento - β_c e β_{sc} maiores do que 7 (Figura 3.11b) - o fluxo térmico no topo do embasamento previsto pelo modelo de rifteamento prolongado com duração de 20 Ma (JARVIS e MCKENZIE, 1980) para a idade do pico do rifteamento é

de 155 mW/m^2 . Este valor é 45% inferior ao previsto pelo modelo de rifteamento infinito (HELLINGER e SCLATER, 1983), de 280 mW/m^2 (Figuras 6.2b e 6.3b).

Alvarez et al., (1984) verificaram que o fluxo térmico no embasamento decresce de 200 para 83 mW/m^2 , 58,5%, em simulações de uma margem com 200 km de comprimento e fator de estiramento de 6 no eixo da bacia, com tempo de rifteamento de 20 Ma, em comparação com o modelo de rifte instantâneo (JARVIS e MCKENZIE, 1980). O decréscimo de 58% do fluxo térmico no embasamento calculado por esses autores é maior do que os calculados neste estudo. O maior decréscimo está relacionado à condução lateral de calor, uma vez que a equação do calor foi resolvida em duas dimensões nas simulações daquele trabalho (ALVAREZ *et al.*, 1984).

Analisando-se o impacto do efeito *blanketing* nos pseudo-poços em diferentes contextos geológicos, nota-se que, nos pseudo-poços P1 e P2, localizados na região proximal da bacia (Figuras 3.10 à 3.11), os fluxos térmicos no embasamento diminuem respectivamente 16%, de 95 mW/m^2 para 80 mW/m^2 , e 22%, de 115 mW/m^2 para 90 mW/m^2 , no final da fase rifte, em relação ao modelo de rifteamento finito (Figura 6.1a e b). Com estes resultados, ratifica-se mais uma vez que essa diminuição considerável do fluxo térmico no embasamento em comparação com modelo que não considera a sedimentação decorre da deposição de sedimentos frios com baixas condutividade térmicas, K_m de $2,5 \text{ W/[m.K]}$ e taxas de sedimentação moderadas, de aproximadamente 180 m/Ma no pseudo-poço P1 e 200 m/Ma em P2 (Figuras 6.1e e f). Em consequência dessas taxas de sedimentação, as espessuras pré-sal descompactadas ao final da fase rifte são de aproximadamente 4 km ((PINTO, 2008); Figura 3.12). Estes sedimentos depositados com alta porosidade inicial, ϕ_o igual à 54,6% (PINTO, 2008), induzem um desequilíbrio nas geotermas da litosfera e conseqüente diminuição do fluxo térmico no embasamento. Este mesmo comportamento, de queda do fluxo térmico no final da fase rifte, em comparação ao modelo de rifteamento prolongado é observado no poço P4, cuja espessura sin-rifte e taxa de sedimentação são semelhantes (Figuras 6.2, 6.4b e f).

Nos pseudo-poços P3, P5 e P6, cujas espessuras sin-rifte são inferiores a $1,5 \text{ km}$ (Figura 3.12) e taxas de sedimentação inferiores a 100 m/Ma (Figuras 6.4e, 6.5e e f), os fluxos térmicos ao final da fase rifte são muito semelhantes àqueles preditos pelo modelo de rifteamento finito, (JARVIS e MCKENZIE, 1980) (Figura 6.4a, 6.5a e b). Nesses pseudo-poços, não se observa diferença do fluxo térmico no embasamento no final da fase rifte, em relação ao modelo de rifte prolongado (JARVIS e MCKENZIE, 1980), apesar da espessura entre 2 e 3 km de sal, depositada em 1 Ma, que corresponde a taxa de sedimentação de 2000 a 3000 m/Ma (Figuras 6.4e e 6.5e, f). Apesar da taxa de sedimentação e espessura de sal depositado serem relativamente altas nesses pseudo-poços, a deposição de sal com alta condutividade térmica, de $5,5 \text{ W/[m.K]}$ e porosidade nula potencializa o reequilíbrio térmico da ge-

oterna da litosférica, uma vez que a difusividade térmica é diretamente proporcional à condutividade.

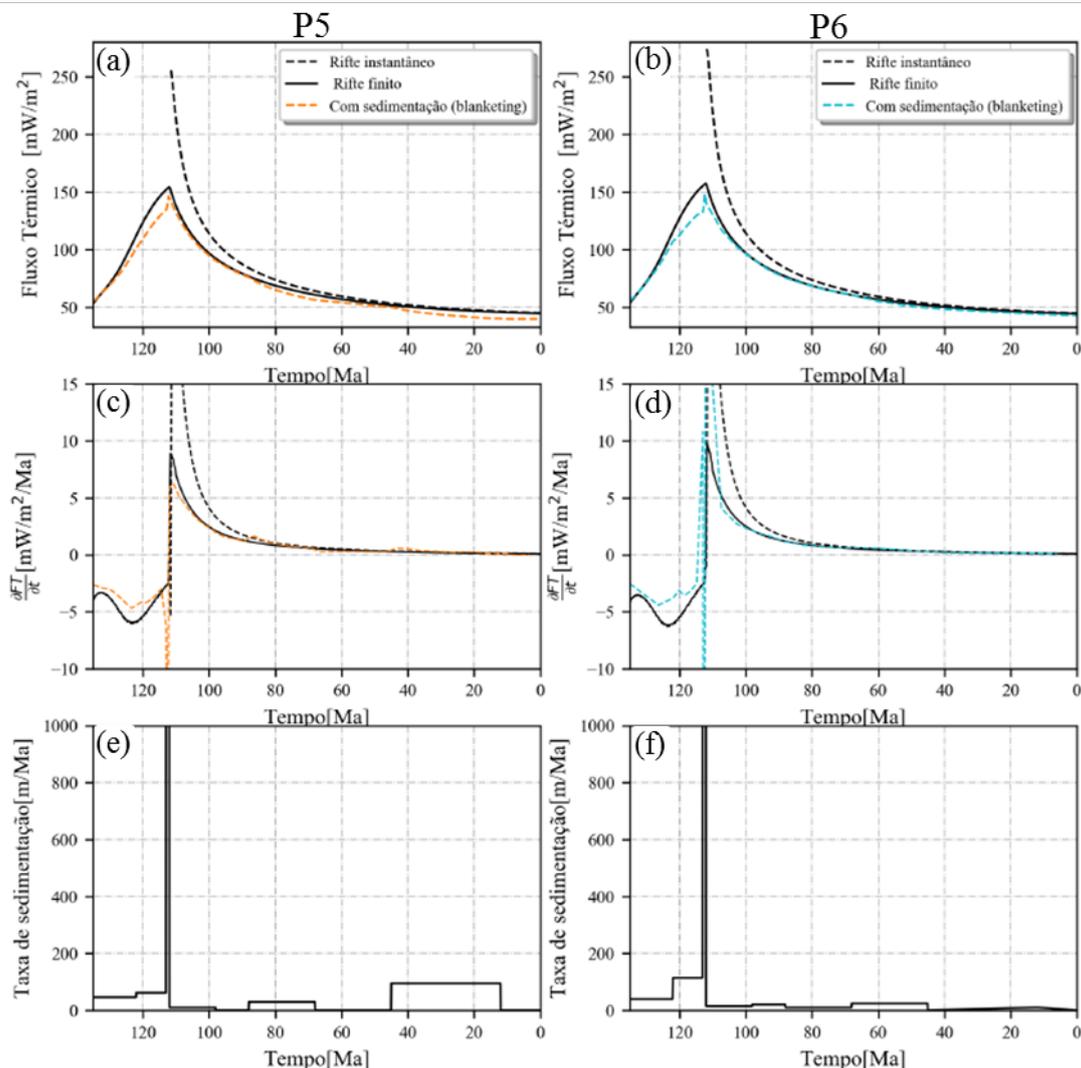


Figura 6.3: Histórias de fluxo térmico no embasamento (Q_E) dos pseudo-poços (a) P5 e (b) P6 (Figura 6.1). Em (c) e (d), primeiras derivadas dos Q_E apresentados em (a) e (b). Em (e) e (f), taxas de sedimentação ao longo do tempo dos pseudo-poços P5 e P6. A curva preta pontilhada representa o fluxos térmico previsto pela equação analítica de rifte instantâneo (HELLINGER e SCLATER, 1983), e a curva preta contínua, aquele calculado pelo modelo de rifte de duração finita (JARVIS e MCKENZIE, 1980). O poço P5 e P6 caracterizam-se por fatores de estiramentos crustais (c) de 6,3 e 10 e litosféricos (L) de 10 e 10 (Figura 6.1b).

O efeito transiente da difusão térmica durante a deposição do sal pode ser identificado nas primeiras derivadas do fluxo térmico no embasamento (Figuras 6.4c e 6.5c e d). Observa-se que as derivadas calculadas em relação ao tempo geológico tornam-se negativas durante a deposição do sal, com amplitude de mais de 10 mW/m^2 . Imediatamente após o final da deposição do sal, a derivada muda de sinal indicando uma queda do fluxo térmico no embasamento, com o progressivo soterramento da bacia

e resfriamento da litosfera.

Entre 112 e 0 Ma, na fase de subsidência térmica, as histórias de fluxo térmico dos pseudo-poços P3 e P6 são muito semelhantes às aquelas calculadas pelo modelo de JARVIS e MCKENZIE (1980) (Figuras 6.4a e 6.5b). Estes dois poços estão posicionados em regiões com as maiores espessuras de sal no presente, maior do que 4 km, depositados sob altas taxas de sedimentação, superiores a 3000 m/Ma (Figuras 3.10 e 3.12), mas espessuras pré e pós-sal pequenas, inferiores a 1,5 km, correspondentes a taxas de sedimentação menores do que 100 m/Ma (Figura 6.4e e 6.5f). Esses resultados indicam que nessas condições geológicas, o efeito *blanketing* é insignificante.

Os fluxos térmicos no embasamento calculados no poço P5 apresentam características semelhantes aos dos poços P3 e P6. Entretanto, durante a deposição da Sequência do Eoceno médio-Mioceno médio, entre 45 e 12 Ma (Figura 3.12), observa-se uma leve queda do fluxo térmico em relação ao fluxo calculado pelo modelo de rifte finito de (JARVIS e MCKENZIE, 1980) (Figura 6.3a). Esta queda está relacionada à deposição de sedimentos com baixa condutividade térmica, de 2 W/[m.K], depositados sob taxa de sedimentação moderada, de aproximadamente 200 m/Ma. Tal queda é consequência do processo de halocinese de substituição do sal (Figura 6.12), com alta condutividade térmica por sedimentos frios condutividade térmica menores, termicamente não equilibrados depositados sob taxas de sedimentação relativamente altas.

Por outro lado, observa-se que o fluxo térmico no embasamento cai com uma taxa maior no poço P1 imediatamente após a deposição do sal de 5 mW/m²/Ma, (Figura 6.3a e c). Essa queda acentuada de fluxo térmico está relacionada à taxa de sedimentação de 250 m/Ma (Figura 6.3e) e espessura de 4 km da Sequência Itanhaém/Guaruja, depositada entre 112 e 98 Ma (Figuras 6.11 e 6.12). O decréscimo do fluxo térmico no embasamento identificado no poço P1 entre 112 e 98 Ma se deve à substituição do sal com alta condutividade térmica, de 5,5 W/[m.K] e porosidade nula, por sedimentos carbonáticos com condutividade térmica moderada, Km de 2,5 W/[m.K], e alta porosidade inicial, ϕ_o de 57,8%. Ao final da deposição desta Sequência, há 98 Ma, o fluxo térmico decaiu de 78 para 60 mW/m², 28% menor do que o fluxo calculado pelo modelo de rifte finito de Jarvis e McKenzie (1980).

No Poço P4, posicionado no “Gap” do Albiano, o fluxo térmico no embasamento é igual ao previsto pelo modelo de rifte finito no intervalo entre 112 e 98 Ma. No modelo 1D, a taxa de sedimentação da mesma Sequência (Itanhaém/Guaruja) é nula, por não se considerar a movimentação de material por halocinese.

Os fluxos térmicos no embasamento dos poços P2 e P4 (Figura 6.3b e 6.4b) apresentam quedas mais acentuadas no intervalo Turoniano- Maastrichtiano (98 - 68 Ma). Este decréscimo mais acentuado é consequência da deposição da Sequência

Itajai-Açu (98 – 68 Ma) com taxa de sedimentação de 180 m/Ma. Observa-se que o fluxo térmico decai com taxa entre 2 e 4 mW/m²/Ma (Figura 6.3d e 6.4d), maior do que àquela, de aproximadamente 1 mW/m²/Ma observada nos poços P1, P3, P5 e P6, (Figura 6.3c, 6.4d e 6.5c e d) cuja taxas de sedimentação são menores do que 100 m/Ma.

Finalmente, os fluxos térmicos no embasamento no presente dos pseudo-poços P1, P2 e P4 apresentam as maiores diferenças em relação aqueles calculados pelos modelos teóricos que não considera o efeito da sedimentação (Figuras 6.4a e b e 6.5b). Nestes poços, as espessuras de sedimentos pré- e pós-sal com baixas condutividades térmicas são maiores (≥ 5 km) do que a espessura de sal (≤ 1 km). Nos poços P3, P5 e P6, com maiores espessuras de sal no presente, e menores espessuras de sedimentos pré- e pós-sal (Figura 3.10 e 3.12) com baixas condutividades térmicas, os fluxos térmicos no embasamento do presente são praticamente iguais àqueles preditos por modelo teórico de JARVIS e MCKENZIE (1980), que não considera o efeito *blanketing*.

Capítulo 7

Conclusão

Nesta dissertação, foi investigado o efeito da deposição de sedimentos frios (*blanketing*) nos fluxos térmicos no topo do embasamento em 132 modelos numéricos sintéticos 1D, sendo 72 modelos conceituais sintéticos sem afinamento litosférico e 60 modelos considerando o efeito do afinamento Litosférico (rifteamento). Além desses modelos sintéticos, foi analisado o efeito *blanketing* em seis pseudo- poços de uma seção geológica regional da Bacia de Santos. Os fluxos térmicos no embasamento dos modelos com afinamento litosféricos e os casos reais foram comparados com os fluxos térmicos calculados utilizando os modelos de placa de rifte instantâneo e de rifte prolongado. A partir da resolução do calor, por diferenças finitas, utilizando os programas de simulação GENEX e Temispack (IFP), foi possível avaliar o efeito da sedimentação, considerando-se a cobertura sedimentar como uma perturbação das condições de temperatura na superfície, considerando-se os efeitos da compactação dos sedimentos, e o efeito da ascensão da astenosfera.

O principal efeito da sedimentação é criar uma perturbação térmica no campo de temperatura no topo da litosfera e, conseqüentemente, reduzir o fluxo térmico no embasamento. As análises apresentadas neste trabalho têm conseqüências diretas para a interpretação e utilização dos fluxos térmicos previstos pelos modelos temo- mecânicos clássicos. Para recapitular as principais conclusões desta dissertação são apresentadas abaixo para os três grandes grupos de modelos:

(1) Modelos Conceituais Sintéticos Sem Afinamento Litosférico

A partir dos resultados deste conjunto de experimentos, conclui-se que a rápida deposição de sedimentos frios, com condutividade térmica distinta da crosta, provoca um desequilíbrio no campo de temperatura ao longo da litosfera, diminuindo o gradiente geotérmico em profundidade e, conseqüentemente, o fluxo térmico no embasamento. Conclui-se também que, ao final da deposição, o sistema entra em processo transiente de recuperação do equilíbrio térmico, através da difusão de calor para a superfície à medida que toda a estrutura térmica da litosfera se reajusta. Conseqüentemente, o gradiente geotérmico aumenta, elevando assim o fluxo térmico

no embasamento até atingir um novo equilíbrio térmico distinto do inicial. Esses resultados corroboram aqueles já publicados na literatura científica sobre o efeito *blanketing*.

Inicialmente, foram investigados os impactos nas histórias térmica considerando-se variações na espessura do pacote sedimentar, na taxa de sedimentação, na condutividade térmica, na porosidade inicial, na produção de calor radiogênico, e na constante de compactação dos sedimentos.

A magnitude do decaimento do fluxo térmico no embasamento e o tempo de reequilíbrio do campo de temperatura da litosfera dependem principalmente: da espessura do pacote sedimentar da bacia, da produção de calor radiogênico, da taxa de sedimentação e da condutividade térmica dos sedimentos. A combinação de grandes espessuras de sedimentos com menores condutividades térmicas de matriz dos sedimentos depositados e, com elevadas taxas de sedimentação, determinam a magnitude do decréscimo de fluxo térmico no embasamento ao final da deposição, em comparação com o fluxo térmico inicial, em equilíbrio térmico. A magnitude do decaimento do fluxo térmico depende da taxa de sedimentação e do histórico de deposição, embora para taxas lentas e de longa duração, o decaimento do fluxo térmico está relacionado à espessura total dos sedimentos e da condutividade térmica.

Entretanto, o fluxo térmico dezenas de milhões de anos após o final de deposição, próximo do equilíbrio, não depende da taxa de sedimentação, é função principalmente da condutividade térmica e da espessura final do pacote sedimentar. Sedimentos com elevadas condutividades térmicas, k de 5 W/[m.K], como os evaporitos, afetam o fluxo térmico menos do que qualquer outro tipo de sedimento.

Os parâmetros de porosidade inicial e de constante de compactação desempenham um papel secundário no decréscimo do fluxo térmico em comparação com os demais fatores (espessura, taxa de sedimentação e condutividade térmica).

A história da sedimentação e compactação desempenham papéis cruciais na determinação do fluxo térmico no presente, dezenas de milhões de anos após a final da deposição; embora a influência de qualquer evento seja diminuída ao longo do tempo após sua conclusão. Após cessada a entrada de sedimentos, o sistema se recupera lentamente, à medida que toda a estrutura de temperatura da litosfera se reajusta.

A principal conclusão deste conjunto inicial de experimento é que a magnitude do efeito *blanketing* no fluxo térmico do embasamento e no campo térmico ao longo da litosfera depende da combinação da deposição de grandes espessuras de sedimentos com baixas condutividades térmicas, depositados sob elevadas taxas de sedimentação.

(2) Modelos Conceituais Sintéticos com Afinamento Litosférico

Os resultados mostram que a história do fluxo térmico do embasamento é impactada pelos fatores de estiramentos e pelo tempo de rifteamento.

As histórias do fluxo térmico no embasamento após o início da deposição são praticamente iguais nos cenários em que o rifte foi preenchido por “folhelhos” ou arenitos, apesar de atribuídas porosidades iniciais, constantes de compactação e, conseqüentemente, taxas de sedimentação distintas. Os resultados indicam que o efeito no fluxo térmico no embasamento está mais relacionado à espessura final de sedimentos do que à taxa de sedimentação. Observa-se uma sutil diferença entre os fluxos térmicos no embasamento no início da deposição em relação ao predito pelo modelo de rifteamento finito, essa pequena diferença está relacionada à maior taxa de sedimentação e maior porosidade inicial dos folhelhos em comparação com os arenitos.

Nos cenários com β de 2 e taxa de sedimentação igual ou superior a 500 m/Ma, observa-se um aumento do fluxo térmico no embasamento durante a transição da fase rifte para a fase de subsidência térmica, em torno de 110 Ma, quando o modelo analítico sem sedimentação em rifte prolongado prediz decréscimo exponencial do fluxo térmico. Como já observado por outros autores, o efeito da deposição de espessos pacotes de sedimentos com baixa condutividade térmica e altas taxas de sedimentação potencializa o decaimento do fluxo térmico durante a fase de subsidência térmica. Em todos os cenários com taxas de sedimentação iguais ou inferiores a 125 m/Ma, e nos cenários com β de 4 e 6, as histórias de QE no pós-rifte, após 110 Ma, apresentam os mesmos comportamentos preditos pelo modelo de rifteamento prolongado.

Os resultados desta segunda fase de experimentos mostram que o efeito *blanketing* tem impacto na história de fluxo térmico durante a fase rifte e mesmo após o reequilíbrio térmico da bacia.

A deposição de grandes espessuras de sal, com alta condutividade térmica, tem efeito ínfimo no decréscimo de fluxo térmico ao final da fase de rifteamento, mesmo sob taxas de sedimentação elevadíssimas. Observa-se um decréscimo considerável no fluxo térmico do embasamento apenas para taxas de sedimentação de 4 e 5 km/Ma. Entretanto, o efeito da substituição do sal por sedimentos com baixas condutividades térmicas no início da fase de subsidência térmica potencializa a magnitude do decaimento do fluxo térmico após a fase rifte.

Além disso, observaram-se impactos semelhantes do efeito *blanketing* nos cenários em que o espaço de acomodação rifte foi preenchido com espessuras iguais de folhelhos ou de arenitos, cujas porosidades iniciais e constantes de compactação são diferentes.

A principal conclusão obtida a partir dos resultados dos experimentos sintéticos com afinamento litosférico é que a magnitude do decréscimo do fluxo térmico no embasamento em todas as fases de desenvolvimento da bacia depende da combinação da deposição de espessos pacotes de sedimentos com baixas condutividades térmicas

depositados sob taxas de sedimentação elevadas. O efeito transiente de perturbação e reequilíbrio do campo térmico na litosfera e, conseqüentemente, no fluxo térmico no embasamento está relacionado à deposição de sedimentos frios com condutividade térmica diferente da crosta e ocorre em todas as fase de desenvolvimento da bacia.

(3) Aplicação à Seção Geológica da Bacia de Santos

Na terceira etapa da pesquisa, investigou-se o efeito *blanketing* em seis pseudo-poços de uma seção geológica regional da Bacia de Santos, selecionados em áreas com características geológicas distintas, que contemplam variações nos fatores de estiramentos, na espessura rifte, na espessura de sal e do pós-sal.. A principal conclusão desta fase dos experimentos é que a magnitude do efeito *blanketing* está, principalmente, relacionada à espessura final de sedimentos, à condutividade térmica e à taxa de sedimentação nas fases rifte e pós-rifte.

O efeito *blanketing* no fluxo térmico no embasamento é maior nos poços posicionados na região proximal da bacia, com maiores espessuras de sedimentos pré e pós sal, depositados com baixas condutividades térmicas e sob taxas de sedimentação moderadas. Ao final da fase rifte, o fluxo térmico no embasamento decresce 44%, para os cenários com grandes espessuras rifte (~ 4 km), em comparação com o modelo em que não considera o efeito *blanketing* (JARVIS e MCKENZIE, 1980). Para os poços posicionados na região distal, com delgadas espessuras rifte e pós sal (≤ 1000 m/Ma), o efeito *blanketing* é mínimo, as histórias de fluxo térmico são praticamente iguais àquelas previstas pelos modelos que não consideram o efeito da sedimentação, mesmo com as grandes espessura de sal observadas (~ 4 km).

Ratifica-se que, mesmo com grandes espessuras e taxas de sedimentação elevadas, a deposição de evaporitos com alta condutividade térmica tem efeito mínimo nas histórias de fluxo térmico do embasamento durante todas as fases de desenvolvimento da bacia.

A partir destes resultados observados nos pseudo-poços extraídos de um modelo real e nos modelos sintéticos, a principal conclusão desta dissertação é que a magnitude do efeito *blanketing* nas histórias de fluxo térmico no embasamento depende da espessura total de cada camada sedimentar inserida na bacia, da sua taxa de sedimentação e principalmente de sua condutividade térmica. Este efeito deve ser considerado nos casos em que espessos pacotes de sedimentos com baixas condutividades são depositados com elevadas taxas de sedimentação em qualquer fase de desenvolvimento da bacia. Para aqueles casos em que as espessuras rifte e pós rifte são inferiores a 1 km, pode-se considerar as histórias de fluxo térmico derivadas de modelos termomecânicos, mesmo para regiões com grandes espessuras de sal.

Na porção proximal da Bacia de Santos, o fluxo térmico no embasamento decresce 36% em comparação com os modelos sem efeito *blanketing*, uma vez que as taxas de sedimentação são altas (~ 200 m/Ma), de acordo com espessuras sedimentares do

pré-sal e pós-sal de, aproximadamente, 3,5 km e de 4 km, respectivamente.

Na porção distal da Bacia de Santos, onde as espessuras dos pacotes pré-sal e pós-sal são inferiores a 1,5 km e a espessura de sal varia de 3 à 5 km, o efeito *blanketing* é insignificante. Observa-se uma diferença de aproximadamente 2%, em comparação com o modelo de rifte prolongado. Conclui-se que a magnitude do efeito *blanketing* no fluxo térmico do embasamento é relevante para situações com espessura sedimentar maiores do que 3 km, condutividades térmicas inferiores a 3,5 W/m/K, e taxas de sedimentação superiores à 200 m/Ma.

Referências Bibliográficas

- ALLEN, P. A., ALLEN, J. R., 2013, *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment*. John Wiley & Sons.
- ALVAREZ, F., VIRIEUX, J., PICHON, X. L., 1984, “Thermal consequences of lithosphere extension over continental margins: the initial stretching phase”, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 78, n. 2, pp. 389–411. doi: 10.1111/j.1365-246X.1984.tb01956.x. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01956.x>>.
- ATHY, L. F., 1930, “Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks”, *AAPG Bulletin*, v. 14, n. 1, pp. 1–24.
- BEARDSMORE, G., CULL, J., 2001, *Crustal heat flow: a guide to measurement and modelling*. ISBN: 0521797039.
- BENFIELD, A. E., 1949, “The Effect of Uplift and Denudation on Underground Temperatures”, *Journal of Applied Physics*, v. 20, pp. 66–70. doi: 10.1063/1.1698238. Disponível em: <<http://scitation.aip.org/content/aip/journal/jap/20/1?ver=pdfcov>>.
- BREMAECKER, J.-C. D., 1983, “Temperature, Subsidence, and Hydrocarbon Maturation in Extensional Basins: A Finite Element Model”, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 67 (9), pp. 1410–1414. doi: 10.1063/1.1698238. Disponível em: <<http://archives.datapages.com/data/bulletns/1982-83/data/pg/0067/0009/1400/1410.htm>>.
- BURRUS, J., WOLF, S., OSADETZ, K., et al., 1996, “Physical and numerical modelling constraints on oil expulsion and accumulation in the Bakken and Lodgepole petroleum systems of the Williston Basin (Canada-USA)”, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 44, n. 3, pp. 429–445.
- CERMAK, V., RYBACH, L., 1982, “Thermal Conductivity and Specific Heat of Minerals and Rocks”. p. 305–343, 01. ISBN: 3540110704. doi: 10.1007/10201894_62.

- COUTINHO, L., 2008, *Análise de balanço material do petróleo em uma região em fase de exploração madura - Bacia do Recôncavo, Brasil*. Tese de Doutorado, UFRJ, Rio de Janeiro-RJ, Março.
- DAVISON, I., ANDERSON, L., NUTTALL, P., 2012, “Salt deposition, loading and gravity drainage in the Campos and Santos salt basins”, *Geological Society of London Special Publications*, v. 363 (02), pp. 159–174. doi: 10.1144/SP363.8.
- DEMING, D., CHAPMAN, D. S., 1989, “Thermal histories and hydrocarbon generation: Example from Utah-Wyoming thrust belt”, *AAPG Bulletin*, v. 73, n. 12, pp. 1455–1471.
- GEMMER, L., INGS, S., MEDVEDEV, S., et al., 2004, “Salt tectonics driven by differential sediment loading: Stability analysis and finite-element experiments”, *Basin Research*, v. 16 (06), pp. 199 – 218. doi: 10.1111/j.1365-2117.2004.00229.x.
- GUERRA, M. C., UNDERHILL, J. R., 2012, “Role of halokinesis in controlling structural styles and sediment dispersal in the Santos Basin, offshore Brazil”, *Geological Society, London, Special Publications*, v. 363, n. 1, pp. 175–206.
- HASTEROK, D., GARD, M., WEBB, J., 2017, “On the radiogenic heat production of metamorphic, igneous, and sedimentary rocks”, *Geoscience Frontiers*, v. 9 (11). doi: 10.1016/j.gsf.2017.10.012.
- HELLINGER, S., SCLATER, J., 1983, “Some Comments on Two-Layer Extensional Models for the Evolution of Sedimentary Basins”, *Journal of Geophysical Research*, v. 88 (01), pp. 8251–8269. doi: 10.1029/JB088iB10p08251.
- HUTCHISON, I., 1985, “The effects of sedimentation and compaction on oceanic heat flow”, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 82, n. 3, pp. 439–459. doi: 10.1111/j.1365-246X.1985.tb05145.x. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-246X.1985.tb05145.x>>.
- JARVIS, G. T., MCKENZIE, D. P., 1980, “Sedimentary basin formation with finite extension rates”, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 48, n. 1, pp. 42 – 52. ISSN: 0012-821X. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90168-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90168-5). Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X80901685>>.

- KARNER, G. D., GAMBÔA, L. A. P., 2007, “Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites”, *Geological Society, London, Special Publications*, v. 285, n. 1, pp. 15–35. ISSN: 0305-8719. doi: 10.1144/SP285.2. Disponível em: <<https://sp.lyellcollection.org/content/285/1/15>>.
- KARNER, G. D., 1985, “Sediment blanketing and the flexural strength of extended continental lithosphere”, *Basin Research*, v. 3, n. 4, pp. 177–185. doi: 10.1111/j.1365-2117.1991.tb00127.x. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-2117.1991.tb00127.x>>.
- KREITH, F., BLACK, W. Z., 1980, *Basic heat transfer*. Harper & Row New York.
- LAVIER, L., STECKLER, M., 1997, “The effect of sedimentary cover on the flexural strength of continental lithosphere”, *Nature*, v. 389 (10), pp. 476–479. doi: 10.1038/39004.
- LUCAZEAU, F., DOUARAN, S. L., 1985, “The blanketing effect of sediments in basins formed by extension: a numerical model. Application to the Gulf of Lion and Viking graben”, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 74, n. 1, pp. 92 – 102. ISSN: 0012-821X. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90169-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90169-4). Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X85901694>>.
- MCKENZIE, D., 1978, “Some remarks on the development of sedimentary basins”, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 40, n. 1, pp. 25 – 32. ISSN: 0012-821X. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90071-7). Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X78900717>>.
- MODICA, C. J., BRUSH, E. R., 2004, “Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil”, *AAPG bulletin*, v. 88, n. 7, pp. 923–945.
- MOHRIAK, W. U., BROWN, D. E., TARI, G., et al., 2008, “Sedimentary basins in the central and south Atlantic conjugate margins: Deep structures and salt tectonics”, *CEP*, v. 20, pp. 031–912.
- MOREIRA, J. L. P., MADEIRA, C. V., GIL, J. A., et al., 2007, “bacia de Santos”, *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 15, n. 2, pp. 531–549.

- PARSONS, B., SCLATER, J. G., 1977, “Analysis of Variation of Ocean-Floor Bathymetry and Heat-Flow with Age”, *Journal of Geophysical Research*, v. 82, n. 5, pp. 803–827. doi: 10.1029/JB082i005p00803. Disponível em: <<GotoISI>://WOS:A1977CW32200007>. n/a.
- PINTO, V. H. G., 2008, *Importância da modelagem termomecânica para o sistema petrolífero - Estudo 2D na parte central da Bacia de Santos*. Tese de Mestrado, UFF, Niterói-RJ, Março.
- QUIRK, D. G., PILCHER, R. S., 2012, “Flip-flop salt tectonics”, *Geological Society, London, Special Publications*, v. 363, n. 1, pp. 245–264.
- RIGOTE, C. A., 2015, *Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: interpretação integrada de sísmica de reflexão, sísmica de refração, gravimetria e magnetometria*. Tese de Mestrado, UERG, Rio de Janeiro-RJ.
- ROYDEN, L., KEEN, C., 1980, “Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves”, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 51, n. 2, pp. 343 – 361. ISSN: 0012-821X. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90216-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90216-2). Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X80902162>>.
- SCLATER, J. G., CHRISTIE, P. A. F., 1980, “Continental stretching: An explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin”, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 85, n. B7, pp. 3711–3739. doi: 10.1029/JB085iB07p03711. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB085iB07p03711>>.
- SEKIGUCHI, K., 1984, “A method for determining terrestrial heat flow in oil basinal areas”, *Tectonophysics*, v. 103, n. 1-4, pp. 67–79.
- SMITH, W. H. F., SANDWELL, D. T., 1997, “Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings”, *Science*, v. 277, n. 5334, pp. 1956–1962. ISSN: 0036-8075. doi: 10.1126/science.277.5334.1956. Disponível em: <<https://science.sciencemag.org/content/277/5334/1956>>.
- SOUCHE, A., SCHMID, D. W., RUEPKE, L., 2017, “Interrelation between surface and basement heat flow in sedimentary basins”, *AAPG Bulletin*, v. 101 (10), pp. 1697–1713. doi: 10.1306/12051615176.

- SZATMARI, P., FRANÇOLIN, J. B. L., ZANOTTO, O., et al., 2018, “Evolução tectônica da margem equatorial brasileira”, *Revista brasileira de Geociências*, v. 17, n. 2, pp. 180–188.
- THEISSEN-KRAH, S., RUEPKE, L., 2009, “Feedbacks of sedimentation on crustal heat flow: New insights from the Vøring Basin, Norwegian Sea”, *Basin Research*, v. 22 (10), pp. 976 – 990. doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00437.x.
- UNGERER, P., 1990, “State of the art of research in kinetic modelling of oil formation and expulsion”, *Organic Geochemistry*, v. 16, n. 1, pp. 1 – 25. ISSN: 0146-6380. doi: [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(90\)90022-R](https://doi.org/10.1016/0146-6380(90)90022-R). Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/014663809090022R>>. Proceedings of the 14th International Meeting on Organic Geochemistry.
- WHITTINGTON, A. G., HOFMEISTER, A. M., NABELEK, P. I., 2009, “Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth’s crust and implications for magmatism”, *Nature*, v. 458, n. 7236, pp. 319.
- XU, Y., SHANKLAND, T. J., LINHARDT, S., et al., 2004, “Thermal diffusivity and conductivity of olivine, wadsleyite and ringwoodite to 20 GPa and 1373 K”, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 143-144, pp. 321 – 336. ISSN: 0031-9201. doi: <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.03.005>. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031920104001347>>. New Developments in High-Pressure Mineral Physics and Applications to the Earth’s Interior.
- ZHANG, Y. K., 1993, “The thermal blanketing effect of sediments on the rate and amount of subsidence in sedimentary basins formed by extension”, *Tectonophysics*, v. 218, n. 4, pp. 297 – 308. ISSN: 0040-1951. doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90320-J](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90320-J). Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/004019519390320J>>.

Apêndice A

Modelos conceituais sintéticos sem estiramento

ES	TX	Cenários	K_m	Lit	λ_s	ϕ_o	A_s
(km)	(m/Ma)	(n°_ES_TX_ K_m _ A_s _Lit)	(W/m/K)		(km^{-1})	(%)	(mW/m^3)
2	250	1_E2_T250_K1_A0_F	1	FOL	0.83	0.70	0
		2_E2_T250_K2_A0_F	2				
		3_E2_T250_K3_A0_F	3				
		4_E2_T250_K4_A0_F	4				
		5_E2_T250_K5_A0_F	5				
		6_E2_T250_K20_A0_F	20				
6	250	7_E6_T250_K1_A0_F	1	FOL	0.83	0.70	0
		8_E6_T250_K2_A0_F	2				
		9_E6_T250_K3_A0_F	3				
		10_E6_T250_K4_A0_F	4				
		11_E6_T250_K5_A0_F	5				
		12_E6_T250_K20_A0_F	20				

Tabela A.1: Experimentos conceituais sintéticos de simulação com seis cenários de condutividade térmica da matriz dos sedimentos (K_m), para duas espessuras de bacia sedimentar (ES) preenchida por folhelho (FOL), considerando os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 12 cenários do Subgrupo 1, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 4.1

ES (km)	TX (m/Ma)	Cenários (n°_ES_TX_K _m _A _s _Lit)	K _m (W/m/K)	Lit	λ _s (km ⁻¹)	φ _o (%)	A _s (mW/m ³)
2	500	13_E2_T500_K2.0_A0_F	2.0	FOL	0.83	0.70	0
		14_E2_T500_K2.5_A0_F	2.5				
		15_E2_T500_K3.0_A0_F	3.0				
4		16_E2_T500_K2.5_A0_A	2.5	ARN	0.31	0.41	
		17_E2_T500_K3.0_A0_A	3.0				
		18_E2_T500_K3.5_A0_A	3.5				
6		19_E4_T500_K2.0_A0_F	2.0	FOL	0.83	0.70	
		20_E4_T500_K2.5_A0_F	2.5				
		21_E4_T500_K3.0_A0_F	3.0				
8		22_E4_T500_K2.5_A0_A	2.5	ARN	0.31	0.41	
		23_E4_T500_K3.0_A0_A	3.0				
		24_E4_T500_K3.5_A0_A	3.5				
6	25_E6_T500_K2.0_A0_F	2.0	FOL	0.83	0.70		
	26_E6_T500_K2.5_A0_F	2.5					
	27_E6_T500_K3.0_A0_F	3.0					
8	28_E6_T500_K2.5_A0_A	2.5	ARN	0.31	0.41		
	29_E6_T500_K3.0_A0_A	3.0					
	30_E6_T500_K3.5_A0_A	3.5					
2	31_E8_T500_K2.0_A0_F	2.0	FOL	0.83	0.70		
	32_E8_T500_K2.5_A0_F	2.5					
	33_E8_T500_K3.0_A0_F	3.0					
4	34_E8_T500_K2.5_A0_A	2.5	ARN	0.31	0.41		
	35_E8_T500_K3.0_A0_A	3.0					
	36_E8_T500_K3.5_A0_A	3.5					

Tabela A.2: Experimentos conceituais sintéticos de modelagem com quatro cenários de espessura de bacia (ES) para seis cenários de condutividade térmica da matriz dos sedimentos (K_m), preenchida por folhelho (FOL) e arenito (ARN) com constantes de compactação e porosidade inicial distintos, considerando-se os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 24 cenários do Subgrupo 2, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 4.2

ES	TX	Cenários	K_m	Lit	λ_s	ϕ_o	A_s			
(km)	(m/Ma)	(n°_ES_TX_ K_m _ A_s _Lit)	(W/m/K)		(km^{-1})	(%)	(mW/m^3)			
6	125	37_E6_T125_K2.0_A0_F	2.0	FOL	0.83	0.70	0			
		38_E6_T125_K2.5_A0_F	2.5							
		39_E6_T125_K3.0_A0_F	3.0							
		40_E6_T125_K2.5_A0_A	2.5					ARN	0.31	0.41
		41_E6_T125_K3.0_A0_A	3.0							
		42_E6_T125_K3.5_A0_A	3.5							
	250	43_E6_T250_K2.0_A0_F	2.0	FOL	0.83	0.70				
		44_E6_T250_K2.5_A0_F	2.5							
		45_E6_T250_K3.0_A0_F	3.0							
		46_E6_T250_K2.5_A0_A	2.5					ARN	0.31	0.41
		47_E6_T250_K3.0_A0_A	3.0							
		48_E6_T250_K3.5_A0_A	3.5							
	500	49_E6_T500_K2.0_A0_F	2.0	FOL	0.83	0.70				
		50_E6_T500_K2.5_A0_F	2.5							
		51_E6_T500_K3.0_A0_F	3.0							
		52_E6_T500_K2.5_A0_A	2.5					ARN	0.31	0.41
		53_E6_T500_K3.0_A0_A	3.0							
		54_E6_T500_K3.5_A0_A	3.5							
	1000	55_E6_T1000_K2.0_A0_F	2.0	FOL	0.83	0.70				
		56_E6_T1000_K2.5_A0_F	2.5							
		57_E6_T1000_K3.0_A0_F	3.0							
		58_E6_T1000_K2.5_A0_A	2.5					ARN	0.31	0.41
		59_E6_T1000_K3.0_A0_A	3.0							
		60_E6_T1000_K3.5_A0_A	3.5							
2000	61_E6_T2000_K2.0_A0_F	2.0	FOL	0.83	0.70					
	62_E6_T2000_K2.5_A0_F	2.5								
	63_E6_T2000_K3.0_A0_F	3.0								
	64_E6_T2000_K2.5_A0_A	2.5				ARN	0.31	0.41		
	65_E6_T2000_K3.0_A0_A	3.0								
	66_E6_T2000_K3.5_A0_A	3.5								

Tabela A.3: Experimentos sintéticos de modelagem, com quatro cenários de taxa de sedimentação (TX), para três cenários de condutividade térmica da matriz dos sedimentos (K_m), preenchida por folhelho (FOL) ou arenito (ARN), considerando os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 30 cenários do Subgrupo 3, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 4.3

ES	TX	Cenários	A_s	Lit	λ_s	ϕ_o	K_m
(W/m/K)	(m/Ma)	(n°_ES_TX_ K_m _ A_s _Lit)	(mW/m^3)		(km^{-1})	(%)	(W/m/K)
4	500	67_E4_T250_K2_A0.0_F	0.0	FOL	0.83	0.70	2.0
		68_E4_T250_K2_A1.0_F	1.0				
		69_E4_T250_K2_A2.1_F	2.1				
		70_E4_T250_K2_A2.9_F	2.9				
		71_E4_T250_K2_A3.9_F	3.9				
		72_E4_T250_K2_A10.F	10				

Tabela A.4: Experimentos conceituais sintéticos de simulação de 6 cenários de produção de calor radiogênico dos sedimentos (A_s), considerando-se os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 6 cenários do Subgrupo 4, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 4.4

Apêndice B

Modelos conceituais sintéticos com estiramento

ER	TX	Cenário	K_m	Lit	λ_s	ϕ_o	A_s	β
(Km)	(m/Ma)	(No)	(W/m/K)		(km^{-1})	(%)	(mW/m^3)	
1.42	125	73_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R	2.5	FOL	0.83	0.7	0	2
	76	74_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		ARN	0.31	0.41		
5.10	500	75_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		FOL	0.83	0.7		
	316	76_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		ARN	0.31	0.41		
11.32	1000	77_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		FOL	0.83	0.7		
	754	78_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		ARN	0.31	0.41		
1.42	125	79_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R	2.5	FOL	0.83	0.7	0	4
	76	80_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		ARN	0.31	0.41		
5.10	500	81_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		FOL	0.83	0.7		
	316	82_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		ARN	0.31	0.41		
11.32	1000	83_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		FOL	0.83	0.7		
	754	84_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		ARN	0.31	0.41		
1.42	125	79_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R	2.5	FOL	0.83	0.7	0	6
	76	80_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		ARN	0.31	0.41		
5.10	500	81_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		FOL	0.83	0.7		
	316	82_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		ARN	0.31	0.41		
11.32	1000	83_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		FOL	0.83	0.7		
	754	84_E1.42_TX125_K2.5_A0.F_R		ARN	0.31	0.41		

Tabela B.1: Experimentos conceituais sintéticos com três cenários de espessura rifte (ER), preenchimento do espaço de acomodação por folhelho (FOL) e arenito (ARN), com fase rifte de 20 Ma e taxas de sedimentação distintas, considerando três cenários de fatores de estiramentos β de 2, 4 e 6 e demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 18 cenários do Subgrupo 3, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 5.1

ER (km)	TX (m/Ma)	Cenário (No)	K_m (W/m/K)	Lit	λ_s (km^{-1})	ϕ_o (%)	A_s (mW/m^3)	β		
1.4 2.3	125	91_E1.4_T125_K2.5_A0_F_R 92_E2.3_T125_K2.5_A0_A_R	2.5	FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41	0	2		
5.1 7.7	500	93_E5.1_T500_K2.5_A0_F_R 94_E7.7_T500_K2.5_A0_A_R		FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41				
11.3 14.9	1000	95_E11.3_T1000_K2.5_A0_F_R 96_E14.9_T1000_K2.5_A0_A_R		FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41				
1.4 2.3	125	97_E1.4_T125_K2.5_A0_B4_F_R 98_E2.3_T125_K2.5_A0_B4_A_R		FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41			0	4
5.1 7.7	500	99_E5.1_T500_K2.5_A0_B4_F_R 100_E7.7_T500_K2.5_A0_B4_A_R		FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41				
11.3 14.9	1000	101_E11.3_T1000_K2.5_A0_B4_F_R 102_E14.9_T1000_K2.5_A0_B4_A_R		FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41				
1.4 2.3	125	103_E1.4_T125_K2.5_A0_B6_F_R 104_E2.3_T125_K2.5_A0_B6_A_R	FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41	0	6			
5.1 7.7	500	105_E5.1_T500_K2.5_A0_B6_F_R 106_E7.7_T500_K2.5_A0_B6_A_R	FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41					
11.3 14.9	1000	107_E11.3_T1000_K2.5_A0_B6_F_R 108_E14.9_T1000_K2.5_A0_B6_A_R	FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41					

Tabela B.2: Experimentos conceituais sintéticos com três cenários de taxa de sedimentação (TX), preenchimento do espaço de acomodação por folhelho (FOL) e arenito (ARN), com espessuras rifte distintas, assumindo-se três cenários com fatores de estiramento β de 2, 4 e 6 e os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 18 cenários do Subgrupo 2, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 5.2

ER (km)	TX (m/Ma)	Cenário (No)	K_m (W/m/K)	Lit	λ_s (km^{-1})	ϕ_o (%)	A_s (mW/m^3)	β		
1.4 2.3	125	109_E1.4_T125_K2.5_A0_F_R 110_E2.3_T125_K2.5_A0_A_R	2.5	FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41	0	2		
5.1 7.7	500	111_E5.1_T500_K2.5_A0_F_R 112_E7.7_T500_K2.5_A0_A_R		FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41				
11.3 14.9	1000	113_E11.3_T1000_K2.5_A0_F_R 114_E14.9_T1000_K2.5_A0_A_R		FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41				
1.4 2.3	125	115_E1.4_T125_K2.5_A0_B4_F_R 116_E2.3_T125_K2.5_A0_B4_A_R		FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41			0	4
5.1 7.7	500	117_E5.1_T500_K2.5_A0_B4_F_R 118_E7.7_T500_K2.5_A0_B4_A_R		FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41				
11.3 14.9	1000	119_E11.3_T1000_K2.5_A0_B4_F_R 120_E14.9_T1000_K2.5_A0_B4_A_R		FOL ARN	0.83 0.31	0.70 0.41				

Tabela B.3: Experimentos conceituais sintéticos com três cenários de taxa de sedimentação (TX), preenchimento do espaço de acomodação por folhelho (FOL) e arenito (ARN), com espessuras rifte distintas, assumindo-se tempo de rifteamento de 10 Ma e três cenários com fatores de estiramento β de 2 e 4 e os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 12 cenários do Subgrupo 3, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 5.3

ER	TX	Cenários	Esp Sal	Lit	K _m	ϕ_o	β
	(m/Ma)	(n°_ER_TX_K _m _ESal_Lit)	(km)		(W/m/K)	(%)	
1,4	125	121_ER1.4_T125_K5.5_ESal0_S	0	SAL	5.5	0	2
		122_ER1.4_T125_K5.5_ESal2_S	2				
		123_ER1.4_T125_K5.5_ESal3_S	3				
		124_ER1.4_T125_K5.5_ESal4_S	4				
		125_ER1.4_T125_K5.5_ESal5_S	5				
1,4	125	126_ER1.4_T125_K5.5_ESal0_S	0	SAL	5.5	0	4
		127_ER1.4_T125_K5.5_ESal2_S	2				
		128_ER1.4_T125_K5.5_ESal3_S	3				
		129_ER1.4_T125_K5.5_ESal4_S	4				
		130_ER1.4_T125_K5.5_ESal5_S	5				

Tabela B.4: Experimentos conceituais sintéticos de simulação de 6 cenários de produção de calor radiogênico dos sedimentos (A_s), considerando-se os demais parâmetros constantes. Nesta tabela contém os 6 cenários do Subgrupo 4, os resultados destes cenários são discutidos no Capítulo 5.4