

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE – UFF
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA

VICTOR HUGO GUIMARÃES PINTO

IMPORTÂNCIA DA MODELAGEM TERMOMECÂNICA PARA O SISTEMA
PETROLÍFERO.

Estudo 2D na parte central da Bacia de Santos.

NITERÓI
2008

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

VICTOR HUGO GUIMARÃES PINTO

IMPORTÂNCIA DA MODELAGEM TERMOMECÂNICA PARA O SISTEMA
PETROLÍFERO.
ESTUDO 2D NA PARTE CENTRAL DA BACIA DE SANTOS.

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Mestre. Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Orientadora: Prof. Dra. ELIANE DA COSTA ALVES
Co-orientador: Dra. JACI MARIA BERNARDO S. GUIGON
PhD. DIMAS FERREIRA DA SILVA COELHO

Niterói
2008

P659 Pinto, Victor Hugo Guimarães
Importância da modelagem termomecânica para o
sistema petrolífero: estudo 2D na parte central da Bacia de
Santos / Victor Hugo Guimarães Pinto. – Niterói: [s.n], 2008.
107 f.

Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica – Marinha) –
Universidade Federal Fluminense, 2008.

1. Geotectônica. 2. Tectonofísica. 3. Tectônica
4. Modelagem termomecânica. 5. Bacias sedimentares.
I. Título.

CDD 551.8

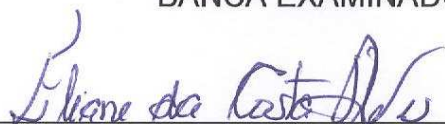
VICTOR HUGO GUIMARÃES PINTO

IMPORTÂNCIA DA MODELAGEM TERMOMECÂNICA PARA O SISTEMA
PETROLÍFERO. ESTUDO 2D NA PARTE CENTRAL DA BACIA DE SANTOS

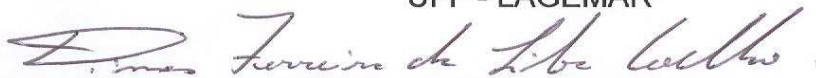
Dissertação apresentada ao Curso de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Mestre. Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Aprovada dezembro de 2008.

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dra. ELIANE DA COSTA ALVES - Orientadora
UFF - LAGEMAR



PhD. DIMAS FERREIRA DA SILVA COELHO
PETROBRAS



Dra. JACI MARIA BERNARDO S. GUIGON
UFRJ-NCE



PhD. PETER SZATMARI
PETROBRAS



PhD. HENRIQUE LUIZ DE BARROS PENTEADO
PETROBRAS



Prof. Dr. ARTHUR AYRES NETO
UFF - LAGEMAR

Niterói
2008

*Dedico este trabalho à minha família e
amigos que sempre me apoiaram,
especialmente a saudosa Rosa Karina.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço inicialmente aos amigos da Stratageo e HRT Marcos Leme, Mauro Barbosa, Márcio Mello e principalmente Sérgio Possato pelo o incentivo inicial da realização do curso de mestrado e por grande parte do meu aprendizado profissional.

Aos meus orientadores: Eliane Alves por todas as discussões e revisões deste trabalho, Jaci Guigon pelas discussões a respeito do desenvolvimento computacional das equações termomecânicas e Dimas Coelho pelos ensinamentos sobre a Bacia de Santos, interpretação sísmica e termomecânica.

Aos amigos da PGT, Felix Gonçalves e Ricardo Bedregal pelo aprendizado inicial em modelagem numérica de bacias.

Aos colegas da Petrobras/ Cenpes: Paulo Santarém, Mario Neto e Maria José por terem inicialmente me ensinado a trabalhar com reconstrução estrutural.

Aos colegas da PUC/ Tecgraf, principalmente a Gisele, por toda ajuda no *software Recon* e as implementações computacionais necessárias a serem feitas em tempo hábil.

Aos colegas da Petrobras: Andre Calazans pela ajuda na criação dos sismogramas sintéticos, Rafael Hatushika pela ajuda na confecção de alguns mapas, Elita e Marcelo Brasil pela ajuda nas formulações físicas, Flávio Giotto e Mário Mendes pelos debates sobre os modelos conceituais de estiramento litosférico, Henrique Penteado e Laury Medeiros pelas revisões conceituais em geoquímica, Gilmar Bueno pelas discussões sobre os compartimentos tectônicos da Bacia de Santos, Peter Szatmari e Webster Mohriak pelos debates em halocinese e deposição de evaporitos, e ao amigo Carlos Fracalossi pelas inúmeras revisões textuais.

Aos alunos de geofísica: Richard Dantas pelas brilhantes e claras explicações de equações diferenciais, difusão térmica e série de Fourier, e Joana Nogueira pelas revisões dos elementos pré-textuais e sugestões de figuras que tornaram o texto mais explicativo.

Aos gerentes da Petrobras, José Cuppertino, Almério França e Sylvia dos Anjos por todo suporte que me deram ao longo destes dois anos.

Aos cientistas do ON: prof. Hamza, Carlos e Ricardo pelos debates e ensinamentos a respeito dos modelos termomecânicos.

Ao professor Sérgio Makler do Instituto de Física da UFF pelas explicações a respeito da solução analítica da equação de condução de calor.

Aos colegas da Landmark David e Michele pelo suporte ao software.

Ao geofísico Anthony Watts pelas explicações sobre isostasia e *backstripping*.

Ao prof. Marco Pólo e ao geólogo da Petrobras, Fábio Monteiro pelos ensinamentos em *Matlab*.

À Shclumberger por ceder à seção sísmica utilizada neste trabalho.

EPÍGRAFE

"Toda a nossa ciência, comparada com a realidade, é primitiva e infantil - e, no entanto, é a coisa mais preciosa que temos."

Albert Einstein

RESUMO

Os modelos termomecânicos quantitativos de Mckenzie e Royden & Keen foram comparados com o objetivo de testar a influência de suas respectivas histórias térmicas no sistema petrolífero. Para esta análise foi interpretada uma seção sísmica regional na Bacia de Santos, sendo posteriormente utilizada na reconstrução estrutural com a finalidade de se trabalhar com a modelagem numérica 2D de bacia e sistema petrolífero. Essa análise permitiu identificar as variações térmicas causadas por estes modelos ao longo da seção sedimentar através do tempo geológico, inclusive o efeito das litologias na distribuição de temperatura, principalmente relacionada ao sal. Além disso, o uso de algoritmos computacionais permitiu verificar o efeito da subsidência na variação do fluxo térmico proveniente da astenosfera. De forma geral, o modelo de Mckenzie gera fluxos térmicos menores que o modelo de Royden & Keen, onde essa diferença é notada principalmente na parte proximal da seção modelada. Os resultados mostram que a depender dos fatores de estiramento calculados por cada modelo, o fluxo térmico aplicado no topo do embasamento pode afetar a história de geração e conseqüentemente, os processos de migração e acumulação. Considerando o modelo de Mckenzie, os volumes gerados, migrados e acumulados são relativamente menores quando comparados ao modelo de Royden & Keen.

Palavras-chave: Tectônica. Tectonofísica. Modelagem termomecânica. Subsidência. Fluxo térmico. Modelagem de bacias. Modelagem de sistema petrolífero. Reconstrução estrutural. Halocinese. Bacia de Santos.

ABSTRACT

The quantitative thermomechanical models of McKenzie and Royden & Keen were compared in order to test the influences of their respective thermal histories on the petroleum system. A 2D seismic interpretation of Santos Basin was used in a structural reconstruction, following applied in a 2D numerical basin and petroleum system modeling. This study allows indentifying the thermal variation caused by those models along the sedimentary layers throughout geological time, including the effect of lithologies on the thermal distribution, mainly related to the salt layer. Beside of that, the employment of computational algorithms allowed to verify the effect of subsidence on the variation of the heat derived from asthenosphere. In general, the McKenzie model creates minor heat flow values compared to the Royden & Keen one, where this difference can be easily noted on the proximal area in the modeled section. The results show that depending on the calculated stretching factors by the cited models, the heat flow applied on the top basement can affect the generation history and consequently the migration and accumulation process. Considering the McKenzie model, the generated, migrated and accumulated volumes are relatively lower than Royden & Keen.

Keywords: Tectonic. Tectonophysics. Thermomechanical modeling. Subsidence. Heat flow. Basin modeling. Structural reconstruction. Halokinetic. Santos Basin.

SUMÁRIO

I. INTRODUÇÃO	p. 1
I.1. OBJETIVO	p. 2
I. 2. LOCALIZAÇÃO	p. 2
 II. METODOLOGIA	 p. 5
II.1. INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA	p. 5
II.2. RECONSTRUÇÃO ESTRUTURAL	p. 7
II.3. IMPLEMENTAÇÃO COMPUTACIONAL DOS MODELOS TERMOMECÂNICOS	p. 9
II.4. MODELAGEM DE BACIAS E SISTEMAS PETROLÍFEROS	p. 10
 III. BACIA DE SANTOS	 p. 13
III.1. LOCALIZAÇÃO	p. 13
III.2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA BACIA DE SANTOS COM A MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA	p. 14
III.3. CARACTERÍSTICA E EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA	p. 16
III.4. LIMITE CRUSTAL	p. 21
 IV. TEMPERATURA NA LITOSFERA	 p. 25
IV.1. GRADIENTE GEOTÉRMICO	p. 25
IV.2. EXPANSÃO TÉRMICA	p. 26
IV.3. CONDUÇÃO DE CALOR UNIDIMENSIONAL	p. 28
 V. MODELOS DE ESTIRAMENTO LITOSFÉRICO	 p. 32
V.1. HISTÓRICO	p. 32
V.2. MODELO DE MCKENZIE	p. 33
V.2.1. Fase de subsidência mecânica	p. 35
V.2.2. Fase de subsidência termal	p. 37
V.2.3. Temperatura e fluxo térmico	p. 38
V.3. MODELO DE ROYDEN E KEEN	p. 41

V.3.1. Fase de subsidência mecânica	p. 44
V.3. 2. Fase de subsidência termal	p. 46
V.3.3. Temperatura e fluxo térmico	p. 47
 VI. DISCUSSÃO DA METODOLOGIA APLICADA	p. 49
VI.1. INTRODUÇÃO	p. 49
VI. 2. INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA	p. 50
VI.3. RECONSTRUÇÃO ESTRUTURAL	p. 52
VI.4. ANÁLISE DOS MODELOS TERMOMECÂNICOS	p. 56
VI. 5. MODELAGEM DE BACIAS E SISTEMAS PETROLÍFEROS	p. 61
 VII. DISCUSSÃO E APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	p. 65
VII.1. INTERPRETAÇÃO	p. 65
VII.2. RECONSTRUÇÃO ESTRUTURAL	p. 66
VII.2.1. Geometrias	p. 66
VII.3. MODELAGEM TERMOMECÂNICA	p. 70
VII.3.1. Estiramento e Subsidência	p. 70
VII.3.2. Fluxo Térmico	p. 75
V.4. DISTRIBUIÇÃO TÉRMICA – MODELAGEM 2D	p. 78
VII.5. INFLUÊNCIA DO SAL NO CAMPO TÉRMICO	p. 83
VII.6. INFLUÊNCIA TÉRMICA NA GERAÇÃO	p. 86
VII.6.1. Cinética Química	p. 86
VII.6.2. INFLUÊNCIA DOS MODELOS TERMOMECÂNICOS NO SISTEMA PETROLÍFERO	p. 90
VII.7 CONTROLE DA SEQUÊNCIA EVAPORÍTICA NA MIGRAÇÃO E ACUMULAÇÃO	p. 93
 VIII. CONCLUSÕES	p. 98
 IX. REFERÊNCIAS	p. 100

LISTA DAS FIGURAS

Figura I.1. Localização da área em estudo.	p. 3
Figura II.1.1. Resumo do procedimento para mapeamento dos horizontes e estimativas das distribuições litológicas.	p. 6
Figura II.1.2. Correlação das seções sísmicas e de poços.	p. 7
Figura II.2.1. Exemplo de reconstituição de falhas.	p. 8
Figura II.3.1. Exemplo de linhas de programação no software Matlab.	p. 9
Figura II.4.1. Exemplo da entrada de dados no Petromod.	p. 11
Figura II.4.2. Exemplo esquemático de resultados em modelagem de sistemas petrolíferos.	p. 12
Figura III.1.1. Mapa de localização, limites e feições da Bacia de Santos.	p. 13
Figura III.2.1. Concepção da formação e evolução das bacias da margem passiva leste.	p. 15
Figura III.3.1. Carta estratigráfica da Bacia de Santos.	p. 17
Figura III.3.2. Mapa de isópaca da seqüência evaporítica da Bacia de Santos. ..	p. 19
Figura III.3.3. Seção geológica esquemática da Bacia de Santos.	p. 19
Figura III.3.4. Seção sísmica localizada na figura III.3.2.	p. 21
Figura III.4.1. Mapa das principais estruturas interpretadas por Meisling et al. (2001).	p. 24
Figura IV.1.1. Configuração da temperatura utilizada nos modelos de estiramento.	p. 25
Figura IV.3.1. Condução de calor unidimensional.	p. 29
Figura V.2.1. Modelo de Mckenzie (1978).	p. 35
Figura V.2.2. Subsidência total (A) e fluxo térmico (B) calculados com diferentes valores de beta.	p. 41
Figura V.3.1. Modelo de Royden e Keen (1980).	p. 43
Figura V.3.2. Subsidência total segundo modelo de Royden & Keen (1980).	p. 44
Figura VI.1.1. Ciclo de modelagem.	p. 50

Figura VI.2.1. Seção sísmica tipo sem interpretação e interpretada.	p. 51
Figura VI.3.1. Reconstrução estrutural final.	p. 55
Figura VI.4.1. Comparação do fluxo térmico.	p. 57
Figura VI.4.2. Correção do fluxo térmico mostrado na Fig.VI.4.1.	p. 58
Figura VI.4.3. Cálculo dos fatores de estiramento.	p. 60
Figura VI.5.1. Diagrama de modelagem de Bacias e Sistemas Petrolíferos.	p. 62
Figura VII.2.1. Variação da camada de sal.	p. 68
Figura VII.2.2. Geometria rifte.	p. 70
Figura VII.3.1. Cálculo da subsidência.	p. 72
Figura VII.3.2. Perfis de subsidência.	p. 75
Figura VII.3.3. Curvas de Fluxo Térmico calculadas.	p. 76
Figura VI.3.4. Histórias de fluxo térmico.	p. 77
Figura VII.4.1. Comparação da distribuição de temperatura no presente.	p. 79
Figura VII.4.2. Comparação da distribuição de fluxo térmico no presente.	p. 80
Figura VII.4.3. Comparação em detalhe da distribuição de fluxo térmico ao final do Maastrichtiano (68 Ma).	p. 80
Figura VII.4.4. Fluxo térmico calculado.	p. 82
Figura VII.5.1. Condutividades térmicas.	p. 83
Figura VII.5.2. Influência do sal no fluxo térmico.	p. 84
Figura VII.5.3. Influência do sal na distribuição de temperatura.	p. 85
Figura VII.5.4. Simulação de mudança da condutividade térmica do sal para folhelho.	p. 86
Figura V.6.1. Energia de ativação para cinéticas de craqueamento primário.	p. 87
Figura VII.6.2. Taxa de geração.	p. 89
Figura VII.6.3. Energia de ativação para cinéticas de craqueamento secundário.	p. 89

Figura VII.6.4. Volumes gerados, retidos e acumulados para o modelo de Mckenzie.	p. 91
Figura VII.6.5. Volumes gerados, retidos e acumulados para o modelo de Royden & Keen.	p. 91
Figura VII.6.6. Taxa de Transformação (TT).	p. 92
Figura VII.7.1. Janelas de sal fechadas.	p. 96
Figura VII.7.2. Janelas de sal abertas.	p. 96
Figura VII.7.3. Saturação de petróleo.	p. 97

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação IV.1. Temperaturas médias da crosta (T_c) e subcrosta (T_{sc}).	p. 26
Equação IV.2. Temperaturas médias da crosta (T_c) e subcrosta (T_{sc}), simplificadas para o caso em que a temperatura na superfície é zero.	p. 26
Equação IV.3. Cálculo do coeficiente de expansão.	p. 27
Equação IV.4. Cálculo da variação da densidade.	p. 27
Equação IV.5. Densidades médias para a crosta (ρ_c) e manto (ρ_m).	p. 28
Equação IV.6. Lei de Fourier.	p. 28
Equação IV.7. Série de Taylor.	p. 29
Equação IV.8. Simplificação da Série de Taylor para os dois primeiros termos.	p. 30
Equação IV.9. Fluxo de calor considerando o calor radiogênico.	p. 30
Equação IV.10. Fluxo de calor considerando as propriedades físicas do material.	p. 30
Equação IV.11. Equação da condução de calor unidimensional considerando um fluxo radiogênico.	p. 31
Equação IV.12. Equação da condução de calor unidimensional.	p. 31
Equação V.1. Equação de equilíbrio isostático.	p. 36
Equação V.2. Geração de espaço ao final do rifteamento.	p. 36

Equação V.3. Cálculo da subsidência mecânica (y_s) de Mckenzie.	p. 37
Equação V.4. Cálculo da subsidência termal $S(t)$ de Mckenzie.	p. 37
Equação V.5. Solução geral para a equação de condução de calor unidimensional.	p. 38
Equação V.6. Condições de contorno para a resolução da Eq. V.5.	p. 39
Equação V.7. Condições iniciais para a resolução da Eq. V.5.	p. 39
Equação V.8. Equação da temperatura para o modelo de Mckenzie.	p. 40
Equação V.9. Equação do fluxo térmico na base dos sedimentos para o modelo de Mckenzie.	p. 40
Equação V.10. Equação do soerguimento da astenosfera.	p. 45
Equação V.11. Equação da subsidência mecânica de Royden e Keen.	p. 46
Equação V.12. Equação da subsidência térmica de Royden e Keen.	p. 47
Equação V. 13. Condições iniciais para Eq. V.5.	p. 47
Equação V.14. Equação da Temperatura para o modelo de Royden e Keen.	p. 48
Equação V.15. Equação do fluxo térmico na base dos sedimentos para o modelo de Royden e Keen.	p. 48
Equação VI.1. Equação de compactação de Athy.	p. 53
Equação VI.2. Equação de backstripping.	p. 60
Equação VII.1. Cálculo da subsidência sedimentar.	p. 73
Equação VII.2. Pressão de flutuação.	p. 93
Equação VII.3. Pressão Capilar.	p. 94

LISTA DE TABELAS

Tabela V.1. Valores típicos utilizados nas formulações de Mckenzie.	p. 41
Tabela VI.1. Tabela com os parâmetros necessários para a descompactação. ..	p. 53
Tabela VII.1. Fatores de estiramentos calculados.	p. 71

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

Alb	Albiano
Camp	Campaniano
Coef.	Coeficiente
COT	Carbono Orgânico Total
Fig.	Figura
1D	Uma dimensão
2D	Duas dimensões
3D	Três dimensões
EocMed	Eoceno Médio
Eq.	Equação
Fm.	Formação
g	grama
HC	Hidrocarboneto
HFU	Heat Flow Unit (Unidade de Fluxo Térmico)
HI	Índice de Hidrogênio
Km	Kilômetro
Maast.	Maastrichtiano
Ma	Milhões de anos atrás
My	Intervalo de tempo em milhões de anos
mg	Miligrama
MioMed	Mioceno Médio
Oligo	Oligoceno
PJ	Progradação Juréia
Sant	Santoniano
Td	<i>Touch-down</i>
Te	Espessura elástica da litosfera
SP	Sistema Petrolífero
PSW	<i>Pseudo well</i> (pseudo-poço)
dy	Variação de profundidade
T(y)	Função temperatura em qualquer profundidade
y_L	Espessura da litosfera
y_c	Espessura da crosta

y_s	Subsidência mecânica, espessura de sedimentos rifte
Y_i	Subsidência tectônica das inúmeras camadas estratigráficas
dT	Variação de temperatura
T_c	Temperatura média da crosta
T_{sc}	Temperatura média da subcrosta
T_m	Temperatura da astenosfera
T_o	Temperatura na superfície
T^*	Temperatura de referência
C	Capacidade térmica
$^{\circ}C$	Grau Celsius
a	Área
v	Volume
V	Volume total
P	Pressão
ρ	Densidade
ρ^*	Densidade de referência
ρ_c	Densidade da crosta
ρ_m	Densidade do manto
ρ_s	Densidade do sedimento
ρ_{sc}	Densidade da subcrosta
ρ_w	Densidade da água
α_v	Coeficiente volumétrico de expansão térmica
K	Condutividade térmica
K	Difusividade térmica
ΔQ	Variação de calor
Q	Fluxo de calor
δy	Espessura infinitesimal
δt	Tempo infinitesimal
W_{di}	Paleobatimetria
S_i^*	Espessura de sedimento descompactado
τ	Constante termal de tempo
γ	Oceanização
z	Variação da superfície que separa a litosfera rúptil da dúctil

A	Calor interno
ϕ	Porosidade
ϕ_0	Porosidade inicial
$f'(a)$	Primeira derivada da função (a)
$f''(a)$	Segunda derivada da função (a)
$f^n(a)$	Enésima derivada da função (a)

I. INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, grandes empresas de exploração petrolífera vêm focando seus esforços exploratórios na Bacia de Santos, devido ao seu alto potencial para gás e à necessidade deste bem energético para o Brasil. Além disto, a série de recentes anúncios de ocorrência de petróleo na seção pré-sal da Bacia de Santos, motivou ainda mais estas companhias a alocar recursos para esta bacia. Grande parte destes recursos está voltada para a exploração, tendo como um dos objetivos entender melhor os sistemas petrolíferos atuantes na Bacia de Santos.

Neste contexto, são identificados dois tipos de rocha geradora: (i) uma associada à seqüência rifte, depositada em um ambiente lacustre e (ii) outra associada à seqüência marinha, pertencente a um ambiente marinho anóxico (Mello et al., 1988; Arai, 1988). Os principais reservatórios da Bacia de Santos são do: (i) Cretáceo Superior, relacionado à progradação Juréia, (ii) Albiano, relacionados a plataforma carbonática e (iii) Aptiano, composto por carbonatos microbiais depositados em ambientes de alta salinidade.

Apesar dos elementos do sistema petrolífero da Bacia de Santos serem razoavelmente conhecidos, os processos como geração são difíceis de estimar por dependerem do conhecimento da complexa evolução térmica da bacia. Aliado a isso, a ocorrência de espessos pacotes de sal dificulta a identificação das rotas de migração e posterior acumulação no decorrer do tempo geológico. Estas são algumas das questões a serem melhores entendidas na Bacia de Santos.

No entanto uma nova ferramenta vem se destacando na área de exploração, devido à sua capacidade de integração com diversas disciplinas das geociências. Esta nova ferramenta, conhecida como Modelagem de Bacias e Sistemas Petrolíferos, permite simular desde o mecanismo formador de bacias, passando por processos como geração e migração, indo até as condicionantes relacionadas à acumulação de hidrocarbonetos e sua preservação.

Dentro das diversas abordagens em Modelagem de Bacias e Sistemas Petrolíferos, destaca-se o estudo de termomecânica da litosfera, o qual permite estimar a evolução térmica de bacias sedimentares que influenciará principalmente nos processos de geração-migração-acumulação. Alguns modelos termomecânicos desenvolvidos no final da década de 70 e início da década de 80, permitem fazer

boas estimativas da história de temperatura de bacias sedimentares, que controlará a história de geração e por conseguinte, na escolha de áreas prospectivas. Podem-se citar como exemplos, o trabalho de Demaison e Huizinga (1994), que utiliza o processo de geração para determinar o fator de carga, um dos itens que classificam seu modelo de sistema petrolífero; e de Tissot et al. (1987) que através de estudos da evolução térmica, desenvolveu cinéticas para geração de óleo e gás.

I.1. OBJETIVO

O objetivo principal deste estudo é mostrar a influência da história térmica na geração de hidrocarbonetos, que conseqüentemente afetará os processos de migração e acumulação. Para isso foram utilizados dois modelos conhecidos na literatura (Mckenzie, 1978; Royden e Keen, 1980) que calculam a evolução térmica no decorrer do tempo geológico. Essa evolução será aplicada na modelagem de sistemas petrolíferos 2D, oriunda da interpretação de uma seção sísmica de reflexão, localizada na porção centro-sul da Bacia de Santos.

Como objetivo secundário, foi analisado como a história de soterramento controla a subsidência. Adicionalmente, avaliou-se a influência que a espessa camada de sal exerce na história térmica da bacia e nas rotas de migração. Para essa análise realizou-se a reconstrução estrutural da seção.

Sendo assim, neste trabalho serão mostrados cálculos da subsidência na fase rifte e na fase de deriva, estimativa dos fatores de estiramento litosférico, crustal e subcrustal; e estimativa do fluxo térmico no tempo geológico. Neste trabalho, também serão apresentados a interpretação de uma seção sísmica; uma proposta de reconstituição tectono-sedimentar, mostrando alguns aspectos na reconstituição das seções geológicas; a história de geração de hidrocarbonetos (HC), onde serão apresentadas estimativas da quantidade de HC gerados.

I. 2. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na porção centro-sul da Bacia de Santos

(Fig. I.1). A seção modelada (em amarelo) abrange a área de águas rasas indo até águas ultra-profundas. Fisiograficamente, ela estende-se da plataforma continental, cruza a parte mais a sul do Platô de São Paulo e termina no sopé continental da Bacia de Santos. Geologicamente, ela estende-se desde a linha de charneira, próximo a borda da bacia, alongando-se próximo ao limite entre a ocorrência da sequência evaporítica.

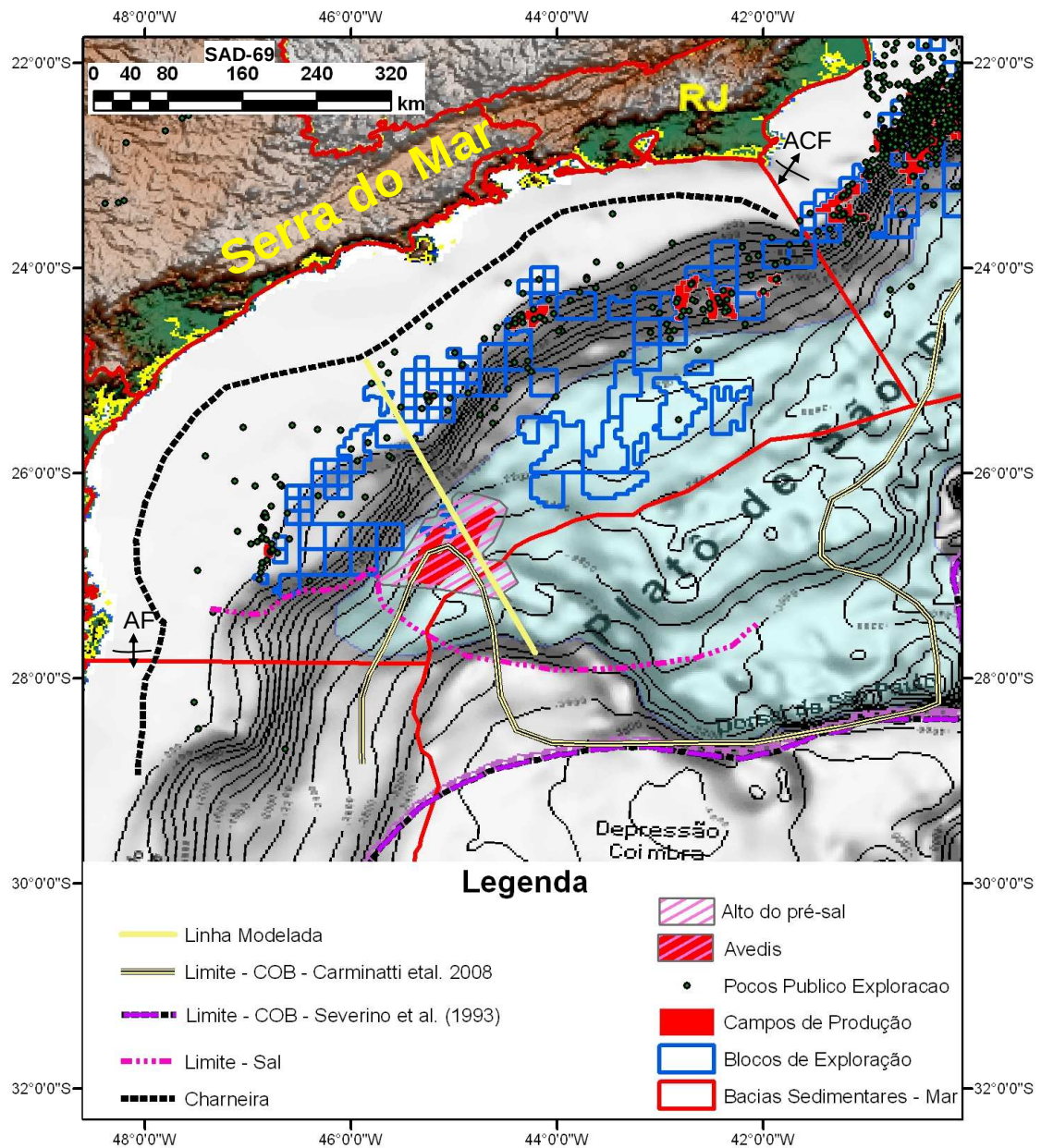


Figura I.1. Localização da área em estudo. A linha de cor amarela representa a seção sísmica interpretada que foi utilizada para a modelagem 2D. O limite da Bacia de Santos dado pela Agência

Nacional Petróleo e Biocombustíveis (ANP) está representada pelo polígono vermelho. O Alto de Cabo Frio (ACF) está localizado a nordeste e o Alto de Florianópolis (AF) está localizado a sudoeste.

Os limites da crosta continental/ oceânica (COB) foram retirados dos trabalhos de Severino et al. (1993) e Carminatti et al. (2008). A linha de charneira e o limite do sal foram extraídos do trabalho de Nunes et al. (2004). Os polígonos do alto do pré-sal e da Cadeia Vulcânica de Avedis, foram retirados de Meisling et al. (2001). O mapa está referenciado a projeção geográfica SAD-69.

II. METODOLOGIA

Para a realização deste trabalho foram avaliados diversos levantamentos sísmicos 2D e 3D da Bacia de Santos, onde buscou-se encontrar uma seção que melhor retratasse as variações de estiramento litosférico, representados pelos diferentes compartimentos tectônicos desta bacia. Percebeu-se no entanto, que na Bacia de Santos havia grande influência da sedimentação, principalmente relacionada à progradação ocorrida no Cretáceo Superior (Fm. Juréia) e à espessa camada de evaporitos depositada no Aptiano. Sendo assim, seria necessária uma seção que abrangesse a parte proximal da bacia, contemplando a progradação Juréia, e a parte distal, onde está localizada a área da grande muralha de sal da Bacia de Santos.

Concluiu-se então, que seções sísmicas de levantamentos 2D, restritas a alguns blocos exploratórios, bem como seções extraídas de pequenos cubos sísmicos, não representariam a complexidade regional envolvida nesta análise, devido à dimensão da Bacia de Santos. Por isso, a linha sísmica apresentada na figura I.1 foi escolhida como a seção tipo para a parte centro-sul da Bacia de Santos.

Esta seção tipo, cedida pela *Schlumberger*, foi interpretada fazendo uso de poços exploratórios e seções *dip* e *strike*, realizando assim a “amarração” dos refletores sísmicos. Os horizontes interpretados foram utilizados na reconstrução estrutural, posteriormente empregada na modelagem termomecânica e de bacia/sistema petrolífero.

II.1. INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA

Para a interpretação geológica e geofísica, foram utilizados dados de poços e de sísmica de reflexão. Na figura I.1, nota-se que os poços, próximos a seção interpretada, estão localizados apenas na plataforma continental e talude.

Nessa interpretação foram obtidas informações das principais seqüências estratigráficas e suas distribuições litológicas médias.

A interpretação que será apresentada no Capítulo VI, teve início com a inserção das linhas sísmicas e de dados de poços (litológicos e cronoestratigráficos)

no *software Seisworks* da *Landmark*, onde os passos para sua realização estão resumidos na figura II.1.1.

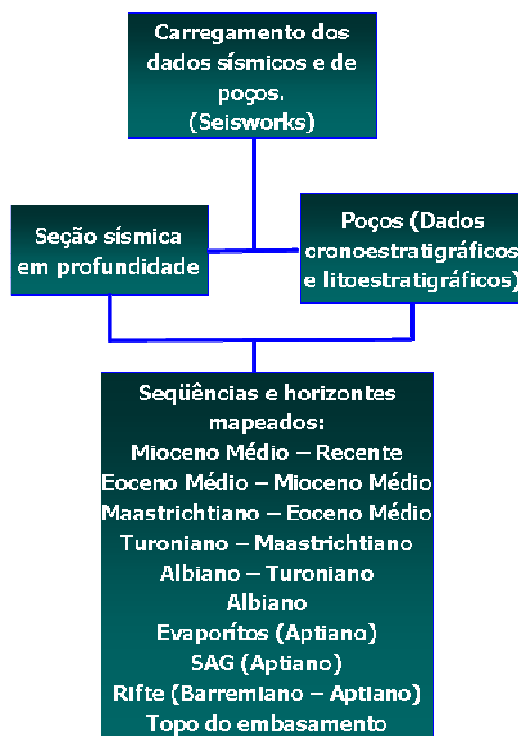


Figura II.1.1. Resumo do procedimento para mapeamento dos horizontes e estimativas das distribuições litológicas.

A figura II.1.2 mostra a metodologia aplicada na amarração dos dados de poços com a sísmica. Nela é possível observar os poços posicionados nas seções *strikes*, enquanto que o lado dividido pela linha vermelha, onde não há poços, é apresentada parte da seção *dip* interpretada neste trabalho. Apesar de terem sido identificados alguns horizontes, nem todos foram utilizados no resultado final, mas serviram de guia na interpretação. É importante ressaltar que nenhum dos poços utilizados amostrou seqüências mais antigas que o Albiano, contudo é foi possível estimar seus refletores na sísmica, como por exemplo, o topo do embasamento e a base e topo do sal.

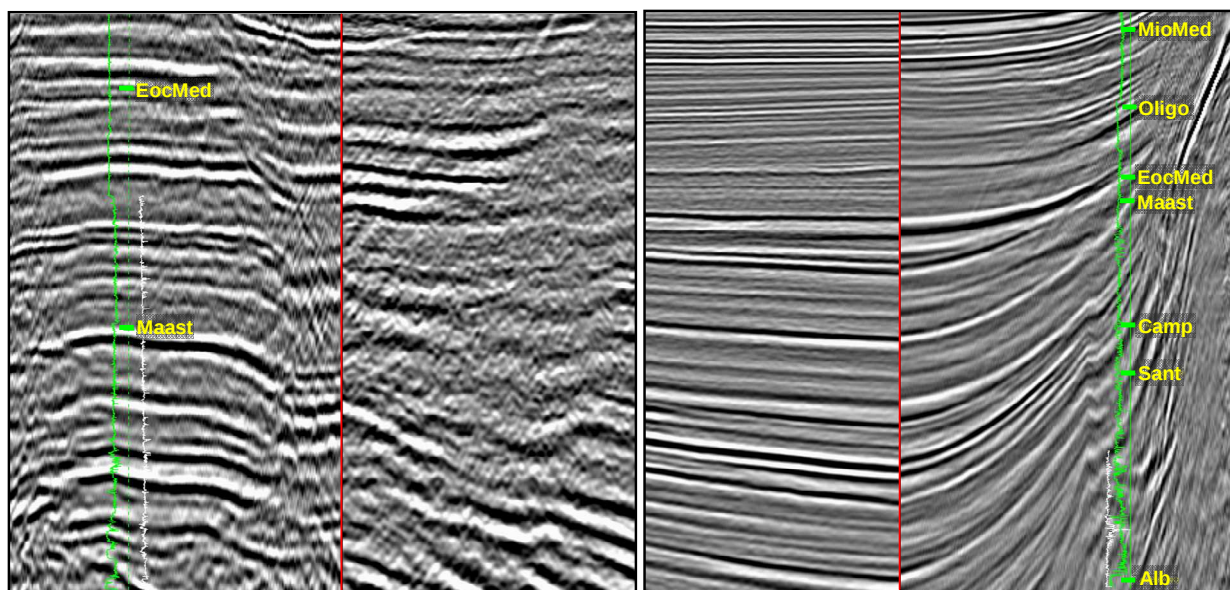


Figura II.1.2. Correlação das seções sísmicas e de poços. A figura mostra dois poços utilizados na amarração da seção sísmica. A divisão em vermelho mostra a interseção da seção *strike* (onde há perfil elétrico de poço) com a seção *dip* utilizada neste trabalho (sem o perfil elétrico de poço).

II.2. RECONSTRUÇÃO ESTRUTURAL

Os horizontes mapeados na sísmica, juntamente com as distribuições litológicas, foram empregadas na reconstrução estrutural, também conhecido como reconstrução palinspática. A reconstrução foi realizada no *software* da Petrobras, *Recon*. Este *software* tem a facilidade de conter algoritmos de descompactação e compensação isostática, tanto flexural, como local (Watts, 2001; Allen e Allen, 2005).

Basicamente, para trabalhar com o Recon é necessário definir curvas de compactação de Athy (1930) para cada litologia; espessura elástica da litosfera (Te) e densidade da astenosfera. As curvas de Athy são necessárias, pois irão controlar a descompactação, enquanto o Te controla a deformação da crosta, como será apresentado no Capítulo VI. O parâmetro Te representa a espessura em que parte da litosfera se comporta de forma elástica. Ao ser aplicado uma força em uma determinada área, a litosfera sofre um arqueamento de acordo com sua rigidez flexural que dependerá do seu estado térmico (Turcotte e Schubert, 2002). Esse modelo difere ao de Airy (1855) em que a litosfera não apresenta rigidez flexural. De forma prática, quanto maior o Te , menor a deformação observada na crosta. Se o $Te=0$, então o modelo de compensação isostática de Airy (1855) é assumido (Watts,

2001).

O *software* Recon permite reconstruir a seção estrutural na época da deposição ou reconstruir a evolução de estruturas. A grande vantagem em trabalhar com reconstrução estrutural é a possibilidade de controlar as geometrias dos horizontes nas diferentes idades geológicas, o que não é possível fazer apenas com o *backstripping*. A figura II.2.1 mostra dois exemplos da reconstituição de falhas, uma relacionada à seção marinha e outra à seção *sag*.

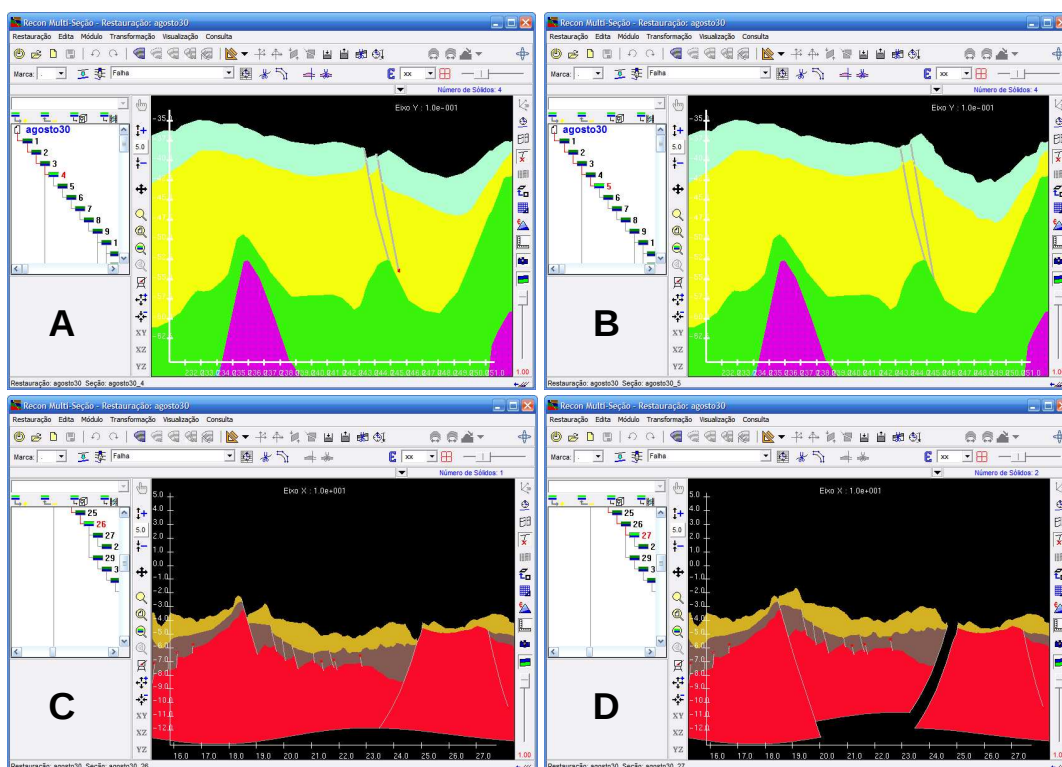


Figura II.2.1. Exemplo de reconstituição de falhas. As figuras A e B mostram um exemplo de reconstituição de falhas na seção marinha, enquanto as figuras C e D mostram um exemplo na seção *sag*.

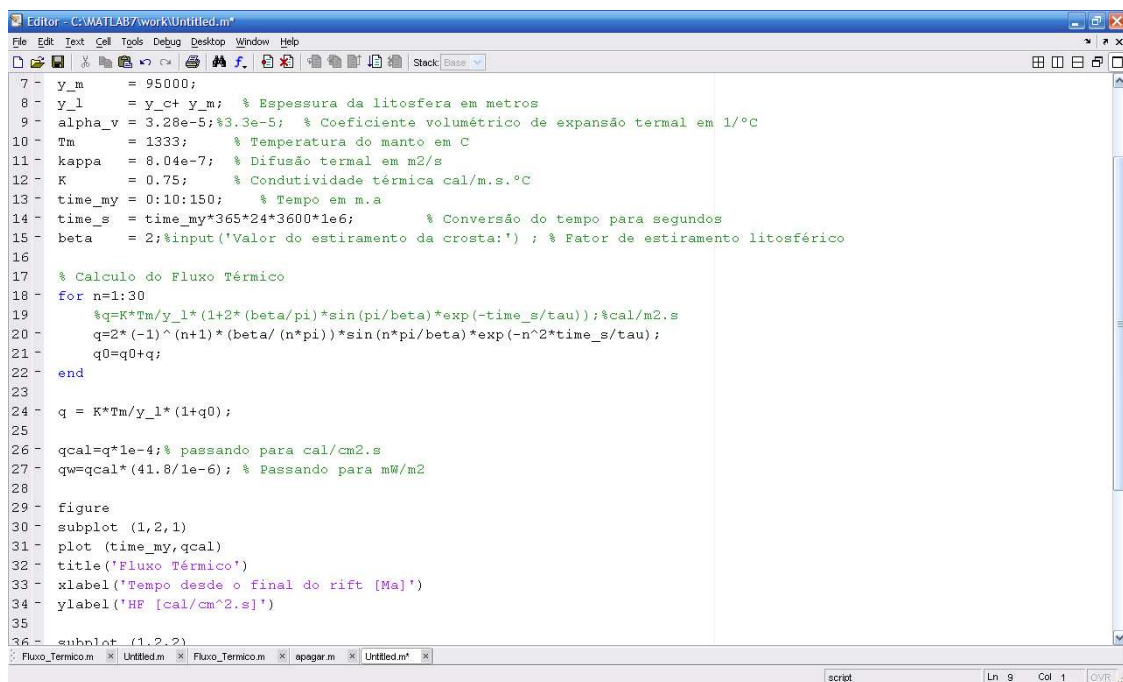
A reconstrução estrutural tem como objetivo conhecer a geometria da bacia em cada estágio do tempo geológico. Como será mostrado nos Capítulos VI e VII, a seção tipo foi reconstituída para as idades do Mioceno Médio, Eoceno Médio, Maastrichtiano, Turoniano, Albiano, Aptiano (final da deposição do sal), Aptiano (final da deposição *sag*), Barremiano e para o embasamento Pré-Cambriano (pré-rifteamento).

II.3. IMPLEMENTAÇÃO COMPUTACIONAL DOS MODELOS TERMOMECÂNICOS

O desenvolvimento dos modelos termomecânicos foi realizado no *software Matlab*. A escolha deste, foi baseada na facilidade de programação em relação a *software* mais conhecidos, como o C, C++ e Pascal.

Nesta etapa foram utilizadas as formulações publicadas nos trabalhos de Mckenzie (1978) e de Royden e Keen (1980).

O funcionamento do *Matlab* é simples, obedecendo à lógica de programação de muitos outros programas, como os citados acima. Inicialmente, devem-se estabelecer as variáveis, atribuindo-lhes valores. Posteriormente, utilizando as formulações, contabilizam-se os n-termos das séries. Finalmente, são introduzidas as linhas de comando de *plotagem* (parte gráfica), como mostra a figura II.3.1.



```

7 - y_m = 95000;
8 - y_l = y_c + y_m; % Espessura da litosfera em metros
9 - alpha_v = 3.28e-5;%3.3e-5; % Coeficiente volumétrico de expansão termal em 1/°C
10 - Tm = 1333; % Temperatura do manto em C
11 - kappa = 8.04e-7; % Difusão termal em m2/s
12 - K = 0.75; % Condutividade térmica cal/m.s.°C
13 - time_my = 0:10:150; % Tempo em m.a
14 - time_s = time_my*365*24*3600*1e6; % Conversão do tempo para segundos
15 - beta = 2;%input('Valor do estiramento da crosta:'); % Fator de estiramento litosférico
16
17 % Calculo do Fluxo Térmico
18 - for n=1:30
19 - q=K*Tm/y_l*(1+2*(beta/pi)*sin(pi/beta)*exp(-time_s/tau));%cal/m2.s
20 - q=2*(-1)^(n+1)*(beta/(n*pi))*sin(n*pi/beta)*exp(-n^2*time_s/tau);
21 - q0=q0+q;
22 - end
23
24 - q = K*Tm/y_l*(1+q0);
25
26 - qcal=q*1e-4;% passando para cal/cm2.s
27 - qw=qcal*(41.8/1e-6); % Passando para mW/m2
28
29 - figure
30 - subplot (1,2,1)
31 - plot (time_my,qcal)
32 - title('Fluxo Térmico')
33 - xlabel('Tempo desde o final do rift [Ma]')
34 - ylabel('HF [cal/cm^2.s]')
35
36 - subplot (1,2,2)

```

Figura II.3.1. Exemplo de linhas de programação no *software Matlab*. Da linha 7 a 15 encontram-se as declarações de algumas variáveis. Da linha 18 a 22 observa-se uma pequena rotina para cálculo do fluxo térmico. Da linha 29 a 34 visualiza-se a parte de *plotagem* dos gráficos.

II.4. MODELAGEM DE BACIAS E SISTEMAS PETROLÍFEROS

Esta é a última etapa dos métodos utilizados neste trabalho. As interpretações geofísicas e geológicas, reconstruções estruturais e estudos dos modelos termomecânicos foram agrupados de forma a entender a influência térmica na geração de hidrocarbonetos.

Neste trabalho foi utilizado o *software Petromod* da *IES-Schlumberger*. Esse *software* permite modelar uma série de processos que ocorrem em bacias sedimentares, principalmente em relação à exploração de hidrocarbonetos. Mais precisamente, sua aplicação principal é a modelagem de sistemas petrolíferos (SP), onde a partir da entrada de uma série de dados é possível modelar seus processos, servindo assim como uma das principais ferramentas na exploração de hidrocarbonetos.

O funcionamento da modelagem de bacias/ SP é complexo, incluindo uma grande quantidade de dados de entrada e algoritmos que o controlam. Contudo, pode-se simplificá-lo da seguinte forma: (1) **entrada de dados**, como horizontes e falhas em diferentes idades geológica; distribuição faciológica, discriminando diversos parâmetros petrofísicos; fluxo térmico basal; dados geoquímicos como cinéticas químicas, COT e HI; (2) **simulação numérica**, baseada em uma gama de algoritmos que simulam as leis físicas e matemáticas controladoras de processos que ocorrem em bacias sedimentares, bem como os processos do sistema petrolífero; (3) **saídas**, resultados obtidos a partir das simulações numéricas, que são influenciados pelos dados de entrada. Estes resultados podem ser simples, como a descompactação de sedimentos em poços, ou altamente complexos, como a evolução dos processos do sistema petrolífero (Magoon e Dow, 1994) em uma bacia sedimentar.

A figura II.4.1 exemplifica o esquema de entrada de dados do *software Petromod*, onde são definidas as litologias para cada fácies sedimentar, os elementos do sistema petrolífero associado a esta fácies, a porcentagem de carbono orgânico total (TOC), índice de hidrogênio (HI) e a cinética química que irá controlar a transformação de querogênio para hidrocarboneto, como será visto no Capítulo VII.

Name	Petroleum	Color	Lithology	TOC	TOC	Kinetics	HI	HI
	System		Value	Model	Value		Value	Map
	Elements				[%]		[mgHC/gTOC]	[mgHC/gTOC]
MioMed-Recente	Overburden Rock		2_70sand30shl	Uniform	0.00	none	0.00	none
EocMed-MioMed	Overburden Rock		2_70sand30shl	Uniform	0.00	none	0.00	none
Maast-EocMed	Overburden Rock		3_50shl50sand	Uniform	0.00	none	0.00	none
Turon-Maast	Overburden Rock		2_70sand30shl	Uniform	0.00	none	0.00	none
Albiano-Turon	Overburden Rock		11_35mudcarb35shl30sand	Uniform	0.00	none	0.00	none
Albiano	Overburden Rock		12_50shl25mudcarb25sand	Uniform	0.00	none	0.00	none
Sal	Overburden Rock		Salt	Uniform	0.00	none	0.00	none
Sag	Overburden Rock		11_35mudcarb35shl30sand	Uniform	0.00	none	0.00	none
Rift	Overburden Rock		3_50shl50sand	Uniform	0.00	none	0.00	none
Embasamento	Overburden Rock		BASEMENT	Uniform	0.00	none	0.00	none
Lacustre-GR	Source Rock		BR_SR_Shale	Uniform	4.00	Behar_et_al(1997)_T1(GRS)-CS_Lacustre	800.00	none
Marinha-GR	Source Rock		BR_SR_CarbMud	Uniform	2.50	Behar_et_al(1997)_T2(PB)-CS_Marinho	500.00	none
Carbonatico-RES	Reservoir Rock		13_100grainstone	Uniform	0.00	none	0.00	none
Siliciclastico-RES	Reservoir Rock		1_90sand10shl	Uniform	0.00	none	0.00	none

Figura II.4.1. Exemplo da entrada de dados no *Petromod*. A figura mostra a definição faciológica, no qual se pode atribuir parâmetros litológicos e geoquímicos.

A figura II.4.2 mostra, conceitualmente, alguns dos principais resultados obtidos em um estudo de modelagem de sistemas petrolíferos, que é o conhecimento da origem do óleo (cozinha geradora), das rotas de migração e das acumulações potenciais. A cozinha geradora, delimitada pelo polígono vermelho, é identificada pela maturação da rocha fonte, em que as cores verdes mostram a maturação dada pelo algoritmo de Sweeney e Burnham (1990). As rotas de migração são calculadas pelo algoritmo de Darcy, que simula fluxos em meios porosos. Os vetores indicam que grande parte do fluxo de hidrocarbonetos se move para a região onde há a ocorrência de reservatórios areníticos (cor amarela), preferencialmente na área onde está localizada a torre (acumulação potencial). Esses resultados são gerados na etapa de simulação numérica, como será detalhado no Capítulo VII.

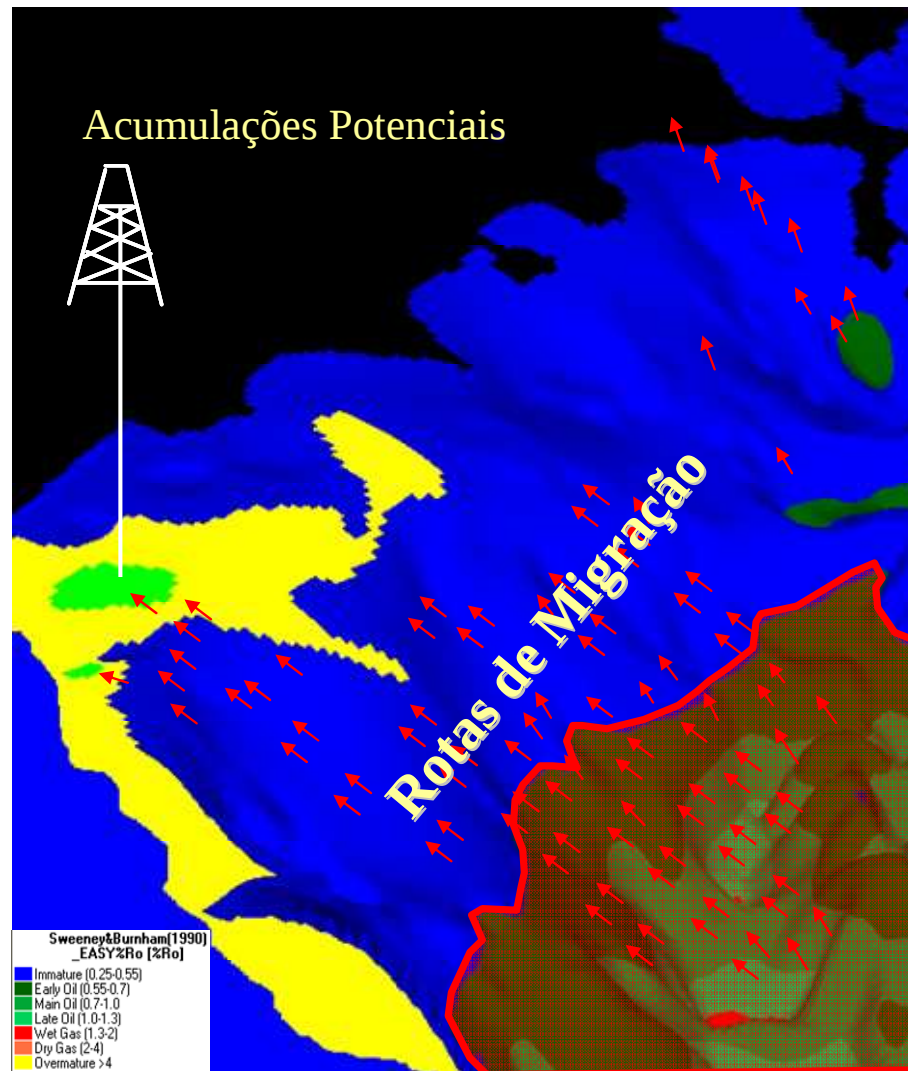


Figura II.4.2. Exemplo esquemático de resultados em modelagem de sistemas petrolíferos. A figura identifica a cozinha de geração (polígono vermelho), as rotas de migração (vetores vermelhos) e as acumulações potenciais (área em verde claro).

III. BACIA DE SANTOS

III.1. LOCALIZAÇÃO

A Bacia de Santos está localizada na costa sudeste do Brasil, entre os paralelos 23° e 28° (Fig. III.1.1). A bacia abrange uma área de 350.000 km² até a cota batimétrica de 3000 metros, sendo definida pelos limites estruturais do Alto de Cabo Frio, a nordeste, e Alto de Florianópolis, a sudoeste (Macedo, 1990). A oeste/noroeste, a bacia é limitada pelos maciços litorâneos e pela Serra do Mar. A leste/ sudeste estende-se além do platô de São Paulo, indo até o limite com a crosta oceânica.

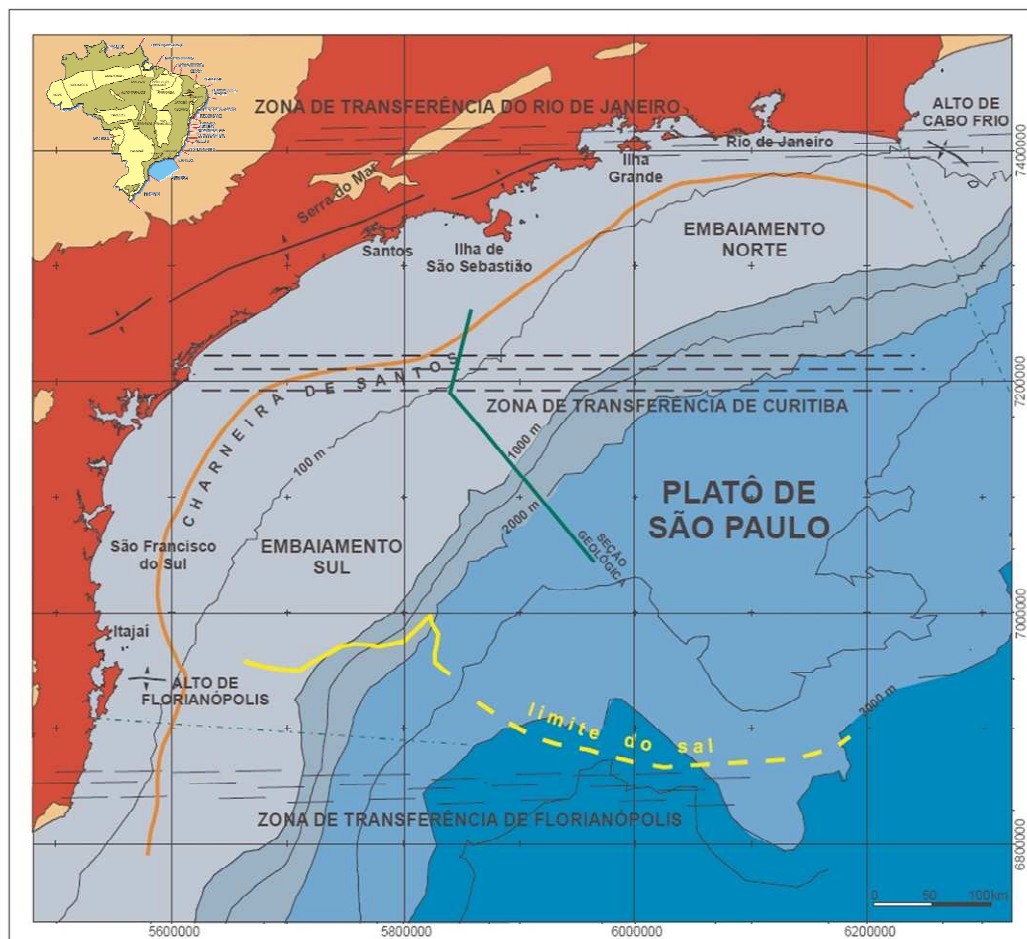


Figura III.1.1. Mapa de localização, limites e feições da Bacia de Santos. A seção geológica representada pela linha verde será mostrada na Fig. III.3.3. (Nunes et al., 2004).

III.2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA BACIA DE SANTOS COM A MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA

A Bacia de Santos vem sendo estudada sob a ótica da Tectônica de Placas desde o início da década de 1970 (Asmus e Porto, 1972; Asmus, 1975). Contudo, ainda hoje, conhece-se pouco os processos que geraram muitas das estruturas nesta bacia, principalmente porque muitos modelos conceituais existentes não respondem a questões básicas de sua evolução, como por exemplo, o processo de cisalhamento [puro ou simples] que a formou (Mckenzie, 1978; Wernicke, 1981; Kusznir et al., 1991), como será discutido no Capítulo V. Aliado a isto, pouco se conhece da estrutura interna da litosfera na região da bacia.

A evolução da Bacia de Santos está relacionada com a ruptura do Gondwana, por volta de 135 Ma (Pereira e Feijó, 1994; Moreira et al., 2008), período que teve início o processo de formação da bacia rifte, predominando intenso vulcanismo. Após a fase de ruptura do paleo-continente Gondwana, iniciou-se a fase de deriva continental, dando origem ao atual Oceano Atlântico. O início da deriva continental ainda é assunto de discussão entre os estudiosos. Essa idade é de grande importância, pois existem consideráveis implicações na evolução térmica das bacias de margem continental, como será exemplificado na Bacia de Santos no Capítulo V.

Cainelli e Mohriak (1999) discriminam cinco estágios (Fig. III.2.1) relacionados à evolução geodinâmica da margem atlântica, na qual a Bacia de Santos está inserida:

Fase I – Início do processo extensional, o qual separou os continentes Africano e Sul-americano. Nesta fase, há um pequeno soerguimento da astenosfera e afinamento da crosta e do manto litosférico, gerando pequenos falhamentos que controlaram depocentros localizados.

Fase II – Esta fase é caracterizada pelo aumento do estiramento litosférico gerando extensos falhamentos. Há aumento da taxa de soerguimento da astenosfera, ocasionando intrusões e derrames basálticos, juntamente com a formação de meio-grábens.

Fase III – Ao final da fase rifte há um aumento do estiramento litosférico, marcado por grandes falhas que rotacionam os blocos crustais juntamente com os sedimentos depositados.

Fase IV – Nesta fase, a cadeia Mesoceânica extrudiu a crosta continental na

forma de derrames basálticos subaéreos, caracterizando o final da fase rifte. Em algumas bacias os depósitos vulcano-sedimentares (Mohriak et al., 1997) formam geometrias características, denominados de *seaward-dipping reflectors* [SDR] (Mohriak e Rabelo, 1994; Mohriak et al., 1995; Mohriak et al., 1997), observadas em seções sísmicas. Uma possível explicação para o mecanismo envolvido nesse episódio é que o estiramento litosférico, antes estava distribuído em uma larga região e que posteriormente concentrou-se em um lugar específico da Cadeia Mesoatlântica. Durante este estágio, ocorre vulcanismo continental e oceânico, reativações de grandes falhamentos e erosão de blocos do rifte, aplainando a topografia e separando sedimentos continentais de sedimentos transicionais/marinhos.

Fase V – Após a geração da discordância, causada pela erosão citada acima, pode ocorrer deposição de rochas geradoras de hidrocarboneto, sendo sucedida pela deposição de seqüências evaporíticas, durante o Aptiano. Após esse evento, a sedimentação é predominantemente carbonática. O aumento da batimetria, causada pelo afastamento contínuo das placas, resulta no fim da deposição de carbonatos de águas rasas.

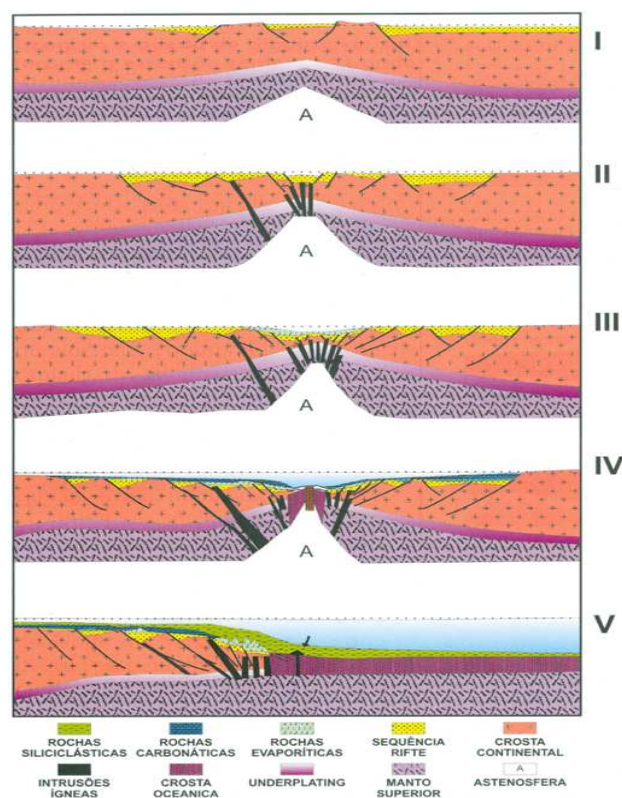


Figura III.2.1. Concepção da formação e evolução das bacias da margem passiva leste. (Mohriak e Szatimari, 2008)

III.3. CARACTERÍSTICA E EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA

A Bacia de Santos apresenta espessura de sedimentos que pode chegar a 12 km nos depocentros (Pereira e Macedo, 1990). De acordo com a figura III. 3.1, essa seqüência de sedimentos foi gerada em três estágios de evolução tectônica: rifte, transicional e margem passiva. Contudo, se fosse considerada a visão termomecânica envolvida no processo de formação de uma bacia de margem passiva, essa divisão contemplaria apenas o estágio rifte, causada por subsidência mecânica, e o estágio de margem passiva (ou deriva continental), relacionada à contração térmica [subsidência termal]. Provavelmente, a visão de evolução tectônica apresentada na figura III.3.1 diz respeito ao tipo de sedimentação encontrada na Bacia de Santos, já que o termo transicional se refere originalmente a um estágio caracterizado por fácies sedimentares interpretados como “de transição” entre os fácies nitidamente continentais e aqueles tipicamente de mar aberto. Seguindo essa classificação, estabelecida há tempos, a evolução tectono-sedimentar (Fig. III. 3.1) da Bacia de Santos pode ser resumida em:

- Fase Rifte (Hauteriviano a Aptiano) – Fase iniciada por intenso vulcanismo basáltico, ocorrido durante Hauteriviano, onde se depositaram sedimentos conhecidos como Fm. Camboriú. Esses basaltos serviram, em diversas áreas da bacia, como embasamento para os sedimentos posteriores. Esta unidade é correlacionável com os derrames basálticos da Bacia do Paraná [Fm. Serra Geral], Bacia de Campos [Fm. Cabiúnas] e Bacia de Pelotas [Fm. Imbituba] (Macedo, 1990; Zalán et al., 1990; Chang et al., 1990; Nunes et al., 2004). Com a diminuição da atividade vulcânica, iniciou-se a deposição de uma megasequência continental [Gr. Guaratiba], cuja espessura está por volta de 4,5 km. Nesta megasequência ocorrem depósitos de leques aluviais e fluviais que progradam para lagos rasos. Distalmente foram depositados folhelhos nas partes profundas dos lagos salobros, onde se encontra a principal rocha geradora da bacia [espessura de até 400m, COT~9% e HI~800 mgHC/gCOT]. Depósitos de Coquinas também são conhecidos e são as principais rochas reservatório desta seqüência (Mello et al., 1988). A presença de ostracodes não marinhos permite datar a megasequência continental como de idade Barremiano-Eoaptiano (Nunes et al., 2004). A Fm. Guaratiba é correlata da Fm. Lagoa Feia, na Bacia de Campos (Pereira e Feijó, 1994; Milani et al. 2000).

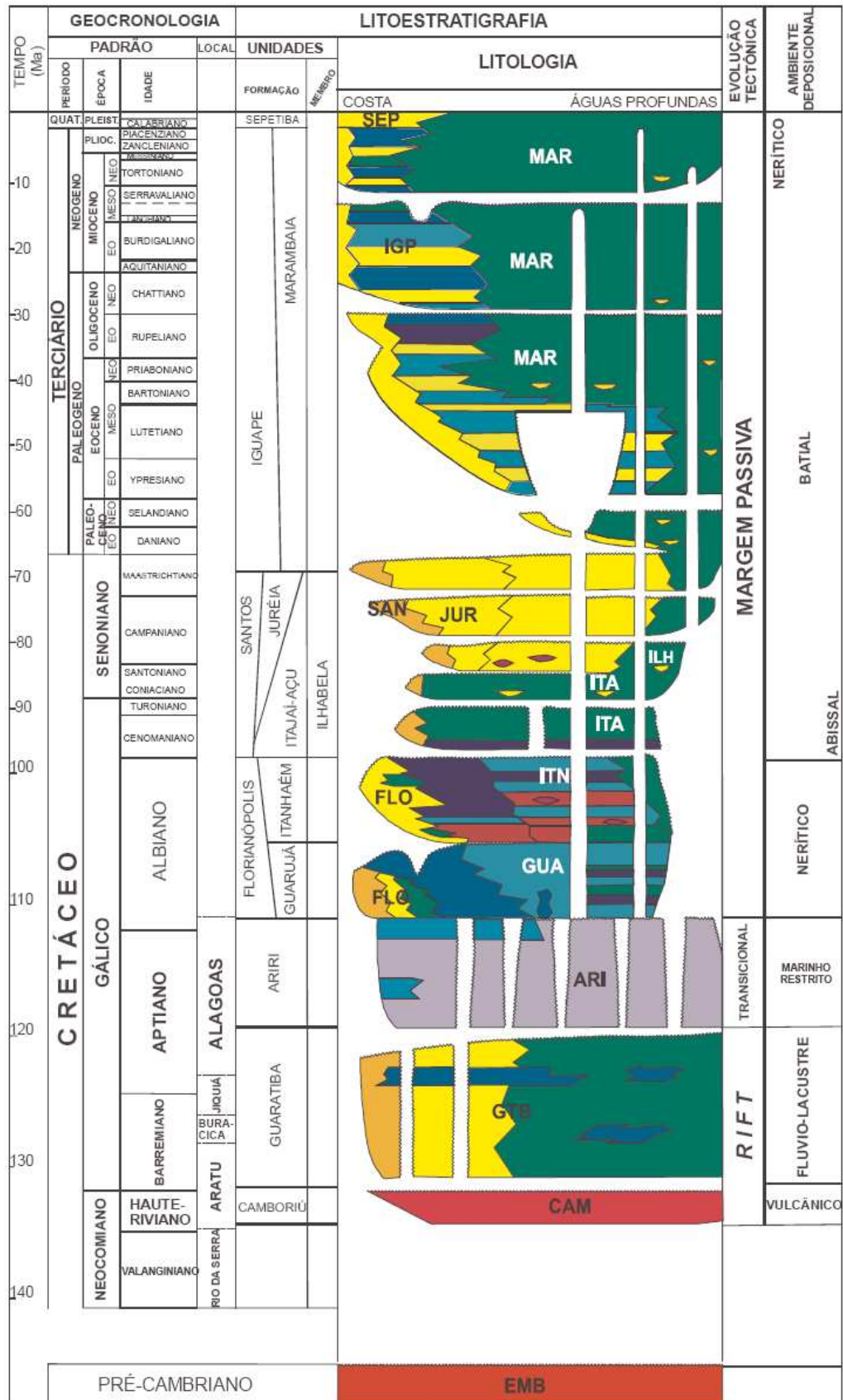


Figura III.3.1. Carta estratigráfica da Bacia de Santos. Principais seqüências e ambientes de deposição. (Nunes et al., 2004).

- Fase Transicional (Mesoaptiano ao Eoalbiano) – A seqüência desta fase (Fm. Ariri) é interpretada como depósitos de planícies de *sabkha* (Szatimari e Demercian, 1993). Na carta estratigráfica existe apenas a presença de depósitos evaporíticos relacionados à fase transicional. Contudo, parece haver outras seqüências relacionadas a esta, formando uma bacia tipo sag (Moreira et al., 2008). É bem provável que as recentes descobertas de HC, em rochas carbonáticas, pertençam à seqüência sag, como ocorre na Bacia de Campos (Gomes et al., 2002). A seqüência transicional foi depositada sobre uma discordância regional, responsável pela peneplanização da topografia rifte (fase IV – Fig. III.2.1). Essa seqüência foi datada por ostracodes, tendo idade Aptiano-Eoalbiano, contudo Macedo (1990) cita que a idade de deposição da seqüência evaporítica está por volta de 115 Ma. Dias (1998) estudou em detalhe a deposição desta seqüência, onde diz que o intervalo de deposição do sal pode ser menor que 1 Ma, colocando uma aproximação para o seu estágio de deposição entre 113 e 112 Ma. A utilização das idades da carta estratigráfica apresentada na figura III.3.1 foi ligeiramente modificada em relação a deposição do sal citada acima, bem como em relação da divisão interna da formação Guratiba, onde nesta foi considerada que o intervalo de 135-122 Ma, pertence a fase rifte e o intervalo de 122-112 Ma pertence a fase pós-rifte.

A seqüência evaporítica configura uma importante feição na Bacia de Santos, pois apesar do curto intervalo de tempo de deposição [por volta de 1 Ma], tem ampla distribuição espacial e considerável espessura (Fig. III .3.2).

- Fase de Margem Passiva (Eoalbiano ao Recente) – Esta fase é caracterizada por uma megaseqüência marinha, que será dividida de forma a contemplar algumas de suas principais características lito-cronoestratigráficas (Fig. III.3.3).

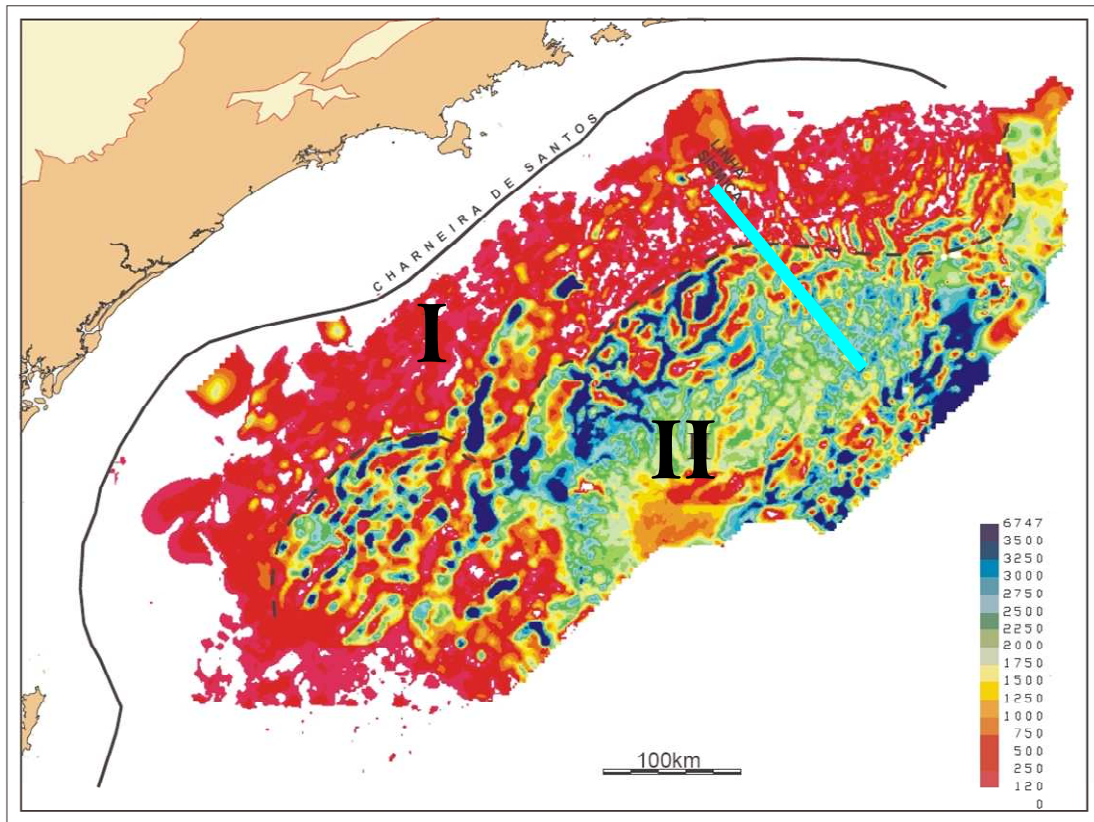


Figura III.3.2. Mapa de isópaca da seqüência evaporítica da Bacia de Santos. Os números I e II representam as províncias extensionais e compressionais, respectivamente. (Nunes et al., 2004).

A seção sísmica da linha em azul será apresentada na Fig. III.3.4.

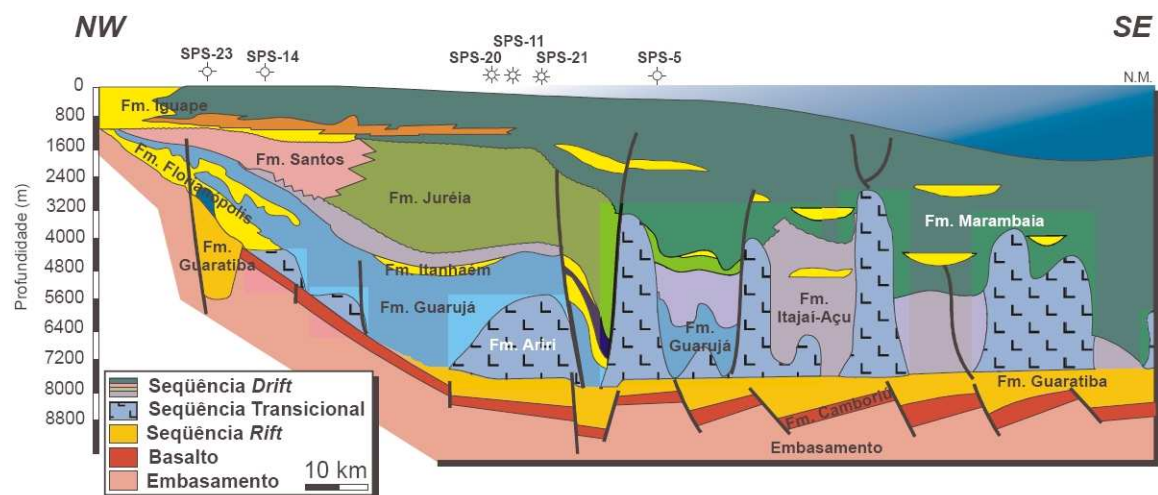


Figura III.3.3. Seção geológica esquemática da Bacia de Santos. Localização da seção encontra-se na figura III.1. A figura mostra a distribuição das formações e suas geometrias. (Nunes et al., 2004).

A Seqüência Albiano/ Turoniano é composta principalmente por carbonatos, margas e folhelhos. Durante o Eoalbiano desenvolveu-se uma plataforma carbonática composta por *grainstones* oolíticos e *boundstones*. Há também, ocorrência de conglomerados e arenitos fluviais na borda da bacia, pertencentes à Fm. Florianópolis. Ao final do Albiano até o Turoniano ocorreu uma transgressão marinha, e as condições de anoxia permitiram desenvolver um nível rico em matéria orgânica depositado com folhelhos e margas das formações Itanhaém e Itajaí-Açu. Esse nível contém COT~7% e IH~600mgHC/gCOT (Mello e Maxwell, 1990; Pereira e Macedo, 1990).

Durante o Coniaciano, ainda sob efeito transgressivo, ocorrem alguns turbiditos, intercalados a folhelhos da Fm. Itajaí-Açu.

O Cretáceo Superior (Santoniano-Maastrichtiano) é marcado por uma fase regressiva, sendo caracterizado por forte influxo de areias na bacia (Fm. Juréia), formando frentes de progradações facilmente identificadas em seções sísmicas, como apresentada por Nunes et al. (2004) na Fig. III.3.4. A origem desse grande influxo de sedimentos proximais ainda é discutida, todavia, é bem provável que o soerguimento da Serra do Mar, durante esta idade, tenha gerado um desnível tal, que o gradiente propiciou a chegada destes sedimentos na bacia.

Após a sedimentação do Cretáceo Superior, foram depositados os sistemas do Paleogeno e Neogeno, característicos de uma sedimentação de margem passiva. Na porção proximal, predominam arenitos intercalados com carbonatos, enquanto na porção distal, ocorrem depósitos de folhelhos e turbiditos da Fm. Marambaia.

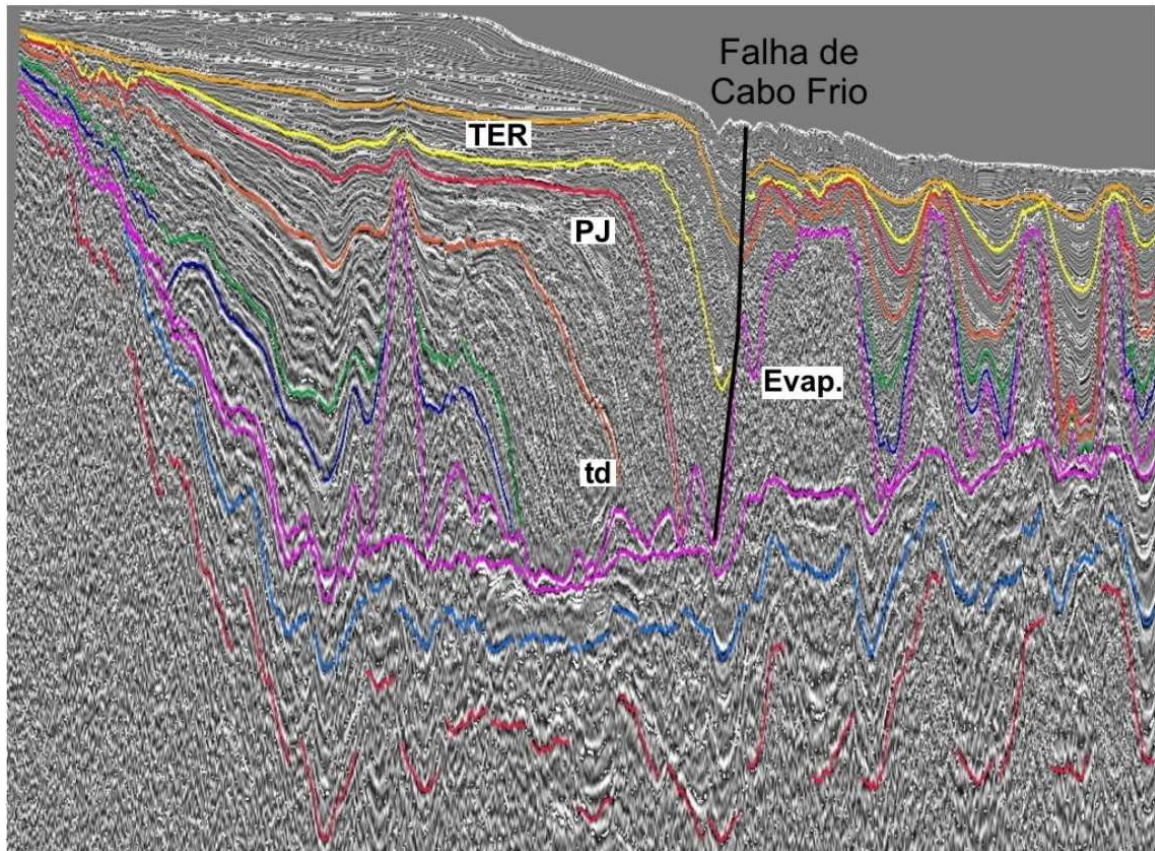


Figura III.3.4. Seção sísmica localizada na figura III.3.2. A figura mostra a frente de progradação da Fm. Juréia (PJ) e o *touch-down* (td) na base do sal. O peso das camadas empurram o pacote de sal em direção *off-shore*. Observe que a falha de Cabo Frio marca o final da frente de progradação e o início de espessos pacotes de sal (área a sudeste). (Nunes et al., 2004).

III.4. LIMITE CRUSTAL

O limite entre as crostas continental e oceânica, em várias bacias no mundo, tem sido motivo de debate (Watts e Ryan, 1976; Manatschal e Bernoulli, 1999; Davis e Kusnir, 2004; Kusnir e Karner, 2007). Estabelecer este limite é uma tarefa complicada, pois, nem sempre os dados geofísicos têm resolução suficiente que permitam situar uma linha divisória entre estas crostas. Este limite pode ainda ficar mais difícil de estabelecer quando entre uma crosta tipicamente continental de outra nitidamente oceânica, existe uma transição composta por serpentinitos (Manatschal e Bernoulli, 1999). Este serpentinito é formado quando o grau de afinamento da litosfera é tão alto que o manto litosférico é exposto, como ocorre na Margem da Ibéria.

A dificuldade de estabelecer o limite entre crostas não é diferente para a

Bacia de Santos. Diversos autores propuseram estabelecer este limite a partir de dados gravimétricos e sísmicos (Severino et al., 1993, Demercian, 1996; Meisling et al., 2001; Gomes, 2002; Caminatti et al. 2008). A figura III.4.1 mostra um destes exemplos, onde é possível observar o mapa das províncias estruturais de algumas bacias da margem sudeste brasileira, bem como o contexto da seção tipo interpretada com algumas entidades tectônicas da Bacia de Santos interpretada por Meisling et al. (2001). Nesta figura é possível observar que a seção tipo interpretada neste trabalho inicia-se a noroeste, em um alto gravimétrico interpretado por Meisling et al. (2001) como a subida da Moho, passando por um grande depocentro rifte, cruzando a Cadeia Vulcânica de Avedis [onde se acredita haver um centro de espalhamento oceânico abortado (Demercian, 1996)], voltando para uma área onde a crosta continental está extremamente afinada e terminando à sudoeste, antes de atingir a crosta oceânica propriamente dita. Comparando o limite crustal de Severino et al. (1993) (Fig. I.1) com o Meisling et al. (2001) (figura IV.4.1), observa-se que este último posiciona o limite crustal mais próximo da linha de costa se comparada com o primeiro.

Outra implicação para a interpretação sísmica deste trabalho é o posicionamento da Cadeia Vulcânica de Avedis. A interpretação de Meisling et al. (2001) (figura IV.4.1) posiciona esta feição mais para o norte se comparada com o limite crustal apresentado por Caminati et al. (2008). Isso acarretaria em certas mudanças na interpretação que será apresentada nos Capítulos VI e VII, onde nesta área foi considerada a ocorrência de crosta continental como sugerido pelos trabalhos de Severino et al. (1993), Gomes (2002) e Caminatti et al. (2008). A principal mudança seria a presença de um embasamento vulcânico na área de ocorrência da Cadeia Vulcânica de Avedis e a ausência da sequência rifte e possivelmente da sequência *sag*.

Entretanto, parece que a entrada de uma crosta abortada ficaria mais a sudoeste, como foi interpretado por outros autores (Gomes, 2002; Caminatti et al. 2008) e que parece mais razoável quando se olha diretamente para o dado gravimétrico, inclusive no próprio trabalho de Meisling et al. (2001). Neste caso, se considerado a ocorrência de uma cadeia oceânica abortada mais a sul, a interpretação da seção sísmica não mudaria, já que a distância entre linha interpretada com esta feição geológica está a mais de 10 km (Fig.I.1).

Devido à incerteza da exata ocorrência de uma cadeia oceânica abortada,

aliado a dificuldade da restauração estrutural, já que seria necessário restaurar a intrusão de uma cadeia vulcânica abortada no meio de uma crosta continental estirada, optou-se pelo modelo mais convencional sugerido pelo Severino et al. (1993), Gomes (2002) e Caminatti et al. (2008). Além disso, no trabalho de Meisling et al. (2001) parece haver algumas incongruências em certas áreas referidas como cadeias de espalhamento abortadas (*failed spreading ridge*), onde estes autores referem-se às áreas onde há ocorrência de hidrocarbonetos do pré-sal como pertencente a estas cadeias, ou seja, uma vez havendo um sistema petrolífero, onde as rochas fontes e reservatório são pertencentes as sequências do pré-sal, não seria possível na área deste alto gravimétrico a ocorrência de uma cadeia oceânica abortada. Contudo parece haver um consenso entre vários autores da ocorrência da Cadeia de Avedis, porém esta poderia estar superestimada em área, já que o alto grau de estiramento litosférico poderia implicar em um soerguimento local da Moho, onde seu efeito estaria gerando uma anomalia gravimétrica mais ampla, que não necessariamente está associada a toda área referida por Meisling et al. (2001) como sendo de crosta oceânica abortada.

A figura III.4.1 mostra outras feições importante na Bacia de Santos, como os baixos estruturais [tons de cores marrons], os quais servem como depocentro das rochas geradoras do rifte; os altos do pré-sal, que funcionam como focalizadores da migração de petróleo; e a área de crosta extremamente afinada, que condiz com os cálculos realizados neste trabalho e que serão discutidos nos capítulos seguintes.

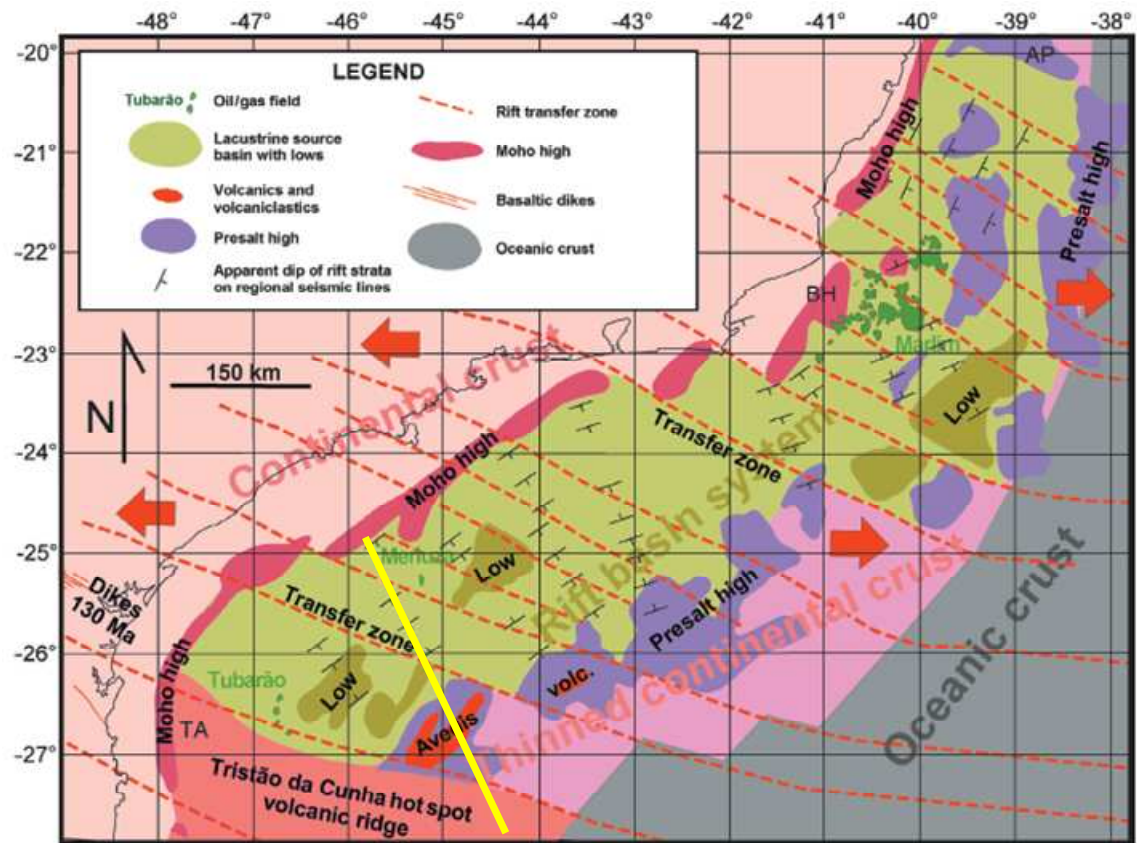


Figura III.4.1. Mapa das principais estruturas interpretadas por Meisling et al. (2001). A linha amarela refere-se à seção tipo interpretada neste trabalho. Destaca-se na figura o baixo estrutural que precede o alto do pré-sal identificado na seção sísmica interpretada (Fig.VI.2.1) denominada neste trabalho de Alto Externo Sul (AES). Outra feição importante é a área onde a crosta continental está extremamente afinada (*Thinned continental crust*).

IV. TEMPERATURA NA LITOSFERA

IV.1. GRADIENTE GEOTÉRMICO

O Modelo de subsidência e fluxo térmico de McKenzie (1978) e Royden e Keen (1980), são baseados na condição de temperatura mostrada na figura IV.1.1. É importante destacar que o eixo da profundidade está sendo mostrado de uma maneira não usual, ou seja, a profundidade na superfície é y_L (aproximadamente 125 km), e na base da litosfera, igual a zero. Todas as formulações utilizadas nos modelos de estiramento citados aqui, são baseadas nessa notação “inversa”.

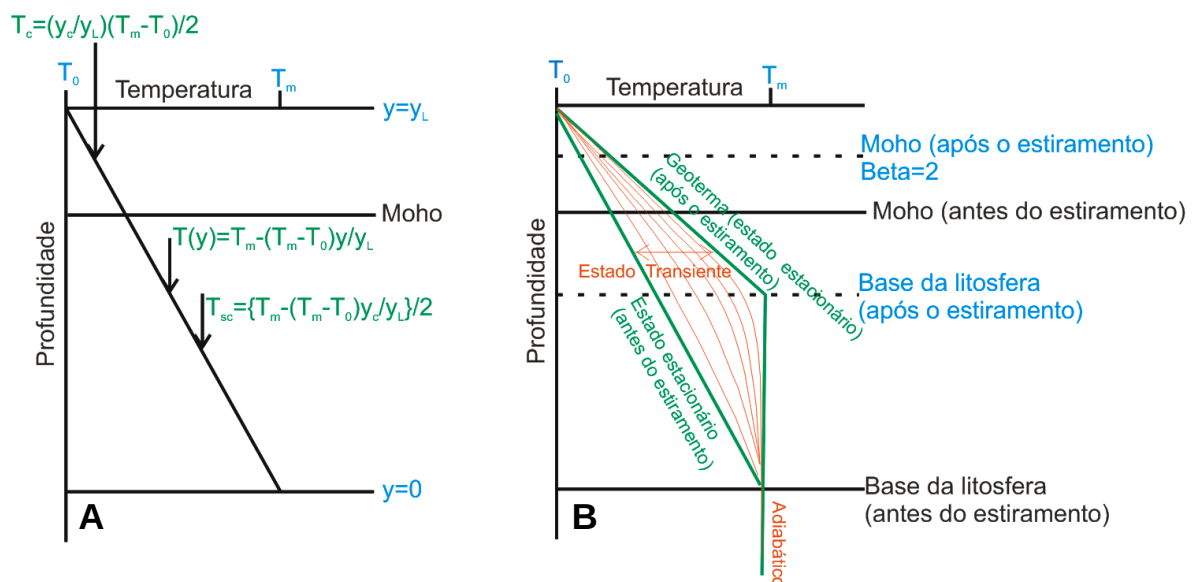


Figura IV.1.1. Configuração da temperatura utilizada nos modelos de estiramento. (A) Temperatura no estado estacionário. (B) Temperatura no estado transiente. T_c é a temperatura média da crosta; T_{sc} é a temperatura média da subcrosta; $T(y)$ é a função temperatura em qualquer profundidade; T_m é a temperatura na base da litosfera; T_0 é a temperatura na superfície. y_c e y_L são respectivamente as espessuras da crosta e da litosfera.

Na figura IV.1.1 (A), a equação da temperatura $[T(y)]$ é facilmente encontrada por semelhança de triângulos, já que dT e dy são conhecidos. As médias das temperaturas calculadas para a crosta (T_c) e subcrosta (T_{sc}) serão necessárias para estimar as densidades médias da crosta e subcrosta [aqui considerada como manto litosférico].

Sendo assim, a Eq. IV.1 mostra o cálculo para estimar as temperaturas médias da crosta e subcrosta (Allen e Allen, 2005).

$$T_c = \frac{1}{2} \left\{ (T_m - T_0) \frac{y_c}{y_L} \right\}, \quad T_{sc} = \frac{1}{2} \left\{ T_m - \frac{y_c}{y_L} (T_m - T_0) \right\}$$

Equação IV.1. Temperaturas médias da crosta (T_c) e subcrosta (T_{sc}).

As equações podem ser simplificadas considerando-se que a temperatura na superfície (T_0) é igual a zero (Eq. IV.2), como foi assumido nos modelos a serem apresentados no Capítulo V.

$$T_c = \frac{T_m}{2} \frac{y_c}{y_l}, \quad T_{sc} = \frac{T_m}{2} \left(1 - \frac{y_c}{y_l} \right)$$

Equação IV.2. Temperaturas médias da crosta (T_c) e subcrosta (T_{sc}). As equações foram simplificadas para o caso em que a temperatura na superfície é zero. Os modelos apresentados a seguir utilizam esta simplificação.

A figura IV.1.1 (B) mostra o estado transiente [que depende do tempo] da temperatura. Logo após o estiramento o gradiente geotérmico atinge sua maior taxa. As linhas vermelhas mostram os diferentes gradientes que estão em função do tempo [$T(t)$], diminuindo no decorrer da história evolutiva de uma bacia formada por processos extensionais. Com o passar do tempo estes gradientes tendem a atingir seu estado inicial, ou seja, aos valores de temperatura anteriores ao processo de estiramento, como será detalhado no Capítulo V.

IV.2. EXPANSÃO TÉRMICA

As rochas, como qualquer outro material, sofrem variação de volume segundo mudanças de temperatura [T] e pressão [p]. Será definida sucintamente, a influência da mudança de temperatura na variação de densidade das rochas [ρ].

Considerando-se a pressão constante e variando-se a temperatura, haverá uma mudança de volume $[v = 1/p]$.

Esta variação de volume é conhecida como “coeficiente volumétrico de expansão térmica”, α_v (Allen e Allen, 2005). A partir deste coeficiente, podemos calcular o volume total $[V \alpha_v dT]$, onde dT é a variação de temperatura, como mostra a Eq. IV.3.

$$\alpha_v = \frac{1}{v} \left(\frac{\delta v}{\delta T} \right)_p = \rho \left(\frac{\delta v}{\delta T} \right)_p$$

Equação IV.3. Cálculo do coeficiente de expansão.

Para calcular a variação de densidade com a temperatura, considerar-se-á uma densidade de referência ρ^* que está sob uma temperatura T^* (por exemplo, a densidade de uma rocha na superfície da Terra).

A variação da temperatura $[dT = T - T^*]$, irá causar uma mudança de densidade, conforme o coef. de expansão (Eq. IV.4).

$$\alpha_v = \rho \frac{\delta v}{\delta T} \therefore \delta T \alpha_v = \rho \left(\frac{1}{\rho} - \frac{1}{\rho^*} \right) \therefore \delta T \alpha_v = \left(\frac{\rho}{\rho} - \frac{\rho}{\rho^*} \right)$$

$$\delta T \alpha_v = 1 - \frac{\rho}{\rho^*} \therefore \delta T \alpha_v - 1 = - \frac{\rho}{\rho^*}$$

$$\rho = \rho^* (1 - \delta T \alpha_v)$$

Equação IV.4. Cálculo da variação da densidade. A densidade irá variar linearmente de acordo com a mudança de temperatura.

Aplicando os conceitos apresentados no subitem IV.1, pode-se calcular as densidades médias para a crosta e subcrosta (manto litosférico), como mostra Eq. IV.5.

$$\bar{\rho}_c = \rho_c^* (1 - T_c \alpha_v) \quad \bar{\rho}_m = \rho_m^* (1 - T_{sc} \alpha_v)$$

Equação IV.5. Densidades médias para a crosta $\bar{\rho}_c$ e manto $\bar{\rho}_m$. T_{sc} e T_c , podem ser obtidas a partir da Eq. IV.2.

IV.3. CONDUÇÃO DE CALOR UNIDIMENSIONAL

Há várias formas de transferência de calor no “sistema Terra”, que podem ocorrer por convecção, condução ou radiação. Em partes mais profundas do manto inferior, o principal mecanismo é a convecção, enquanto que na litosfera, o principal mecanismo de transferência de calor é a condução, consistindo na transferência de energia cinética por colisão intra-molecular. Já a radiação, é um mecanismo secundário que ocorre na litosfera. Nesse caso, principalmente a crosta continental superior, contém elementos radioativos (K, U, Th) que a aquece por radiação. A quantidade de elementos radioativos varia de acordo com a composição da rocha. De modo geral, em crostas graníticas a quantidade é maior que em crosta intermediárias e básicas (Waples, 2002).

A seguir será mostrado como o processo de condução ocorre (Fig.IV.3.1). A quantidade de calor que passa por uma determinada área de um material, é conhecida como fluxo de calor ou fluxo térmico, sendo expressa pela Lei de Fourier (Eq.IV.6).

$$Q(y,0) = -K \frac{\partial T}{\partial y}$$

Equação IV.6. Lei de Fourier. O fluxo de calor é conduzido através de um determinado material e depende do gradiente de temperatura e da condutividade térmica (K).

A Eq. IV.6 mostra que o fluxo térmico é diretamente proporcional ao gradiente de temperatura e depende da condutividade térmica do material em questão (K). A condutividade térmica é geralmente expressa em $W.m^{-1}.^{\circ}K^{-1}$, e o fluxo térmico (Q), em mW/m^2 . Outra unidade usual para o fluxo térmico, é $\mu cal.cm^{-2}.s^{-1}$ e HFU (*Heat Flow Unit*) sigla do inglês, que significa unidade de fluxo térmico.

A figura IV.3.1 exemplifica o mecanismo de condução de calor ocorrendo em um elemento de volume. Considerando este caso simples, pode-se entender melhor como o mecanismo de condução ocorre na litosfera. Para análogos futuros, também será considerado que neste elemento de volume existe geração de calor interno.

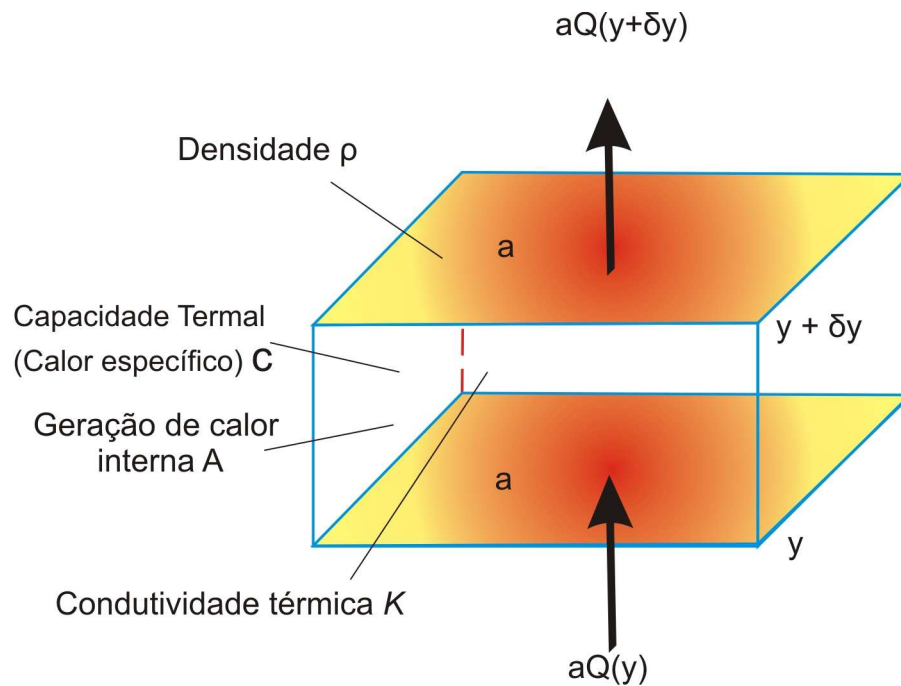


Figura IV.3.1. Condução de calor unidimensional. O fluxo de calor (Q) passa por um determinado material de área (a).

O fluxo térmico [$Q(y,t)$] entra na base do elemento de volume de área [a]. Este elemento é provido de uma densidade [ρ], uma capacidade térmica (calor específico) igual a C e uma produção de calor interna [A], a qual se supõe que o calor produzido seja radiogênico.

Em um determinado instante de tempo, o calor que entra no volume é igual a $aQ(y)$ e o calor que passa na superfície superior do elemento é igual a $aQ(y+\delta y)$. Assim, pode-se calcular $aQ(y+\delta y)$, usando a série de Taylor (Eq. IV.7).

$$f(x) = f(a) + f'(a) \cdot (x-a) + \frac{f''(a)}{2!} \cdot (x-a)^2 + \dots + \frac{f^{(n)}(a)}{n!} \cdot (x-a)^n + \dots$$

Equação IV.7. Série de Taylor.

Considerando-se que $x=y+\delta y$ e $a=y$, e utilizando os dois primeiros termos da série de Taylor, obtém-se a Eq.IV.8.

$$Q(y+\delta y) = Q(y) + \delta y \frac{\partial Q}{\partial y}$$

Equação IV.8. Simplificação da Série de Taylor para os dois primeiros termos.

A perda ou ganho de calor $[\Delta Q(y)]$ no espaço é a diferença do fluxo que entra menos o fluxo que sai, acrescentando-se também a geração de calor interno, radiogênica $[A]$, no elemento de volume. Então, o calor interno gerado por unidade de volume é igual a $Aa\delta y$. Considerando a produção radiogênica e o fluxo de calor $[Q]$, obtém-se a Eq. IV.9.

$$\begin{aligned}\Delta Q(y) &= aQ(y) - a\left\{Q(y) + \delta y \frac{\partial Q}{\partial y}\right\} + Aa\delta y \\ \Delta Q(y) &= Aa\delta y - a\delta y \frac{\partial Q}{\partial y}\end{aligned}$$

Equação IV.9. Fluxo de Calor considerando-se o calor radiogênico. A fórmula considera o fluxo térmico em função do espaço.

A energia retida causará uma variação de temperatura no elemento de volume, já que este material está sendo submetido a pequenas mudanças de temperatura δT em curto tempo $[\delta t]$, e dependerá das características físicas do material que a compõe, como o calor específico $[C]$ e densidade $[\rho]$. Sendo assim, pode-se definir a taxa em que o calor é perdido ou aumentado no decorrer do tempo $[\Delta Q(t)]$, como mostra a Eq. IV.10.

$$\Delta Q(t) = c\rho a\delta y \frac{\partial T}{\partial t}$$

Equação IV.10. Fluxo de calor considerando as propriedades físicas do material. A fórmula considera o fluxo térmico em função do tempo.

Levando-se em conta que a variação de calor no espaço (Eq. IV.9) é igual à variação de calor no tempo (Eq. IV.10), e organizando os termos obtém-se a Eq.IV.11.

$$Aa\delta y - a\delta y \frac{\partial Q}{\partial y} = c\rho a\delta y \frac{\partial T}{\partial t} \therefore A - \frac{\partial Q}{\partial y} = c\rho \frac{\partial T}{\partial t} \therefore \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{c\rho} \left\{ A - \frac{\partial Q}{\partial y} \right\} \therefore \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{c\rho} \left\{ A - \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial T}{\partial y} \right) \right\}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{A}{c\rho} + \frac{K}{c\rho} \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$$

Equação IV.11. Equação da condução de calor unidimensional considerando o fluxo radiogênico.

A Eq.IV.11 mostra a equação de condução de calor 1D, considerando-se um fluxo de calor radiogênico. Uma resolução mais formal, pode ser encontrada em Spiegel (1976). Frequentemente a razão $K/c\rho$ é expressa por k , que é a difusividade térmica.

Nos modelos de McKenzie (1978) e de Royden e Keen (1980), o termo referente ao calor radiogênico é desconsiderado (Eq. IV.12). Provavelmente, os autores quiseram fazer uma primeira aproximação da questão do fluxo térmico na litosfera. Aliado a isto, a contribuição do fluxo térmico proveniente do decaimento dos elementos radioativos na crosta ainda é pauta de discussão entre muitos autores (Van Schmus, 1995; Waples, 2002; Turcotte e Schubert, 2002; Allen e Allen, 2005).

Sendo assim, neste trabalho será utilizado apenas o fluxo térmico proveniente da resolução da equação de condução de calor 1D (Eq. V.12), como será explicado no capítulo V. Com isso, se terá uma primeira aproximação do fluxo térmico aplicado no topo do embasamento da seção tipo na Bacia de Santos, deste modo não considerando os efeitos radiogênicos tão controversos, cujos valores na bacia são desconhecidos.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$$

Equação IV.12. Equação da condução de calor unidimensional. Essa equação é utilizada nos modelos termomecânicos para o cálculo da variação de temperatura no tempo geológico e em certas profundidades da litosfera.

V. MODELOS DE ESTIRAMENTO LITOSFÉRICO

V.1. HISTÓRICO

Diversos autores mostraram que bacias do tipo rifte e margem passiva originam-se por estiramento litosférico (Heiskanen e Vening Meinesz, 1958; Falvey, 1974; Mckenzie, 1978; Royden e Keen, 1980; Hellinger e Sclater, 1983). Contudo, devido às diferenças reológicas existentes na litosfera, uma parte sofre deformação rúptil e outra dúctil. Sob estiramento, a crosta (rúptil) quebra-se, criando um sistema de falhas onde são gerados *horsts* e *grabens*, enquanto o manto litosférico (dúctil) move-se plasticamente. Isso mostra que o comportamento reológico da litosfera está em função da profundidade, já que a reologia das rochas, bem como de outros materiais, variam em função da temperatura e pressão.

No fim da década de 70 e início da década de 80, surgiram muitos modelos físico-matemáticos propondo uma forma de quantificar a subsidência de bacias rifte e de margem passiva. O primeiro deles e de muita repercussão na comunidade geocientífica, foi o de Dan Mckenzie, publicado em 1978. De forma simplificada, esse autor sugeriu que a litosfera estirava-se uniformemente, ou seja, não há diferenças reológicas entre a crosta e o manto litosférico. Para testar esse modelo, Mckenzie utilizou dados das bacias Great Basin, Aegean, Mar do Norte e Michigan.

No entanto, Royden e Keen (1980), analisando alguns poços perfurados na Margem de Labrador e Nova Scotia, não conseguiram explicar a ausência ou a pouca espessura de sedimentos da fase rifte, apenas utilizando o modelo de Mckenzie. Estas autoras sugeriram então, que a litosfera não se deforma uniformemente, ou seja, a crosta e o manto sob estiramento podem comportar-se de maneira não uniforme. Assim, o modelo de Mckenzie foi modificado, incorporando em suas equações dois fatores de estiramento, crustal e subcrustal.

No mesmo ano, Jarvis e McKenzie (1980) “atualizaram” o modelo inicial de Mckenzie (1978), incorporando um termo nas equações que contabiliza a perda de calor em bacias que experimentaram uma fase rifte maior que 20 milhões de anos.

A partir do modelo de duas camadas de Royden e Keen (1980), Rowley e Sahagian (1986) propuseram uma variação do estiramento mantélico com a

profundidade, onde esta é função entre ângulos aplicados na área estirada.

Outro fato importante é a cinemática envolvida nos modelos (Allen e Allen, 2005). Muitos autores advogam que a litosfera deforma-se segundo o modelo de cisalhamento puro (Mckenzie, 1978; Royden e Keen, 1980; Hellinger e Sclater, 1983), outros, adotam o modelo de cisalhamento simples (Wernicke, 1981), enquanto há quem considere a combinação entre os dois tipos de cisalhamento (Weissel e Karner, 1989; Kuszniir et al., 1991), chamado de misto.

No modelo de cisalhamento puro, a crosta rúptil, sobrepõe a subcrosta dúctil, simetricamente ao longo da bacia, ocasionando em muitos casos em que os sedimentos da fase de subsidência termal estão por cima dos sedimentos riftes. No modelo de cisalhamento simples há uma superfície de *detachment* de baixo ângulo, que varia ao longo da bacia dividindo a litosfera em dois blocos, onde em uma parte tem-se uma bacia predominantemente rifte, criadas por mecanismos de quebra da crosta, e na outra, essencialmente com características de uma bacia formada por subsidência térmica, um exemplo típico é observado em *Basin and Rangin*, EUA (Wernicke, 1981). No modelo misto (simples + puro), a litosfera sofre cisalhamento simples na camada rúptil e cisalhamento puro na camada dúctil.

Apesar da variedade de modelos existentes na literatura, neste trabalho será analisado o modelo de Mckenzie (1978) e Royden e Keen (1980), já que suas equações quantificam de forma simples os processos de subsidência e fluxo térmico que ocorrem em bacias formadas por estiramento litosférico, onde se pode incluir a Bacia de Santos. Com esses modelos, pode-se explicar a subsidência observada ao longo da seção tipo interpretada (Fig. VI.2.1), tanto nas porções onde existem espessuras de sedimentos rifte iguais a de sedimentos típicos da fase de deriva continental, como áreas onde existe apenas espessura de sedimentos da fase de deriva continental, como ocorre em alguns altos estruturais.

V.2. MODELO DE MCKENZIE

Por volta da década de 70, já havia uma aceitação dos geocientistas em relação à influência do calor da Terra na movimentação das placas tectônicas, bem como na criação de crosta oceânica (Le Pichon et al. 1973; Cox, 1973; Dickinson, 1974). A variação do fluxo térmico e da topografia nos assoalhos oceânicos são

satisfatoriamente explicados pela contração térmica da litosfera (Parson e Sclater, 1977; Royden et al., 1980). Parson e Sclater (1977), consideram um modelo simples em que a litosfera comporta-se como uma placa de espessura uniforme. Material mantélico é intrudido a uma temperatura constante ao longo da cadeia meso-oceânica, dando início ao afastamento da placa do centro de espalhamento. Com o afastamento do eixo da cadeia meso-oceânica, a litosfera resfria-se por condução térmica. Devido à contração termal, há um aumento de densidade fazendo com que haja subsidência. Essa subsidência, bem como a perda de calor, assume uma forma exponencial com o tempo (Parson e Sclater, 1977; Royden et al., 1980; Allen e Allen, 2005). Sleep (1971) e Watts e Ryan (1976) mostram que em regiões de plataforma continental o decaimento exponencial dessa curva segue uma constante termal de tempo, onde nos primeiros 50 milhões de anos da fase de subsidência térmica 70% do espaço deposicional já foi criado, se considerado uma litosfera com espessura de 125 km. A forma como a subsidência ocorre nas regiões da plataforma continental, mostra a semelhança com o resfriamento ocorrido nas regiões de assoalho oceânico (Mckenzie, 1967; Sclater e Parson, 1981; Cardoso et al., 2008; Hamza et al., 2008).

Atento a estas constatações, Mckenzie (1978) propôs um modelo que permite quantificar a subsidência relacionada com o resfriamento da litosfera continental durante a formação de bacias extensionais. Por similaridade, ele propôs que a variação do fluxo térmico com o tempo seguia o mesmo padrão de uma litosfera oceânica. Essa subsidência está relacionada com a fase de ruptura da crosta continental e instalação de crosta oceânica. Só a partir desse momento é que seria possível considerar a litosfera como uma placa quente que se resfria ao longo do tempo.

Porém, há uma fase que antecede a termal. Mckenzie chamou de fase mecânica, o estágio rifte de uma bacia. Ele considerou que uma bacia rifte forma-se instantaneamente no tempo e que a subsidência causada por contração da placa seria irrelevante. Desta forma, o mecanismo gerador da subsidência seria apenas mecânico, sendo compensado isostaticamente a fim de se manter o equilíbrio das massas específicas nas diferentes regiões da litosfera. A subsidência desta fase está em função da espessura inicial da crosta e do fator de estiramento (β). A fase termal ocorre logo após o rifteamento e está relacionada à deriva continental, na qual a subsidência é causada pelo relaxamento das isotermas até sua condição de

pré-estiramento, sendo controlada apenas por β .

As seguintes premissas são assumidas no modelo de Mckenzie: o estiramento da crosta é igual ao do manto litosférico (estiramento uniforme); o estiramento é simétrico; não há rotação de blocos crustais (cisalhamento puro); a extensão é instantânea, sendo seguida de um soerguimento da astenosfera a fim de manter o equilíbrio isostático; a superfície inicial da litosfera continental é referenciada ao nível do mar; a produção de calor radiogênico é desconsiderada; e a compensação isostática é dada pelo modelo de Airy.

V.2.1. Fase de subsidência mecânica

A fase de subsidência mecânica no modelo de Mckenzie, está associada ao momento em que a litosfera é estirada sem que ocorra a ruptura da crosta, sendo gerada uma bacia do tipo rifte (Fig. V.2.1).

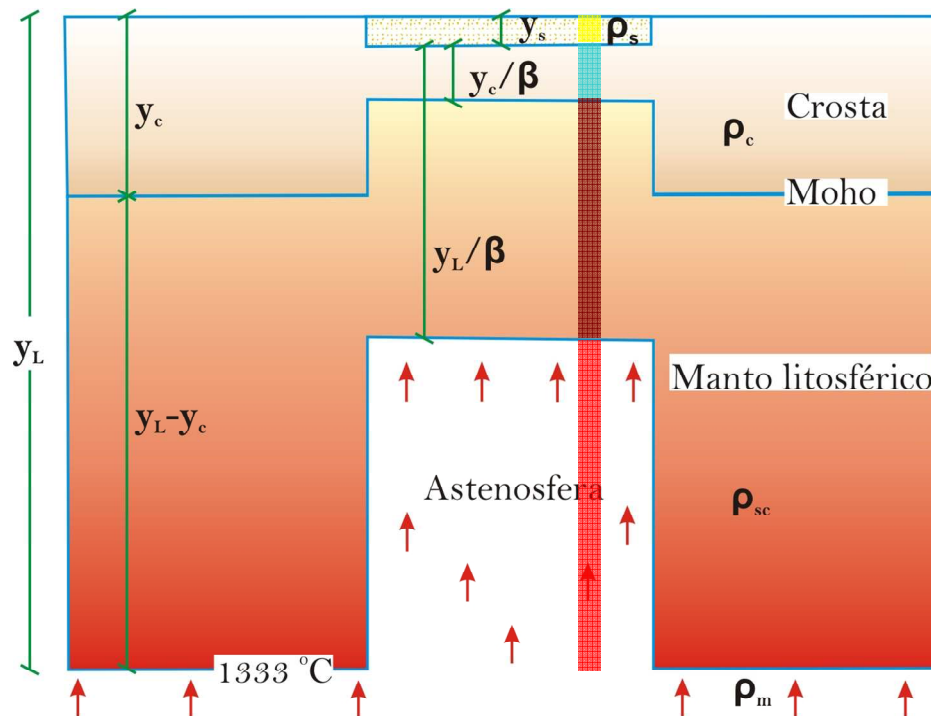


Figura V.2.1. Modelo de Mckenzie (1978). Após o rifte, a compensação isostática comporta-se segundo a figura acima. Onde y_s , y_l e y_c são, respectivamente, a espessura de sedimento, criada com o riteamento; a espessura da litosfera; a espessura da crosta. Os parâmetros, ρ_s , ρ_{sc} , ρ_c e ρ_m são respectivamente, as densidades média do sedimento, da subcrosta, da crosta e do manto.

É possível calcular a subsidência mecânica considerando que a pressão na base da litosfera, antes do estiramento (ou na área não estirada), é igual à pressão após o estiramento (Eq. V.1). Essa igualdade é proposta para considerar o equilíbrio isostático.

$$y_c \rho_c g + (y_l - y_c) \rho_m g = y_s \rho_s g + \underbrace{\frac{y_c}{\beta} \rho_c g}_{\text{barra amarela}} + \underbrace{\frac{(y_l - y_c)}{\beta} \rho_m g}_{\text{barra azul}} + \underbrace{\left(y_l - y_s - \frac{y_l}{\beta} \right) \rho_m g}_{\text{barra vermelha}}$$

Equação V.1. Equação de equilíbrio isostático. As barras coloridas abaixo da equação, indicam os componentes considerados na Fig. V.2.1. O termo à esquerda refere-se à parte não estirada e o termo à direita à parte estirada.

Como o que se deseja saber é o espaço gerado com o rifteamento (y_s), reorganizando a equação acima obtemos a Eq. V.2.

$$y_s = \left(\frac{1 - 1/\beta}{\rho_m - \rho_s} \right) \{ \rho_m y_l - \rho_c y_c - (y_l - y_c) \rho_{sc} \}$$

Equação V.2. Geração de espaço ao final do rifteamento.

Como as densidades variam com a temperatura (veja Capítulo IV), a Eq. V. 2 não é totalmente válida. De acordo com o trabalho de Mckenzie (1978) a temperatura e as densidades variam de acordo com as Eq. IV.2 e Eq.IV.5, respectivamente. Então, substituindo as Eq. IV.2 e Eq.IV.5 na Eq. V. 2 obtém-se a Eq. V.3 que é a fórmula final para o cálculo da subsidência mecânica. Nesta equação a densidade média dos sedimentos deve ser substituída pela densidade da água para que se possa comparar com a subsidência tectônica calculada pelo *backstripping*, como será visto no Capítulo VI.

Observa-se na Eq. V.3 que não há dependência do tempo, por isso os valores calculados para y_s independem da duração do evento extensional, sendo formada uma bacia rifte instantaneamente no tempo geológico. Outro aspecto na equação da subsidência mecânica é a linearidade do fator de estiramento $[\beta]$ com a razão entre

as espessuras da crosta e da litosfera, mostrando que a depender de y_c / y_l pode haver soerguimento ao invés de subsidência. Como exemplo, para uma litosfera de 125 km e crosta de 32 km essa razão será igual a 0.256, para que ocorra soerguimento essa razão deve ser menor que 0.12, o que não se observa na Bacia de Santos.

$$y_s = \frac{y_L \left\{ (\rho_m^* - \rho_c^*) \frac{y_c}{y_l} \left(1 - \alpha_v \frac{T_m}{2} \frac{y_c}{y_l} \right) - \frac{\alpha_v T_m \rho_m^*}{2} \right\} (1 - 1/\beta)}{\rho_m^* (1 - \alpha_v T_m) - \rho_w}$$

Equação V.3. Cálculo da subsidência mecânica (y_s) de Mckenzie. A densidade média dos sedimentos [ρ_s] foi substituída pela densidade da água [ρ_w] para efeito de comparação com a subsidência calculada pelo *backstripping*.

V.2.2. Fase de subsidência termal

Diferentemente da subsidência da fase rifte, considerada instantânea, a subsidência da fase termal varia com o passar do tempo, sendo função apenas do fator de estiramento. A subsidência termal decai exponencialmente, como pode ser observado na Eq.V.4.

$$S(t) = E_o \sum_{m=0}^{\infty} \left\{ \frac{1}{(2m+1)^2} \left[\frac{\beta}{(2m+1)\pi} \operatorname{sen} \frac{(2m+1)\pi}{\beta} \right] e^{-(2m+1)^2 \frac{t}{\tau}} \right\}$$

, onde

$$\tau = \frac{y_L^2}{\pi^2 K} \quad e \quad E_o = \frac{4 y_L \rho_m^* \alpha_v T_m}{\pi^2 (\rho_m^* - \rho_w)}$$

Equação V.4. Cálculo da subsidência termal $S(t)$ de Mckenzie. A letra grega τ é denotada como constante termal de tempo.

Na Eq. V.4, τ é conhecido como constante termal de tempo, tendo valores típicos de 62 milhões de anos para a litosfera continental com espessura de 125 km. Isso significa que após esse tempo a taxa de subsidência e o fluxo térmico tem pequena variação, onde 70% do espaço deposicional se forma nos primeiros 62 My. E_0 é introduzido na equação para expressar os termos que estão fora do somatório. Sabe-se que há boa convergência da série utilizando poucos termos. A rápida convergência deve-se ao fato de sua expansão ser realizada utilizando a Série de Fourier (Boyce e DiPrima, 2006).

Para conhecer a subsidência total, deve-se somar a subsidência da fase mecânica, com a subsidência da fase termal. A figura V. 2.2 (A) mostra curvas de subsidência total para diferentes valores de β .

V.2.3. Temperatura e fluxo térmico

Para calcular a temperatura, tanto no estado estacionário, como no estado transiente, deve-se resolver a Equação de Condução de Calor 1D (Eq. IV.12), encontrando-se primeiramente a solução geral (Eq. V.5). Resolvendo a Equação de Condução de Calor 1D (Boyce e DiPrima, 2006), encontra-se um termo em senos e cossenos, que é a solução para a parte da equação que está em função da profundidade da litosfera $[y]$, e um termo exponencial, sendo a solução para a parte da equação que está em função do tempo $[t]$. Assim, a temperatura a uma dada profundidade e, em um determinado tempo, é dada pela multiplicação dos termos senos e cossenos pelo termo exponencial (Eq. V.5).

$$T(y,t) = (A \cos \lambda y + B \sin \lambda y) \theta_o(t) e^{-\lambda^2 k t}$$

Equação V.5. Solução geral para a equação de condução de calor unidimensional. A soma dos termos seno e cosseno é a solução para a variação de temperatura no espaço, enquanto que o termo exponencial é a solução para a variação de temperatura no tempo.

O próximo passo é encontrar a solução para o problema específico, ou seja, considerando-se as condições de contorno (Eq. V.6) e as condições iniciais (Eq. V.7)

dadas por Mckenzie.

$$\text{Condição Inferior :} \quad T = T_m \quad \text{em} \quad y = 0$$

$$\text{Condição Superior :} \quad T = 0 \quad \text{em} \quad y = y_L$$

Equação V.6. Condições de contorno para a resolução da Eq. V.5. Onde T é a temperatura e y é a profundidade.

$$\text{Primeira Condição :} \quad T = T_m \quad \text{em} \quad 0 < y < y_L - \frac{y_L}{\beta}$$

$$\text{Segunda Condição :} \quad T = T_m \beta \left(1 - \frac{y}{y_L} \right) \quad \text{em} \quad y_L - \frac{y_L}{\beta} < y < y_L$$

Equação V.7. Condições iniciais de temperatura para a resolução da Eq. V.5.

Na Eq. V.6 pode-se notar que a temperatura será igual a zero na superfície [$y=y_L$], mostrada pela condição de contorno superior, e igual a T_m (aproximadamente 1333 °C) na base da litosfera [$y=0$], mostrada pela condição de contorno inferior, como exemplificado na Fig. IV.1.1 (A).

Na Eq. V.7, nota-se que a depender do fator de estiramento litosférico [β], pode ocorrer aumento de temperatura. A primeira condição inicial mostra a profundidade da astenosfera [T_m], que varia com β . Não haverá subida da astenosfera se não houver estiramento, ou seja, $\beta=1$. Neste caso, tem-se a condição de contorno inferior, onde T_m está em $y=0$.

Da mesma forma, a segunda condição inicial da eq. V.7, mostram a distribuição de temperatura dentro da litosfera. Dependendo do valor de estiramento a temperatura irá aumentar. No caso em que $\beta=1$, ou seja, a litosfera não sofreu estiramento, a distribuição de temperatura obedecerá ao gradiente térmico normal, mostrado na Fig. IV.1.1, onde se tem a função $T(y)$ quando $T_0=0$ °C.

Aplicando as condições de contorno e iniciais, a distribuição da temperatura na litosfera em um determinado tempo obedecerá a Eq. V. 8.

$$T(y,t) = T_m \left(1 - \frac{y}{y_L} \right) + \frac{2}{\pi} T_m \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \frac{\beta}{n\pi} \operatorname{sen} \left(\frac{n\pi}{\beta} \right) \operatorname{sen} \left(\frac{n\pi y}{y_L} \right) \exp \frac{-n^2 t}{\tau}$$

Equação V.8. Equação da temperatura para o modelo de Mckenzie. A temperatura pode ser calculada para qualquer profundidade da litosfera (y) e em qualquer idade (t). A letra n denota os números inteiros utilizados na série de Fourier.

Entretanto, é mais conveniente trabalhar com o fluxo térmico, pois o *software* utilizado para a modelagem de sistemas petrolíferos permite a entrada dos valores em mW/m^2 , que será aplicado na base dos sedimentos. A Lei de Fourier (Eq. IV.6) mostra que o fluxo térmico é igual ao gradiente térmico multiplicado pela condutividade térmica do material (K). Neste caso, o gradiente é o geotérmico e a condutividade térmica é a do embasamento ($3,1 \text{ W/m.K}$). Derivando a Eq. V.8 em relação à y e multiplicando por K , obtém-se o fluxo térmico Q (Eq. V.9). Como dito acima, este fluxo deve ser aplicado na base do sedimento, ou seja, no topo da litosfera. Então y será igual y_L nesta derivação.

$$Q(y_L, t) = K \frac{T_m}{y_L} \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\beta}{n\pi} \operatorname{sen} \left(\frac{n\pi}{\beta} \right) e^{-\frac{n^2 t}{\tau}} \right\}$$

Equação V.9. Equação do fluxo térmico na base dos sedimentos para o modelo de Mckenzie.

Utilizando a equação V.9 é possível, a partir de diferentes valores de beta [β], calcular o fluxo térmico no decorrer do tempo geológico (Fig. V.2.2 (B)). Valores típicos de densidade e de outras constantes consideradas no modelo são mostrados na tabela V.1.

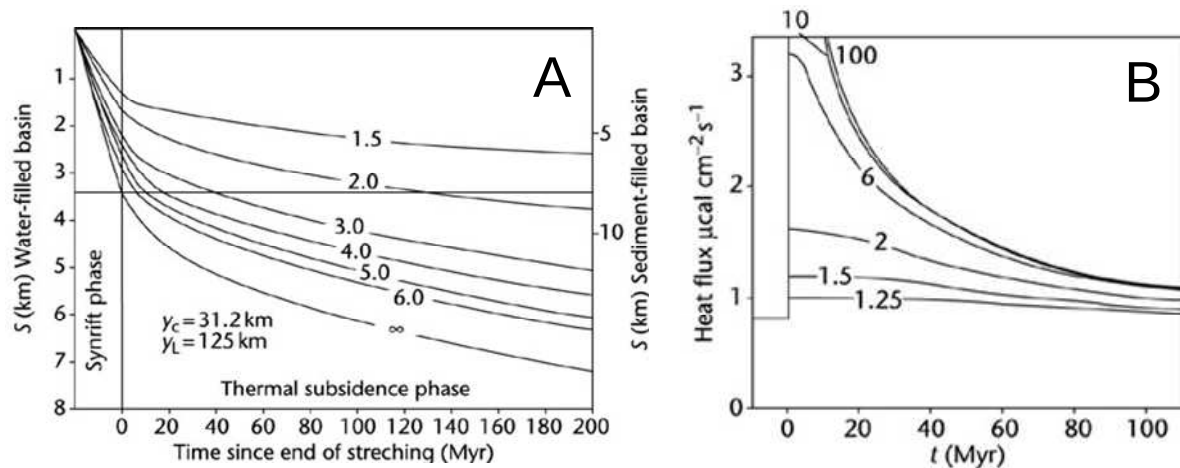


Figura V.2.2. Subsidência total (A) e fluxo térmico (B) calculados com diferentes valores de beta. Neste exemplo, foram utilizados valores de espessura crustal igual a 31,2 km e espessura litosférica igual a 125 km. Allen e Allen (2005).

Parâmetro	Valor	Descrição
y_L	125.000 m	espessura da litosfera
y_c	32.000 m	espessura da crosta
ρ_m	3.330 kg/m ³	densidade do manto
ρ_c	2.800 kg/m ³	densidade da crosta
ρ_w	1.030 kg/m ³	densidade da água
α_V	3,28 x 10 ⁻⁵ °C ⁻¹	coef. de expansão térmica
T_m	1.333 °C	temperatura na base da litosfera

Tabela V.1. Valores típicos utilizados nas formulações de Mckenzie. (Parson e Sclater, 1977).

V.3. MODELO DE ROYDEN E KEEN

O modelo de Royden e Keen (1980) foi utilizado para explicar a ausência ou a diferença na espessura da seção rifte em alguns poços da Margem de Labrador e Nova Scotia. Esse modelo é similar ao de Mckenzie (1978), sendo que a diferença básica reside na divisão da litosfera em duas camadas. Outra característica

interessante desse modelo foi a adaptação do trabalho de Royden et al. (1980), que considera o efeito de intrusões de diques [chamado de oceanização] e a variação da superfície que limita a litosfera rúptil da dúctil [*decoupling*], como mostra a figura V.3.1. A oceanização é considerada, pois em crostas de algumas margens continentais há grande influência de diques e próximo a transição entre a crosta continental e oceânica este efeito se torna maior. A zona de *decoupling* é justificada, pois parte da crosta continental tem um comportamento mais próximo ao dúctil, ou seja, não necessariamente a divisão entre a litosfera rúptil e dúctil coincide com a descontinuidade de Mohorovicic ou Moho.

Geometricamente, este modelo diferencia-se do de Mckenzie, se o estiramento da crosta (δ) e da subcrosta (β) forem diferentes, se a zona de *decoupling* não coincidir com a Moho e se houver intrusões ígneas. Caso contrário pode-se considerar o mesmo esquema da Fig. V.2.1.

Uma relação importante entre as fases de subsidência ocorre nesse modelo. Tanto a subsidência mecânica como a térmica depende dos dois fatores de estiramento. Quanto maior o fator δ , maior será a subsidência mecânica, e quanto maior o fator β , menor será a subsidência mecânica. A figura V.3.1 mostra claramente esta relação na idade do rifte, onde próximo a borda da bacia rifte houve um soerguimento da crosta gerando uma elevação que pode ser erodida com o passar do tempo geológico, servindo como área fonte para a bacia. Nesta área elevada, obviamente não há deposição de sedimentos rifte, contudo com a dissipação do calor e o resfriamento da litosfera, ocorrerá a subsidência termal e nesta área poderá ocorrer deposição de sedimentos. O soerguimento da crosta, mostrado na figura V.3.1, é gerado quando o estiramento da crosta continental é muito menor que o estiramento do manto litosférico [$\delta \ll \beta$]. O soerguimento não se restringe à borda da bacia rife, podendo ocorrer no interior da bacia, gerando os altos internos, como será mostrado nos Capítulos VI e VII.

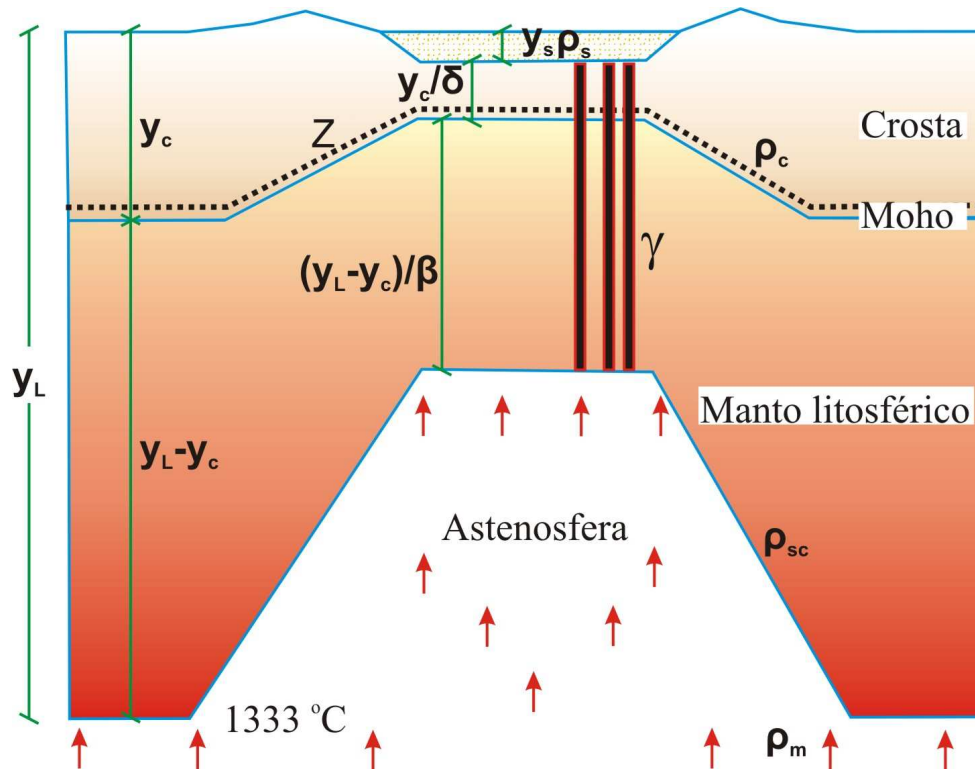


Figura V.3.1. Modelo de Royden e Keen (1980). Após o rifte, a compensação isostática pode ser calculada da mesma maneira ao mostrado no modelo de Mckenzie (1978). Onde y_s , y_l e y_c são respectivamente: a espessura de sedimento, criada com o riteamento; a espessura da litosfera; a espessura da crosta. Os parâmetros, ρ_s , ρ_{sc} , ρ_c e ρ_m são respectivamente, as densidades média do sedimento, da subcrosta, da crosta e do manto. A letra Z indica a zona de *decoupling* e γ as intrusões de diques.

A relação entre os fatores de estiramento do modelo de Royden e Keen explicaria inclusive a existência de apenas sedimentação rifte em algumas bacias, como ocorre na Bacia do Recôncavo. A figura V.3.2 (A), mostra o exemplo quando o estiramento da crosta é maior que 1 e o estiramento da subcrosta ou manto litosférico, é bem próximo a 1, ou seja, o manto praticamente não sofreu estiramento. Isso implica que a perturbação térmica é mínima, não sendo suficiente para causar uma subsidência térmica considerável após o estágio de rifteamento. A figura V.3.2 (B) mostra o caso quando o fator de estiramento da crosta é muito menor que a do manto, causando um soerguimento durante a fase rifte de aproximadamente 700 metros retornando ao nível de base [zero metros] por volta de 90 Ma.

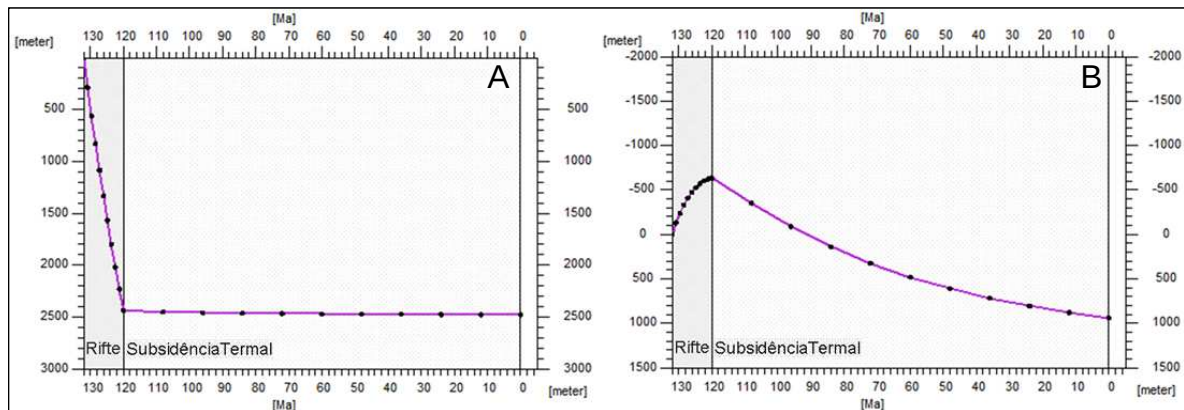


Figura V.3.2. Subsidência total segundo modelo de Royden e Keen (1980). (A) A figura mostra o efeito do estiramento apenas da crosta ($\delta = 1.5$). Somente ocorre sedimentação rifte, já que não houve estiramento da subcrosta ($\beta \sim 1$). Observe que durante a fase termal, não há subsidência. (B) A figura mostra o efeito quando $\delta \ll \beta$. Neste caso, em que $\delta = 1.2$ e $\beta = 2$, há um soerguimento durante a fase rifte e parte da fase térmica. Somente por volta de 90 Ma que o embasamento volta ao seu nível de base [zero metros].

A relação entre soerguimento e subsidência na fase rifte é comumente observada em bacias de margem passiva, como a de Santos, onde não existem sedimentos rifte em certos altos estruturais dentro da bacia.

Neste trabalho foram feitas algumas adaptações nas equações originais de Royden e Keen (1980) objetivando comparar os modelos. A principal delas é a inserção da densidade da água nas equações [como realizado no trabalho de Hellinger e Sclater (1983)]. No trabalho original de Royden e Keen (1980), a compensação isostática foi calculada considerando que a bacia é preenchida por ar, ou seja, densidade igual a zero. A modificação mencionada acima, faz-se necessária, pois a subsidência tectônica calculada pelo *backstripping*, que é comparada com a subsidência tectônica do modelo de Royden e Keen, considera que o embasamento da bacia está sendo preenchido por água e não ar.

V.3.1. Fase de subsidência mecânica

Conhecendo-se os fatores de estiramento da crosta e subcrosta é possível calcular a subsidência mecânica. No trabalho de Royden e Keen, são considerados

outros dois parâmetros que afetam a subsidência e o fluxo térmico. O primeiro é a variação da superfície que separa a litosfera rútil da dútil (profundidade de *decoupling*), chamada aqui de Z . O segundo é referente às intrusões de diques, que ocorrem no período de rifteamento. Esses diques aumentariam a subsidência, já que são mais densos do que a crosta intrudida. Se a quantidade de diques é igual a 100%, significa que já se tem crosta oceânica instalada no sistema, por isso o parâmetro γ , é chamado de *oceanização*.

No modelo de Royden e Keen, é possível diferenciar o termo referente à elevação da astenosfera (Eq. V.10) do termo referente à subsidência causada pelo estiramento (Eq. V.11).

$$E_A = -\frac{\alpha_v T_m y_L}{2(1 - \alpha_v T_m) - \rho_w} \Delta H, \quad \text{onde}$$

$$\Delta H = \left[\left(1 - \frac{1}{\beta} \right) + \left(\frac{z^2}{y_L^2} - \frac{2z}{y_L} \right) \left(\frac{1}{\delta} - \frac{1}{\beta} \right) \right] (1 - \gamma) + \gamma$$

Equação V.10. Equação do soerguimento da astenosfera. O sinal negativo indica o movimento para cima [soerguimento]. O parâmetro γ refere-se à oceanização, z a profundidade de *decoupling*. β ao fator de estiramento da subcrosta dútil e δ ao fator de estiramento da crosta rútil.

O termo negativo na Eq.V.10 e a densidade da água (ρ_w) foram inseridos para comparação com o modelo de Mckenzie, bem como o próprio procedimento do cálculo dos fatores de estiramento a partir da subsidência calculada pelo método de *backstripping*, como será visto nos Capítulos VI. Observa-se que as mudanças dos parâmetros dentro de ΔH afetarão este soerguimento.

Na subsidência inicial (Eq. V.11) foi introduzido o sinal positivo para indicar a subsidência, como no modelo de Mckenzie. Somando-se a Eq. V.10 e a Eq. V.11, tem-se o valor do espaço deposicional criado na fase mecânica ou rifte.

$$S_i = \frac{(\rho_m^* - \rho_c^*)}{\rho_m^* (1 - \alpha_v T_m) - \rho_w} \left[z \left(1 - \frac{1}{\delta} + \frac{\gamma}{\delta} \right) \left(1 - \alpha_v \frac{T_m}{2} \frac{z}{y_L} \right) + (y_c - z) \left(1 - \frac{1}{\beta} + \frac{\gamma}{\beta} \right) \left(1 - \alpha_v \frac{T_m}{2} \left(\frac{z + y_c}{y_L} \right) \right) \right]$$

Equação V.11. Equação da subsidência mecânica de Royden e Keen.

O parâmetro γ da equação V.11 varia de 0 a 1. Quando $\gamma=0$, não há intrusões de diques, enquanto que a *oceanização* é obtida quando $\gamma=1$. Esse parâmetro é importante quando se conhece bem a ocorrência de vulcanismo e intrusões em uma bacia. Na seção tipo interpretada, não foi possível visualizar intrusões, por isso este parâmetro foi considerado igual a zero. Além disso, valores maiores que zero implica em fluxos térmicos bem elevados, por vezes superiores aqueles observados em crostas oceânicas em formação.

A profundidade de *decoupling* (z) também é importante, já que parte da crosta continental inferior tem um comportamento mais próximo ao dútil. Nos cálculos de subsidência e fluxo térmico que serão apresentados no Capítulo VII, não foram consideradas variações da profundidade z , já que esta profundidade não é conhecida para a Bacia de Santos, assumindo-se então, que $z = y_c$.

V.3. 2. Fase de subsidência termal

Da mesma forma que o modelo de Mckenzie, a subsidência termal depende dos fatores de estiramento. A equação original da subsidência termal de Royden e Keen, também foi modificada com o objetivo de contemplar o efeito da subsidência causada por uma bacia preenchida por água (Eq. V.12), como ocorre no modelo de Mckenzie. Para encontrar a subsidência termal, deve-se somar os valores calculados para a subsidência, com o soerguimento da astenosfera (Eq.V.10).

Igualmente ao modelo de Mckenzie, para se obter a subsidência tectônica total basta somar a subsidência mecânica com a subsidência térmica.

$$S(t) = E_o \sum_{m=0}^{\infty} \frac{X_{(2m+1)}}{(2m+1)^2} e^{\frac{-(2m+1)^2 t}{\tau}}$$

onde,

$$E_o = \frac{4y_l \alpha_v T_m}{\pi^2} \left(\frac{\rho_m^*}{\rho_m^* - \rho_w} \right)$$

$$x_n = \gamma + (1 - \gamma) [(\delta - \beta) \text{sen}(n\pi H) + \text{sen}(n\pi G)] \frac{(-1)^{n+1}}{n\pi},$$

$$H = 1 - \frac{z}{y_L \delta}, \quad G = 1 - \frac{z}{y_L \delta} - \frac{1 - z/y_L}{\beta}$$

Equação V.12. Equação da subsidência térmica $S(t)$ de Royden e Keen. As letras n e m denotam os números inteiros da série de Fourier. As letras G e H são utilizadas para que a equação x_n não fique muito longa.

V.3.3. Temperatura e fluxo térmico

Considerando a solução geral da equação de condução unidimensional (Eq. V.5) e utilizando as condições de contorno (Eq. V.6) e as condições iniciais (Eq. V.13), obtém-se a história de temperatura (Eq. V.14) da mesma forma feita para o modelo de McKenzie. Derivando a equação da variação da temperatura com o tempo, obtém-se a história de fluxo térmico (Eq. V.15).

$$\begin{aligned} T &= T_m \delta + \left(1 - \frac{y}{y_L}\right) (1 - \gamma) + \gamma T_m & \text{para } y_L - \frac{z}{\delta} \leq y \leq y_L \\ T &= T_m \left[\beta \left(1 - \frac{y}{y_L}\right) + \frac{z}{y_L} (\delta - \beta) \right] (1 - \gamma) + \gamma T_m & \text{para } y_L - \frac{z}{\delta} - \frac{y_l - z}{\beta} \leq y \leq y_L - \frac{z}{\delta} \\ T &= T_m & \text{para } 0 \leq y \leq y_L - \frac{z}{\delta} - \frac{y_L - z}{\beta} \end{aligned}$$

Equação V. 13. Condições iniciais para Eq. V.5.

$$T(y,t) = T_m \left(1 - \frac{y}{y_L} \right) + \frac{2}{\pi} T_m \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} x_n \operatorname{sen} \left(\frac{n\pi y}{y_L} \right) \exp \frac{-n^2 t}{\tau}$$

Equação V.14. Equação da Temperatura para o modelo de Royden e Keen.

$$Q = K \frac{T_m}{y_L} \left\{ 1 + \sum_{n=1}^{\infty} 2x_n e^{-\frac{n^2 t}{\tau}} \right\}$$

Equação V.15. Equação do fluxo térmico na base dos sedimentos para o modelo de Royden e Keen.

No Capítulo VI será visto que o cálculo de fluxo térmico é influenciado pela história de subsidência de uma determinada área, que por sua vez dependerá dos fatores de estiramento. No caso em que a espessura de sedimentos pertencentes à fase mecânica for igual à espessura da fase termal, o modelo de Mckenzie se ajusta de forma razoável a curva de subsidência tectônica calculada pelo *backstripping*, ao passo que, quando há diferenças de espessura entre as fases mecânica e térmica, o modelo de Royden e Keen apresenta melhor ajuste. As duas situações ocorrem na Bacia de Santos, o que permite utilizar ambos os modelos.

VI. DISCUSSÃO DA METODOLOGIA APLICADA

VI.1. INTRODUÇÃO

Cada vez mais as questões a serem resolvidas nas geociências necessitam de análises quantitativas. Descrever certos fenômenos sem analisá-los sob a ótica físico-matemática pode levar um modelo a ser totalmente impossível de ocorrer na natureza. Neste aspecto é imprescindível conhecer e quantificar as propriedades físicas que estão associadas aos processos em questão, bem como entender a forma que se relacionam. Para isso, a escolha correta de métodos matemáticos e computacionais a serem utilizados é de grande importância, pois dependendo do método adotado a resposta poderá não ser satisfatória, no sentido de não reproduzir os dados observados. A complexidade de um modelo depende do que se deseja estimar e do seu grau de detalhe. Pode-se citar como exemplo, a criação de um modelo que descreva a aceleração de uma esfera ao cair de uma determinada altura. Neste caso, uma primeira aproximação poderia ser feita considerando a lei da gravidade. Contudo, poder-se-ia aumentar a acurácia deste modelo considerando-se o efeito do vento sob a esfera, bem como determinar a influência da rugosidade deste material na aceleração.

As etapas na construção de modelos variam para cada caso. Entretanto é possível resumi-las em três principais estágios, como citado anteriormente. O primeiro é a obtenção de **dados de entrada**. O segundo é a **simulação**, baseada em algoritmos que simulam leis ou teorias de diversas áreas da ciência. O terceiro é a obtenção das **saídas** (resultados) da simulação, baseados nos dados de entrada e nos algoritmos utilizados. Existe ainda, um quarto estágio referente à **calibração** do modelo (Fig. VI.1.1). Este estágio não é “vital” para construí-lo, mas é de grande utilidade para validá-lo. Por intermédio da calibração, pode-se analisar o modelo de forma cíclica, desde a fase de entrada de dados, até a análise dos resultados. Com isto, é possível averiguar se os dados de entrada são suficientes (ou de boa qualidade) para a construção do modelo e a obtenção de resultados plausíveis.

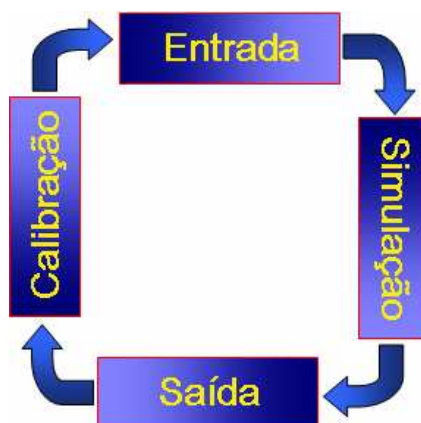


Figura VI.1.1. Ciclo de modelagem. O ciclo começa com a entrada de dados, passando por um simulador que gera uma saída ou resultado. O estágio de calibração não é imprescindível para a modelagem, mas é desejável para a validação do modelo.

Esse conceito será utilizado em todos os métodos desenvolvidos neste trabalho, desde a interpretação das seções sísmicas e poços, até a reconstrução geológica e a modelagem de sistemas petrolíferos, contudo, neste último não serão apresentados dados de calibração.

VI. 2. INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA E GEOFÍSICA

Seguindo a metodologia apresentada no Capítulo II, foi interpretada a seção sísmica localizada na figura I.1. A figura VI.2.1 mostra a seção sísmica sem interpretação e a mesma com os horizontes interpretados.

Nesta figura é possível ver os seguintes horizontes mapeados: fundo do mar, topo do Mioceno Médio, topo do Eoceno Médio, limite Cretáceo Superior/ Paleogeno (chamado aqui de Maastrichtiano), Turoniano e topo do Albiano. Apesar dos poços não terem amostrado a seqüência evaporítica de idade Aptiana, os refletores sísmicos correspondentes ao topo e base do sal são relativamente fáceis de identificar, já que suas amplitudes sísmicas são bem características. Observando-se as seções sísmicas, pode-se notar uma seqüência cuja geometria se assemelha bastante a uma *sag basin*.

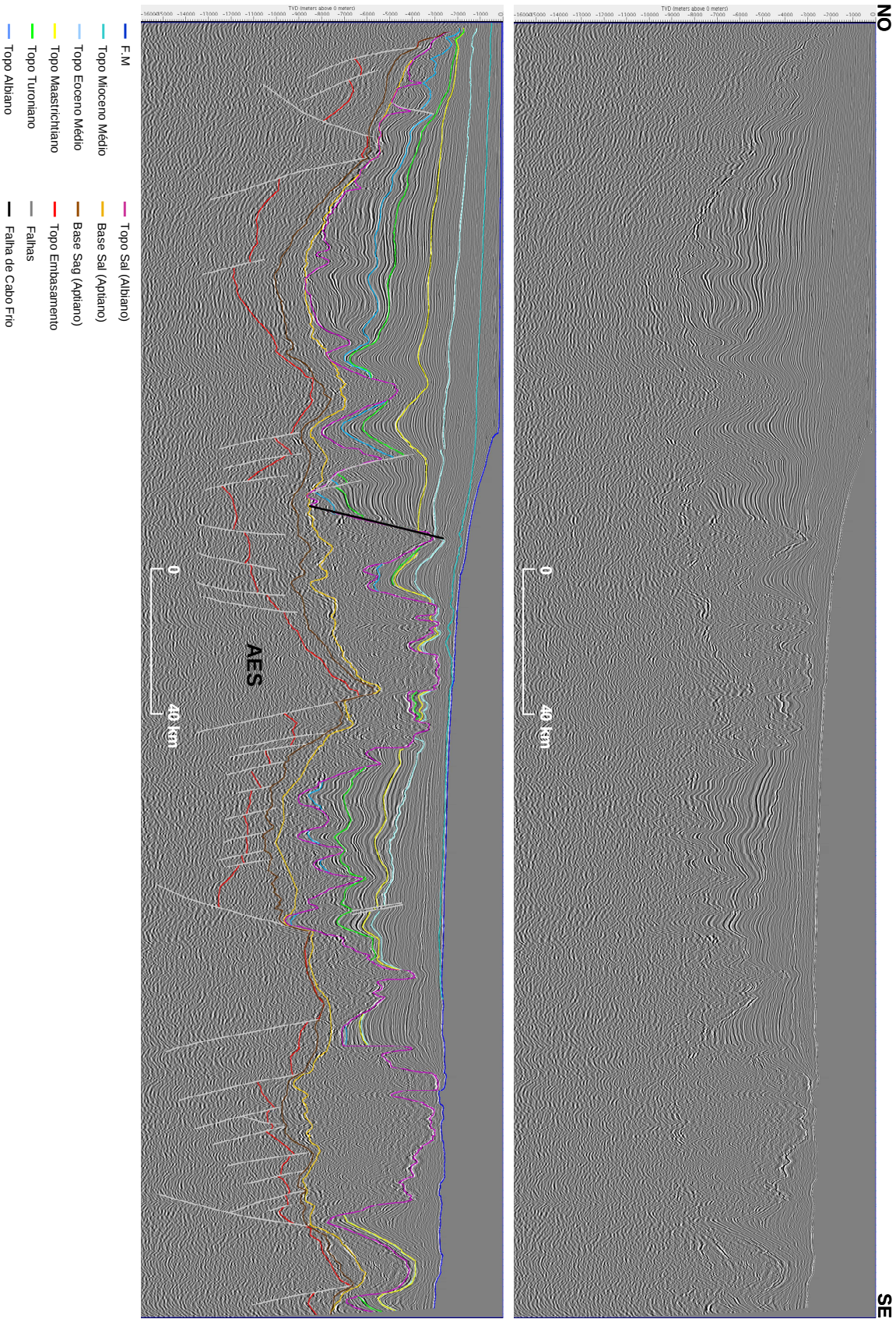


Figura VI.2.1. Seção sísmica tipo sem interpretação e interpretada. Na figura a sigla AES refere-se ao Alto Externo Sul.

Apesar do refletor desta seqüência ser descontínuo e a resolução abaixo da seqüência evaporítica não ser de boa qualidade, interpretou-se esta unidade. Da mesma forma, foi interpretado o topo do embasamento, sobre o qual a seqüência rifte foi depositada.

É importante ressaltar que foi assumido que o embasamento interpretado na seção estaria relacionado com crosta continental, seguindo a interpretação do limite crustal proposto por Severino et al. (1993). Contudo, alguns autores (Demercian, 1996; Meisling et al., 2001 e Gomes, 2002) advogam que na parte mais distal [após a distância de 200 km na seção interpretada] o embasamento poderia estar relacionado a derrames basálticos, associada a cadeia vulcânica de Avedis (Demercian, 1996) e inclusive a uma cadeia oceânica abortada (Meisling et al. 2001).

Com o objetivo de ajudar na reconstrução estrutural, como será explicado adiante, algumas falhas foram identificadas.

A necessidade de datar esses horizontes deve-se ao fato dos modelos de subsidência e evolução térmica dependerem do tempo geológico. Por isso, serão definidas idades absolutas para cada uma das seqüências.

Como dito acima, para fazer as modelagens é necessário estimar a distribuição litológica de cada intervalo. Calculou-se então, as médias litológicas para cada seqüência. Sendo assim, predominam folhelhos na seqüência Eoceno Médio-Recente. Na parte proximal, a porcentagem de areia é maior para seqüência do Turoniano-Eoceno Médio, enquanto na parte distal predominam folhelhos. Na seqüência Albiano-Turoniano, há maior porcentagem de folhelhos. Na seqüência Albiana predominam carbonatos, enquanto que na evaporítica, halita. Na seqüência sag [excluindo a seqüência evaporítica] há uma mistura de folhelhos e carbonatos, enquanto que no rifte há uma mistura de 50% de folhelho e 50% arenito.

VI.3. RECONSTRUÇÃO ESTRUTURAL

Como discutido no Capítulo II, o *Recon* permite reconstruir falhas (Fig. II.2.1) e geometrias de horizontes estratigráficos no decorrer do tempo geológico. O conhecimento desta geometria é de grande uso em modelagem de sistemas petrolíferos, pois seus processos podem ser calculados de forma mais realista.

Grande parte dos modelos de bacias e sistemas petrolíferos construídos no mundo são realizados apenas com base em algoritmos de descompactação, gerando algumas geometrias que não condizem com evolução de uma bacia sedimentar. Somado a isso, o uso de algoritmos que simulam isostasia local (Airy, 1855) geram depressões no embasamento onde existem áreas de grande aporte sedimentar. Isto se deve ao fato de que na isostasia local, a crosta não apresenta rigidez flexural.

Por isso neste trabalho, para minimizar estes erros, foi utilizada a técnica de reconstrução estrutural para estimar as paleogeometrias dos horizontes mapeados em diversas idades geológicas (Fig. VI.3.1).

Para tal, devem-se estabelecer certos parâmetros que darão suporte à reconstrução. Um deles são os coeficientes de Athy (1930) e os parâmetros que entram na sua equação (Eq. VI.1), conforme apresentado na tabela VI.1.

$$\phi = \phi_0 e^{-cy}$$

Equação VI.1. Equação de compactação de Athy. Pode-se obter a porosidade ϕ em qualquer profundidade y , a partir da porosidade inicial ϕ_0 e o coeficiente c . É importante ressaltar que os parâmetros ϕ_0 e c dependem do tipo litológico.

Litologia	Densidade (kg/m ³)	Phi0 (%)	c (1/km)
100sh	2700	63	0,51
90sh10ss	2702	61,6	0,49
80sh20ss	2704	60,2	0,46
60sh40ss	2708	57,4	0,41
40sh60ss	2712	54,6	0,37
80sh20carb	2708	57,8	0,5
30sh70carb	2728	41,8	0,48

Tabela VI.1. Tabela com os parâmetros necessários para a descompactação. As letras sh, significam shale (folhelho). As letras ss, sandstone (arenito) e carb, carbonato. Portanto, 90sh10ss, é a abreviação para 90% de folhelho + 10% de arenito. Phi0 é a porosidade inicial. A letra c é o coef. de decaimento da curva exponencial.

Outro parâmetro importante, mencionado acima, está relacionado com a compensação isostática, onde foi utilizado um $Te = 8km$. Esse valor apesar de ser

relativamente baixo para uma crosta continental, é freqüentemente utilizado para diversas bacias interiores e da margem passiva brasileira, como Recôncavo, Tucano e Sergipe-Alagoas (Karner et al., 1992; Magnavita et al., 1994). Outro parâmetro que impacta na isostasia é a densidade da astenosfera, tendo sido utilizado o valor de 3300 kg/m^3 neste trabalho.

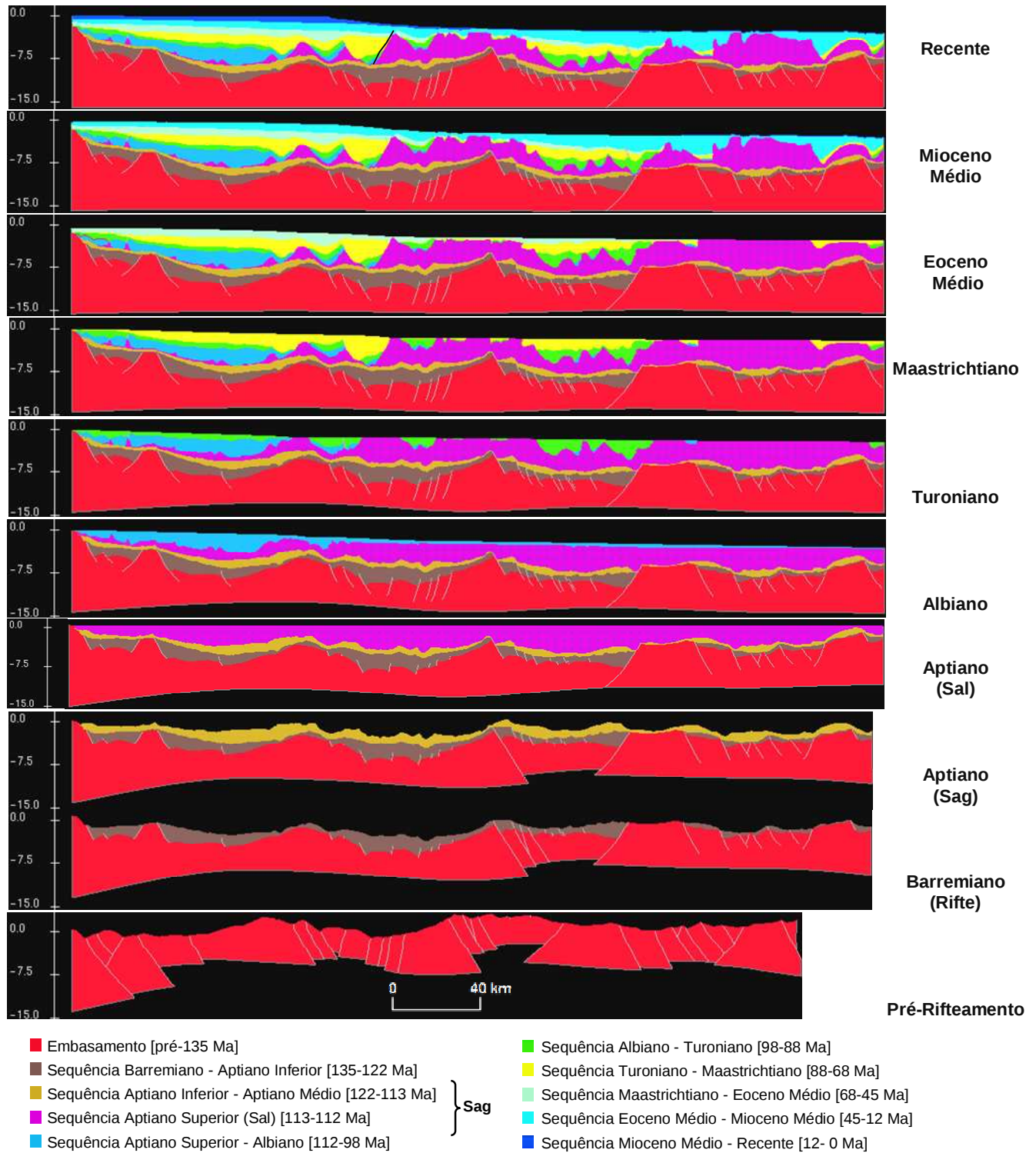


Figura VI.3.1. Reconstrução estrutural final. A seqüência de figuras sugere a condição estrutural à época de deposição de cada seqüência mapeada na figura VI.1.1. A seção tem comprimento de 356.864 km e E.V=2,5x..

VI.4. ANÁLISE DOS MODELOS TERMOMECAÑICOS

Utilizou-se o *software Matlab*® para implementar os algoritmos dos modelos termomecânicos de Mckenzie e Royden & Keen. Com a finalidade de comparação, também foi utilizado o *software Petromod*®, pois neste existe disponível um módulo para o cálculo da subsidência e fluxo térmico (*Crustal Stretching*) que já vem sendo usada a mais de 7 anos por diversos grupos de pesquisa e empresas de petróleo em todo mundo. Entretanto, o *Petromod* faz uso da solução numérica em diferenças finitas [IES, comunicação verbal]. O módulo de cálculo litosférico (*Crustal Stretching*) do *Petromod* envolve os modelos de Jarvis e Mckenzie (1980) e Hellinger e Sclater (1983). Contudo é possível comparar os resultados oriundos do módulo de estiramento litosférico do *Petromod* com os resultados obtidos através dos algoritmos implementados no *Matlab*. Como comentado no Capítulo V, o modelo de Jarvis e Mckenzie (1980) apresentam resultados iguais ao modelo de Mckenzie (1978) para o período de rifteamento assumido neste trabalho [13 My] e o modelo de Hellinger e Sclater (1983) apresentam resultados iguais ao de Royden & Keen (1980) quando é considerado que neste último, a profundidade da zona de *decoupling* refere-se à Moho e que não há intrusões ígneas. A comparação dos algoritmos implementados neste trabalho com o *Petromod* foi realizada para validá-los, já que o *Petromod* utiliza modelos conhecidos.

A análise matemática dos modelos termomecânicos permitiu identificar o comportamento das curvas de subsidência e de fluxo térmico em determinadas variações de parâmetros, como intervalo de idade de formação da bacia, fatores de estiramentos e de números de termos da Série de Fourier. Nota-se que dependendo dos intervalos de tempo adotados [*time steps*], da variação dos fatores de estiramento e do número de termos utilizados nas integrais, essas curvas têm um comportamento que nem sempre é o esperado do ponto de vista do modelo teórico.

Como foi visto no Capítulo V, nas equações do modelo de Mckenzie e de Royden e Keen existem termos em senos. Especialmente para as equações de fluxo térmico é nítida a influência deste termo no início da fase de subsidência térmica. Dependendo dos parâmetros citados acima esta influência é variável. A figura VI.4.1, mostra o exemplo da equação do fluxo térmico utilizando três e dez termos [*n*] na integral da Série de Fourier (Eq. V.15), bem como a resposta do *software Petromod*.

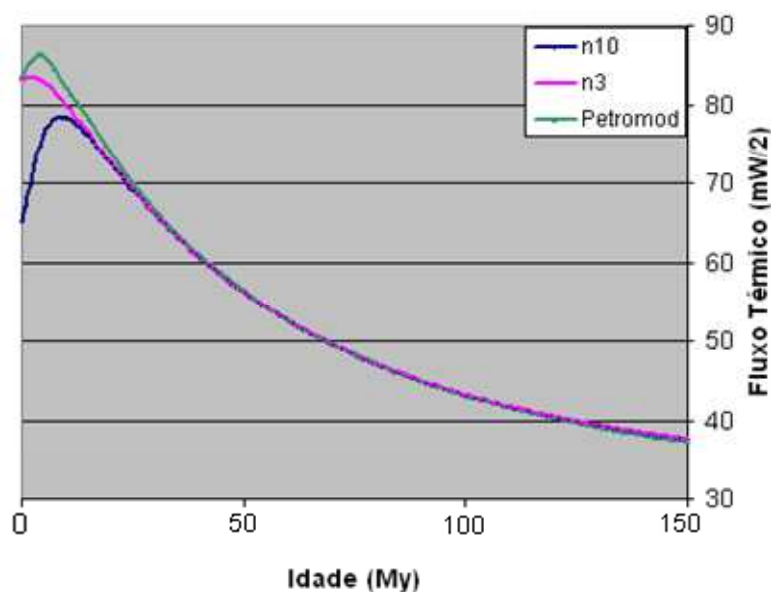


Figura VI.4.1. Comparação do fluxo térmico. A figura mostra o fluxo térmico utilizando o número de termos de Fourier (n) igual a três e a dez. Também é apresentado o resultado dado pelo *Petromod*.

Foi utilizado $\delta = 2$ e $\beta = 3$.

É importante ressaltar que os algoritmos foram desenvolvidos analiticamente, enquanto que o *Petromod* faz uso de soluções numéricas. Teoricamente é possível compará-los, já que $n=10$ é suficientemente grande para a solução analítica convergir. Da mesma forma, o *Petromod* permite simular esses números de termos introduzindo na opção tamanho de células verticais números maiores que 30. Os testes realizados neste trabalho mostram que para $n=3$, a curva se aproxima bastante do *Petromod*, contudo, parece existir um problema conceitual em todos eles. De acordo com os autores (Mckenzie, 1978; Royden e Keen, 1980), no início da fase térmica [no caso da figura acima, 0 My simboliza o início do processo de subsidência termal e 150 My, o final do processo] os valores de fluxo térmico seriam máximos, entretanto não é isso que se observa. Os valores máximos estão variando entre 4 e 8 My após o início da fase termal, a depender da curva considerada.

Sendo assim, as curvas foram corrigidas assumindo que da idade em que se tem o maior valor de fluxo térmico [entre 4 e 8 My] até a idade do início da fase de subsidência térmica [0 My] o fluxo térmico é o mesmo, como mostra a figura VI.4.2. Essa correção não é a mais adequada já que o fluxo térmico deveria ser maior, contudo é difícil estimar qual a função que melhor descreveria o comportamento da curva no início da fase termal. Entretanto, o ajuste feito na figura VI.4.2 diminui o

erro causado talvez por uma inconsistência matemática do modelo, onde para o início da fase termal o termo em seno da equação V.4 exerce maior influência, enquanto que para o final da fase termal ocorre o contrário. Esta influência é fácil de observar na equação V.4 para $t = 0$ My, já que o termo exponencial é igual a um, prevalecendo a influência do termo em seno.

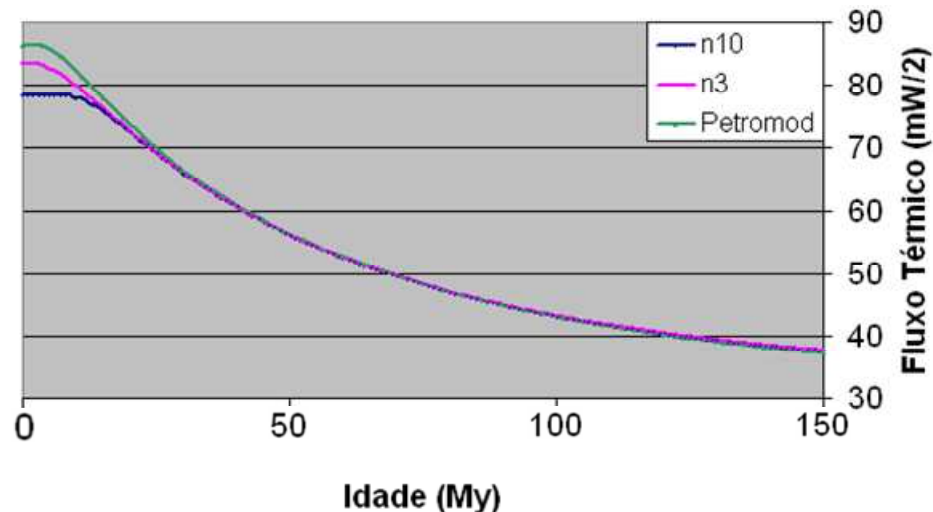


Figura VI.4.2. Correção do fluxo térmico mostrado na Fig.VI.4.1. O fluxo térmico foi corrigido para o início da fase de subsidência térmica.

Em relação aos cálculos de subsidência, utilizou-se o módulo *Crustal Stretching* do *Petromod*, já que não houve diferença com o modelo desenvolvido em *Matlab*. Isso facilitou muito o cálculo de *backstripping* (Eq. VI.2) e o ajuste da curva de subsidência calculada com a modelada (Fig. VI.4.3), como será comentado a seguir.

O cálculo dos fatores de estiramentos depende diretamente da história de subsidência da bacia, que neste caso esta foi calculada pontual ao longo da seção interpretada. A história da subsidência em uma bacia sedimentar sofre influência de diversos mecanismos relacionados à dinâmica das placas litosféricas, bem como da dinâmica superficial do planeta. Em sendo estes processos de difícil quantificação e por sofrerem mudanças complexas no decorrer do tempo geológico, a história de subsidência de bacias sedimentares se tornam de difícil estimativa por dependerem, principalmente, do conhecimento da evolução tectônica, da taxa de sedimentação e das variações do nível do mar.

Sendo assim, a equação VI.2 propõe que, conhecendo-se as diferentes paleobatimetrias e assumindo parâmetros de densidade é possível calcular a componente relacionada a processos tectônicos Y_i que atuaram na subsidência em um ponto da bacia e em um dado momento geológico. Nesta equação podem-se identificar, basicamente, três termos: (i) o primeiro $[W_{di}]$, refere-se à paleobatimetria, que, por exemplo, pode ser estimada pela fácies sedimentar ou pela assembléia fossilífera; (ii) o segundo diz respeito à descompactação $[S_i^*]$ dos sedimentos (Watts, 2001; Allen e Allen, 2005) compensado isostaticamente [compensação isostática de Airy]; (iii) o último está relacionado à compensação isostática devido à variação relativa do nível do mar. Detalhes do procedimento de descompactação, bem como de *backstripping* podem ser encontrados em Watts (2001) e Allen e Allen (2005).

O resultado do *backstripping* é a obtenção da curva de subsidência tectônica calculada que também é conhecida como curva de *backstripping*. Em termos práticos, a curva de subsidência tectônica calculada mostra a subsidência causada por processos da dinâmica litosférica, onde o único peso que exerce pressão em cima do embasamento é a coluna de água. Por isso, o resultado dessa curva, que se baseia em dados geológicos, pode ser comparado com a curva de subsidência tectônica modelada, obtida através dos modelos de McKenzie (1978) e Royden e Keen (1980), que calculam exatamente a subsidência tectônica, onde o embasamento sofre influência apenas do peso da água. A subsidência tectônica modelada está em função basicamente dos fatores de estiramento, embora os parâmetros como densidade e espessura da litosfera exerçam controle consideráveis. De forma geral quanto maior o fator de estiramento, maior a subsidência tectônica. Sendo assim, comparando a curva de subsidência tectônica calculada [através do *backstripping*] com a curva de subsidência tectônica modelada [através dos modelos termomecânicos], pode-se encontrar qual o grau de estiramento [dado pelos fatores de estiramento] necessário para gerar a subsidência tectônica da bacia, neste caso em um determinado ponto da seção sísmica interpretada.

A figura VI.4.3 exemplifica o processo de obtenção dos fatores de estiramento, onde a curva de subsidência tectônica calculada foi obtida para o ponto PSW_122. O melhor par de fatores de estiramento que explicaria a subsidência neste ponto foi $\delta = 2.3$ e $\beta = 1.8$. Este par é encontrado quando consegue-se ajustar

a curva de subsidência modelada com a curva calculada.

Um dos principais motivos para encontrar-se o os fatores de estiramento é que eles serão utilizados para o cálculo do fluxo térmico, que será apresentado no capítulo VII.

$$Y_i = W_{di} + S_i^* \left[\frac{(\rho_m - \bar{\rho}_{si})}{\rho_m - \rho_w} \right] - \Delta_{sli} \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)}$$

Equação VI.2. Equação de *backstripping*. A equação permite estimar a influência de processos tectônicos na subsidência, onde W_{di} , S_i^* e Y_i são respectivamente a paleobatimetria, a espessura de sedimento descompactada e a subsidência tectônica das inúmeras (i) camadas estratigráficas. A letra ρ indica as densidades para o manto (m) a água (w) e sedimento (si) referente a cada unidade estratigráfica (Watts, 2001).

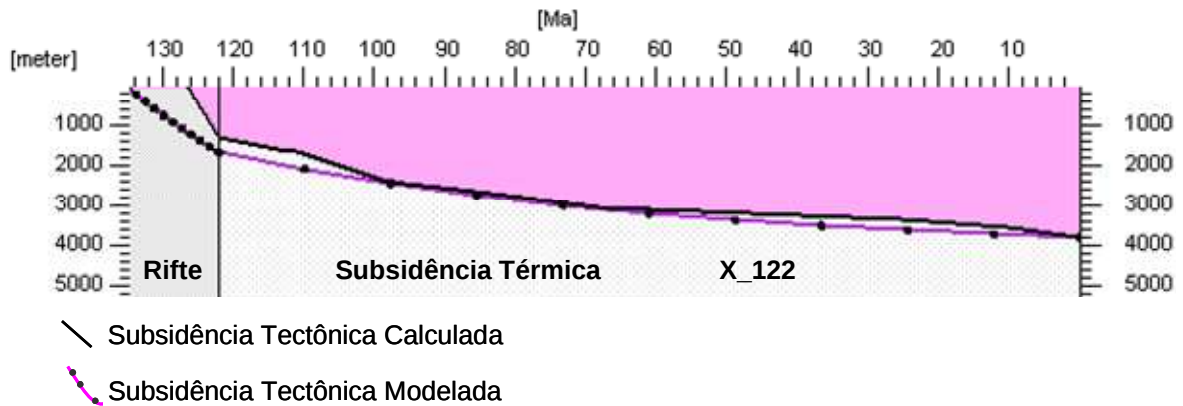


Figura VI.4.3. Cálculo dos fatores de estiramento. É possível calcular os fatores de estiramento correlacionando a curva de subsidência tectônica calculada pelo método de *backstripping*, com a curva de subsidência modelada. Como exemplo foi utilizado o PSW-122, onde os fatores de estiramento calculados serão apresentados no Capítulo VII.

VI. 5. MODELAGEM DE BACIAS E SISTEMAS PETROLÍFEROS

O conceito de sistema petrolífero foi discutido durante décadas por diversos autores (Dow, 1974; Perrodon, 1980; Demaison e Huizinga, 1991; Magoon e Dow, 1994; Magoon e Beaumont, 1999), em que cada um definiu um sistema ou conjunto de processos que acarretam na geração e acumulação de hidrocarbonetos. Contudo, o trabalho clássico de Magoon e Dow (1994) integrou os conceitos anteriores de forma a criar o conceito de sistema petrolífero atualmente utilizado por muitas companhias no mundo.

De forma prática, Magoon e Dow (1994) estabeleceu a relação genética de óleo e gás acumulados nos reservatórios com as cozinhas de geração, preocupando-se assim em conhecer sua origem. Para isto, definiu quatro níveis de investigação de petróleo: bacia sedimentar, sistema petrolífero, *play* e prospecto. Esses níveis refletem o conhecimento da ocorrência de hidrocarbonetos em uma determinada área. Sendo assim, para se estudar o sistema petrolífero é necessário o conhecimento da evolução tectono-sedimentar de uma bacia, identificando assim seus elementos.

Segundo esses autores o sistema petrolífero engloba uma cozinha de geração e todo óleo e gás relacionado a ela, incluindo os elementos e processos para que uma acumulação ocorra. Para tanto, definiram que os elementos do sistema petrolífero são: rocha fonte (geradora), rocha reservatório, rocha selante e rochas de sobrecarga (*overburden rock*), enquanto que os processos estão relacionados à formação de trapas e à geração-migração-acumulação. Eles ressaltaram a importância do posicionamento dos elementos no tempo e espaço para que os processos atuem de forma que uma acumulação possa ocorrer. Avaliando o sistema petrolífero, percebe-se que este tem um caráter estratigráfico, devido aos seus elementos; geográficos, por estarem posicionados em certas áreas da bacia; e temporal, por ocorrer durante a evolução geológica da bacia.

Analisando esses conceitos, percebe-se que simular numericamente o sistema petrolífero é bastante complexo, já que vários processos que ocorrem em bacias sedimentares também o são (Pinto e Oguro, 2007; Pinto et al., 2008). Por isso, neste trabalho o tema é abordado como modelagem de bacias e sistemas petrolíferos, já que estes assuntos estão interligados.

A modelagem de bacias e sistemas petrolíferos envolve uma série de etapas. O entendimento do seu funcionamento é relativamente complexo e muito amplo, por isso será apresentado aqui de forma sucinta.

Como dito anteriormente, a modelagem em termos gerais segue o fluxo conforme apresentado na figura VI.1.1, porém o funcionamento específico da modelagem de bacias/ sistemas petrolíferos pode ser melhor caracterizado pela figura VI.5.1. Nessa figura, pode-se observar três estágios já discutidos na figura VI.1.1.

O primeiro está relacionado à entrada de diversos tipos de dados, como geológicos, geofísicos, de evolução térmica e dados geoquímicos.

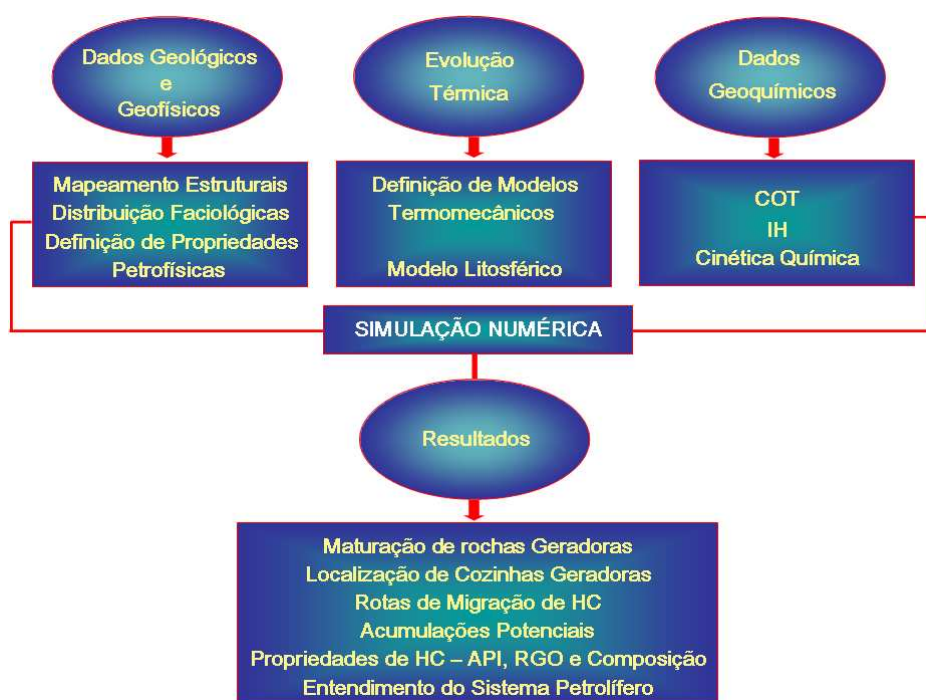


Figura VI.5.1. Diagrama de modelagem de Bacias e Sistemas Petrolíferos. A figura mostra as principais etapas da modelagem de bacias. Na parte superior, as caixas de texto elípticas representam os principais dados de entrada. Alguns exemplos estão na caixa de texto retangular. Após a entrada de dados, são realizadas as simulações numéricas. Ao final, são gerados resultados que estão exemplificados na caixa de texto retangular, localizada na parte inferior da figura.

No caso dos dados geológicos e geofísicos, as entradas referem-se à distribuição faciológica feita ao longo da seção tipo; da definição das propriedades petrofísicas utilizadas, como por exemplo, porosidade, permeabilidade e

condutividade; dos horizontes e falhas interpretados. O item evolução térmica refere-se à condição de temperatura na base e no topo do modelo. A evolução térmica basal é dada pelos modelos termomecânicos discutidos no Capítulo V que serão aplicadas na modelagem (Capítulo VII). A evolução térmica no topo do modelo está associada à variação de temperatura na superfície de contato entre os sedimentos e a água, sendo utilizado o modelo do *Petromod*. Os dados de entrada geoquímicos, constituem um amplo grupo, sendo que os principais são carbono orgânico total (COT), índice de hidrogênio (IH) e as cinéticas químicas.

O COT e HI são parâmetros importantes, pois o potencial de geração (S_2) é obtido multiplicando-os. O potencial de geração expressa a quantidade de hidrocarboneto (HC) que pode ser gerado por tonelada de rocha (kgHC/ton de rocha) e é diretamente proporcional ao COT e IH.

A cinética química irá basicamente reger a transformação do querogênio e betume em hidrocarboneto e é controlada principalmente pela temperatura e tempo, como será comentado no item VII.6.2.

O potencial de geração tem relativa importância, sendo um dos fatores que entram no cálculo do volume de HC gerado, como será discutido no Capítulo VII.

Neste trabalho foram utilizados para a rocha geradora lacustre um cinética Tipo I, COT de 4% e IH de 800 mgHC/gCOT, o que dá um S_2 igual a 32 kgHC/ton de rocha, enquanto que, para a rocha geradora marinha foi utilizada uma cinética do Tipo II, COT de 2,5% e IH de 500 mgHC/gCOT, o que dá um S_2 igual a 12,5 kgHC/ton de rocha.

A etapa de simulação numérica constitui um universo complexo, no qual os processos que ocorrem em bacias sedimentares são expressos em forma de algoritmos controlados por diversas leis físicas e matemáticas, por isso não será discutido aqui.

A última etapa refere-se aos resultados, que podem ser de diversas naturezas. Neste trabalho buscou-se como resultados a evolução térmica da seção tipo considerando os modelos termomecânicos citados no Capítulo V. Uma vez que esta história de temperatura afeta a geração de hidrocarbonetos e, por conseguinte, o sistema petrolífero, buscou-se mostrar a sua influência no volume de hidrocarbonetos gerados. Outros resultados que serão apresentados no Capítulo VII, são as cozinhas geradoras, rotas de migração e a origem do hidrocarboneto acumulado, exemplificando assim o sistema petrolífero (Fig. II.4.2)

No caso da modelagem de bacias/ sistema petrolífero não foram utilizados dados de calibração, já que apenas um poço estava posicionado na seção tipo e estes dados não são públicos. No entanto, sabe-se que para a calibração térmica existem diversos tipos de dados. Allen e Allen (2005) citam dados de BHT, reflectância de vitrinita, de evolução de minerais de argila e biomarcadores. É importante ressaltar que alguns dados de calibração apresentam limitações, por isso é indicada a análise dos mesmos em conjunto.

VII. DISCUSSÃO E APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

VII.1. INTERPRETAÇÃO

Na interpretação da seção tipo (Fig. VI.1.1) foram rastreados os horizontes referentes ao fundo do mar [0 Ma], topo do Mioceno Médio [12 Ma], topo do Eoceno Médio [45 Ma], topo do Maastrichtiano [68 Ma], topo do Turoniano [88 Ma], topo do Albiano [98 Ma], Aptiano topo dos evaporitos [112 Ma], Aptiano base dos evaporitos [113 Ma], topo do Barremiano Superior/ Aptiano inferior relacionado à base da *sag* ou topo rifte [122 Ma] e topo do embasamento.

Existe uma boa amarração dos refletores sísmicos com os dados de poços na parte proximal da seção, já que estes estão restritos a área de plataforma e talude; entretanto, na parte distal a interpretação fica prejudicada devido à ausência de poços.

Neste estudo priorizou-se a identificação das grandes sequências estratigráficas, por serem relativamente de fácil identificação. Já alguns elementos do sistema petrolífero por não terem sido amostradas pelos poços não foram mapeados, exceto a geradora do Turoniano [Fm. Itajaí-Açu]. Esta rocha fonte, representada por um intervalo rico em matéria orgânica, foi identificada em um dos poços utilizados, encontrando-se em uma profundidade média de 4800 m.

Para as outras rochas geradoras utilizadas neste trabalho foram considerados intervalos médios conhecidos na literatura (Mello et al., 1988; Mello e Maxwell, 1990). Neste caso, sabe-se que existem dois intervalos geradores relacionados à seção rifte, um de idade local Buracica e outra Jequiá, relacionadas à Fm. Guaratiba (Fig. III.3.1).

As duas rochas fontes citadas acima [Fm. Guaratiba e Fm. Itajaí-Açu] foram consideradas para exemplificar a modelagem de sistemas petrolíferos, contudo sabe-se que há outros níveis geradores, como por exemplo, no Albiano. No entanto, não foi possível identificar este nível gerador na linha sísmica e poços, bem como em publicações anteriores.

VII.2. RECONSTRUÇÃO ESTRUTURAL

Foi possível estimar as paleogeometrias das seqüências mapeadas na seção tipo (Fig. VI.2.1) utilizando a técnica de reconstrução estrutural, também conhecida como reconstrução palinspática (Cap. II e Cap. VI). As geometrias têm influência em todos os processos do sistema petrolífero, geração-migração-acumulação e formação de trapa. Sua influência na geração está relacionada ao soterramento e a disposição do sal no tempo; na migração, por controlar os caminhos de fluxo dos hidrocarbonetos; e na acumulação e formação de trapa por controlar a estrutura em que o hidrocarboneto se acumula.

Outra influência da reconstrução estrutural reside na sugestão da paleobatimetria a ser utilizada nos cálculos de subsidência e de temperatura da interface sedimento-água, mostrado adiante.

VII.2.1. Geometrias

A reconstrução estrutural tem início na análise da disposição das geometrias do presente [0 Ma], o próximo passo é conhecer as geometrias dos horizontes na idade anterior a 0 Ma, neste caso, no Mioceno Médio [12 Ma]. Observando a figura VI.3.1, percebe-se que durante o Mioceno Médio não há grandes mudanças geométricas da seção se comparada ao presente, exceto na quebra da plataforma continental, que está mais distante do continente.

No Eoceno Médio [45 Ma] é possível ver um pouco da movimentação do sal, principalmente na parte mais distal da seção. A reconstrução sugere que nesta idade os domos estavam expostos no fundo marinho.

É importante conhecer a idade em que as janelas de sal se formaram, pois neste período irá ocorrer a migração secundária dos hidrocarbonetos que foram gerados na seção rifte para a seção pós-sal.

Ao final do Maastrichtiano [68 Ma] grande parte das janelas de sal já estava formada na área proximal da seção, na região que vai da linha de charneira até o limite da Falha de Cabo Frio (Fig. VI.1.1).

Em relação à paleobatimetria, no Maastrichtiano, a quebra da plataforma parece estar associada à Falha de Cabo Frio. É bem provável que o peso dos

sedimentos da progradação Juréia tenha controlado a movimentação do sal nesta idade.

Para o Turoniano [88 Ma] é difícil definir onde está quebra da plataforma, parecendo que a feição de talude é bem suave, assemelhando-se a uma morfologia de rampa. O mesmo ocorre para o Albiano [98 Ma], onde a reconstrução estrutural leva a crer que a morfologia da plataforma também é suave, contudo parece haver uma pequena quebra de talude na mesma região da Falha de Cabo Frio. Apesar de não ter sido interpretada a ocorrência de depósitos albianos na parte distal da seção, assumiu-se a existência de seção condensada, que foi removida durante a halocinese.

É notório o espessamento do sal principalmente durante o Aptiano [113 Ma a 112 Ma], Albiano [112 Ma a 98 Ma] e do Maastrichtiano ao Eoceno Médio [68 Ma a 45 Ma], mostrando que a camada de sal poderia ser mais espessa do que observada no Recente, levando a três interpretações: (i) a primeira, o sal está se movendo perpendicularmente à seção, o que é bem razoável, já que a movimentação do sal pode ocorrer em todas as direções no decorrer do tempo geológico; (ii) a segunda, o sal presente nas áreas mais distais, onde se caracteriza um ambiente eminentemente compressivo, não foi contemplado em sua totalidade na interpretação, já que a seção sísmica utilizada não se alonga muito até esta área; (iii) a terceira interpretação, o sal estaria sendo dissolvido durante a evolução da bacia. Esta última interpretação é suportada pela reconstrução estrutural (Fig. VI.3.1), que mostra em diversas idades o sal exposto no fundo marinho. Contudo, seria difícil imaginar que 63% da área de sal original tenha sido dissolvida. Seria mais razoável interpretar que os três processos comentados tenham ocorrido em conjunto, embora se acredite que os processos de movimentação tenham um peso maior.

A figura VII.2.1 mostra a variação da área média da camada de sal na seção ao longo do tempo. Nela observa-se que a área desta camada tinha aproximadamente de 1000 km² na idade de deposição do sal, enquanto que no presente a área de sal na seção é de 670 km². Isso representa uma perda de área de 330 km² da idade de deposição até o presente. Essa variação em área deve-se a grande movimentação de sal ocorrida principalmente no Cretáceo Superior, onde parte do sal “fluiu” para áreas mais profundas da bacia, para fora da seção interpretada. Contudo, como mencionado anteriormente, deve-se considerar a

movimentação perpendicular à seção e as possíveis dissoluções químicas ocorridas ao longo do tempo.

Ao final do Aptiano, é possível perceber que as maiores espessuras de sal estão distribuídas em sub-bacias, separadas por altos internos, como exemplo, o alto estrutural (Fig. VI.2.1) que aqui é definido como Alto Externo Sul (AES), por estar a sul do Alto Externo definido por Gomes et al. (2002). As espessuras médias de sal ao final do Aptiano, variam de 2 km a 4,5 km nestes baixos estruturais.

Ainda no Aptiano [113 Ma], observa-se que a geometria da seção sag assinala o início da fase de subsidência térmica (Fig. VI.2.1 e Fig. VI.3.1).

Na passagem Barremiano Superior/ Aptiano Inferior [122 Ma] pode-se ver a reconstrução para a seqüência rifte. Na figura VI.3.1 as falhas não são mostradas a grandes profundidades, já que não seriam utilizadas na modelagem de bacia/ sistema petrolífero. No entanto, a figura VII.2.2 (A) apresenta estas falhas interpretadas em porções mais profundas da crosta, permitindo vislumbrar as geometrias do rifte [122 Ma] nesta área da Bacia de Santos.

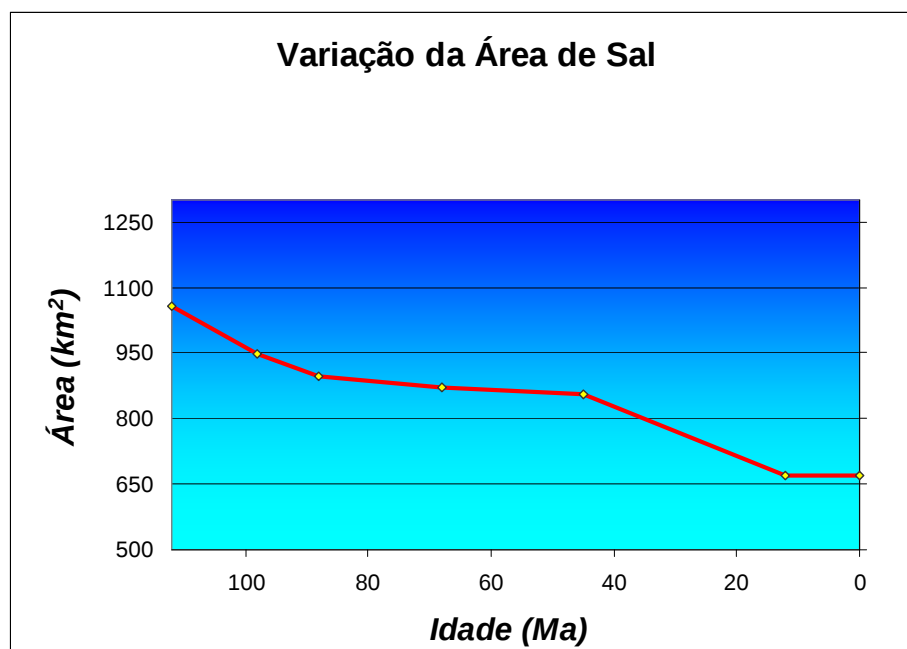


Figura VII.2.1. Variação da camada de sal. A figura mostra a variação da espessura média do sal no decorrer do tempo geológico. Essa variação é interpretada como resultado da movimentação do sal perpendicular à seção, de movimentações para áreas mais distais não contempladas na seção utilizada e do efeito de dissolução química.

Na mesma figura, em (B), está a interpretação do rifte do Recôncavo (Penteado, 1999). Comparando as duas figuras, nota-se a dimensão da linha interpretada. A seção do Recôncavo (B) assemelha-se muito a seção reconstituída (A) entre as distâncias de 40 e 90 km, onde é possível identificar uma borda falhada e outra flexural. Na figura VII.2.2-A é possível observar que o fundo deste lago tem uma geometria que assemelha-se a um *sag*. Isso pode ser referido a dois fatos: (i) a subsidência durante a fase rifte tem um importante componente térmico que se reflete na subsidência total, apesar de prevalecer o componente mecânico; (ii) na reconstituição estrutural não é possível retirar o efeito devido a forte influência da subsidência térmica da fase posterior [fase *sag*], com intervalo de deposição entre 122-112 Ma.

É importante ressaltar que a estranha geometria dos blocos, gerada na reconstrução estrutural da figura VI.3.1, deve-se às movimentações dos blocos falhados a seu estado pré-falhamento. Isso pode dar a falsa impressão de que os blocos estão soltos, desacoplados do restante da crosta.

O último passo da reconstrução estrutural foi identificar as possíveis geometrias do embasamento antes da deposição da seção rifte, ou seja, antes do estiramento, como pode ser visto na última imagem da figura VI.3.1. Esta última reconstrução teve como objetivo principal o reconhecimento da suposta estruturação do Alto Externo Sul. Os resultados levam a crer que este alto estrutural já existia antes da formação da Bacia de Santos ou foi formado durante seu estágio embrionário, tendo sofrido pouco estiramento se comparado com outras áreas da seção, como será mostrado no item VII.3.1.

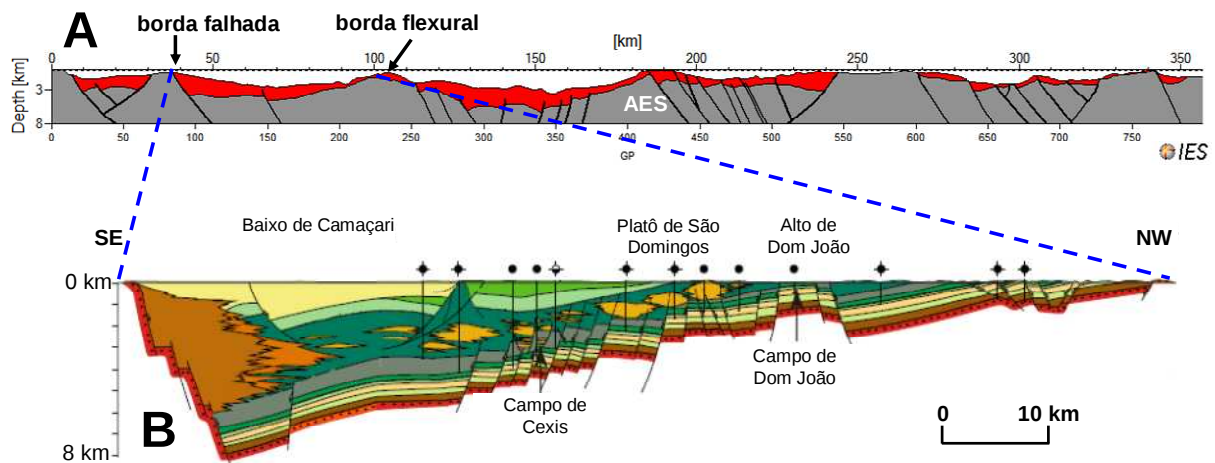


Figura VII.2.2. Geometria rifte. Em (A), pode-se observar a seção reconstituída para o final da fase rifte (E.V= ~2.4x). Em (B), a figura mostra a interpretação modificada de Penteado (1999). Repare a semelhança entre a seção do Recôncavo, com comprimento aproximado de 100 km, e a seção (A) entre as distâncias de 40 km e 90 km. Ambas com borda falhada e flexural.

VII.3. MODELAGEM TERMOMECÂNICA

Como explicado no Capítulo V, existem diferenças consideráveis entre os modelos de Mckenzie (1978) e de Royden e Keen (1980). O fato de assumir que a litosfera se estira uniformemente, ou que a crosta e o manto litosférico podem ter fatores de estiramento independentes, reflete tanto na evolução da subsidência como na história de fluxo térmico.

VII.3.1. Estiramento e Subsidência

Neste contexto, foram calculados a história de subsidência para vinte (20) pseudo-poços, abreviados como PSW [do inglês *pseudo well*], extraídos ao longo da linha interpretada (Fig VI.2.1). A Tabela VII.1 mostra os pontos do gride [do inglês *grid points* (GP)], onde foram feitas as extrações e calculados seus respectivos fatores de estiramento. Observe que existem três linhas relacionadas ao estiramento, uma reflete o modelo de Mckenzie, com o fator de estiramento litosférico, e as outras duas curvas o modelo de Royden e Keen, com um fator de estiramento da crosta e outro do manto.

As curvas de subsidência tectônica foram calculadas utilizando o método de *backstripping* (Eq.VI.2). A figura VII.3.1 mostra como exemplo os PSW X_13 e X_533. Observe que existem duas curvas: a curva de subsidência tectônica calculada que é obtida pelo *backstripping*; e a curva de subsidência modelada que é obtida pelas equações de Royden e Keen. Note que não há um ajuste exato entre as duas curvas, que de acordo com o modelo, deve-se a incerteza da paleobatimetria. Teoricamente é possível mudar a paleobatimetria de forma que as curvas, calculada e modelada, coincidam. Entretanto, na maioria dos casos, esta paleobatimetria não condiz com a evolução da margem.

GP	X_01	X_13	X_37	X_61	X_78	X_122	X_154	X_235	X_289	X_301
Distancia (km)	0.0	5.8	16.5	27.2	34.8	54.5	68.8	105.0	129.1	134.5
Delta-Crosta	1.22	1.35	1.7	1.8	1.6	2.3	2.6	2.2	3.5	3.9
Beta-Manto	3	1.6	1.6	1.7	4	1.8	3	3	3	4.1
Beta-Litosfera	1.15	1.3	1.7	1.8	1.5	2.3	2.6	2.3	3.5	4
GP	X_351	X_413	X_427	X_533	X_571	X_664	X_716	X_777	X_789	X_800
Distancia (km)	156.8	184.5	190.7	238.1	255.1	296.6	319.8	347.1	352.4	356.9
Delta-Crosta	5.2	2.6	4	10	4.1	7	7	3.4	4	4.7
Beta-Manto	6	3	6	12	10	10	10	7	7	7
Beta-Litosfera	5.3	2.6	4.9	11	4.3	9	7	3.4	4	4.5

Tabela VII.1. Fatores de estiramentos calculados. A tabela mostra os fatores de estiramento calculados para o modelo de Mckenzie (Beta-Litosfera) e para o modelo de Royden e Keen (Delta-Crosta e Beta-Manto). As numerações que começam com a letra X, são os pseudo-poços extraídos da seção. Pode ser observada a tendência dos fatores de estiramento aumentarem em direção a águas mais profundas.

As variações dos fatores de estiramento refletem diretamente no espaço deposicional criado. De forma geral, percebe-se nos dois modelos estudados que quanto maior o estiramento, maior a subsidência tectônica. Isso de fato ocorre no modelo de Mckenzie, mas não é regra para o modelo de Royden e Keen. Nem sempre o par δ e β gera espaço deposicional no estágio rifte ou de deriva, como observado no Capítulo V. Dependendo desses valores pode-se controlar a quantidade de subsidência ou soerguimento para cada estágio [rifte e deriva] separadamente (Fig.V.3.2).

Apesar destes autores não abordarem a influência que a sedimentação

exerce na subsidência, é importante ressaltar que o peso do sedimento por si só gera uma grande espaço deposicional que não necessariamente obedece a um equilíbrio isostático local [ou de Airy]. Diversos autores mostraram que devido à rigidez flexural da litosfera a deposição de um pacote sedimentar pode ampliar a depressão causada por seu peso, para fora da área em que o pacote foi depositado (Watts e Ryan, 1976; Roberts et al. 1998; Watts, 2001). Embora a análise flexural não tenha sido contemplada no procedimento de *backstripping* para o cálculo dos fatores de estiramento, fez-se uma análise da influência do peso do sedimento na subsidência do ponto de vista da isostasia de Airy, como comentado a seguir.

É muito comum em bacias de margem passiva a presença de espessos pacotes sedimentares na parte proximal, enquanto que na parte distal esta espessura é relativamente menor (Fig. VI.2.1 e Fig. VII.3.2 (A)). O espesso pacote sedimentar na parte proximal, deve-se a influência da área fonte que está no continente. No caso da área em estudo, o espesso pacote é facilmente reconhecido e está relacionado à progradação que ocorre durante o Cretáceo Superior, associada à Fm. Juréia (Fig. III.3.3).

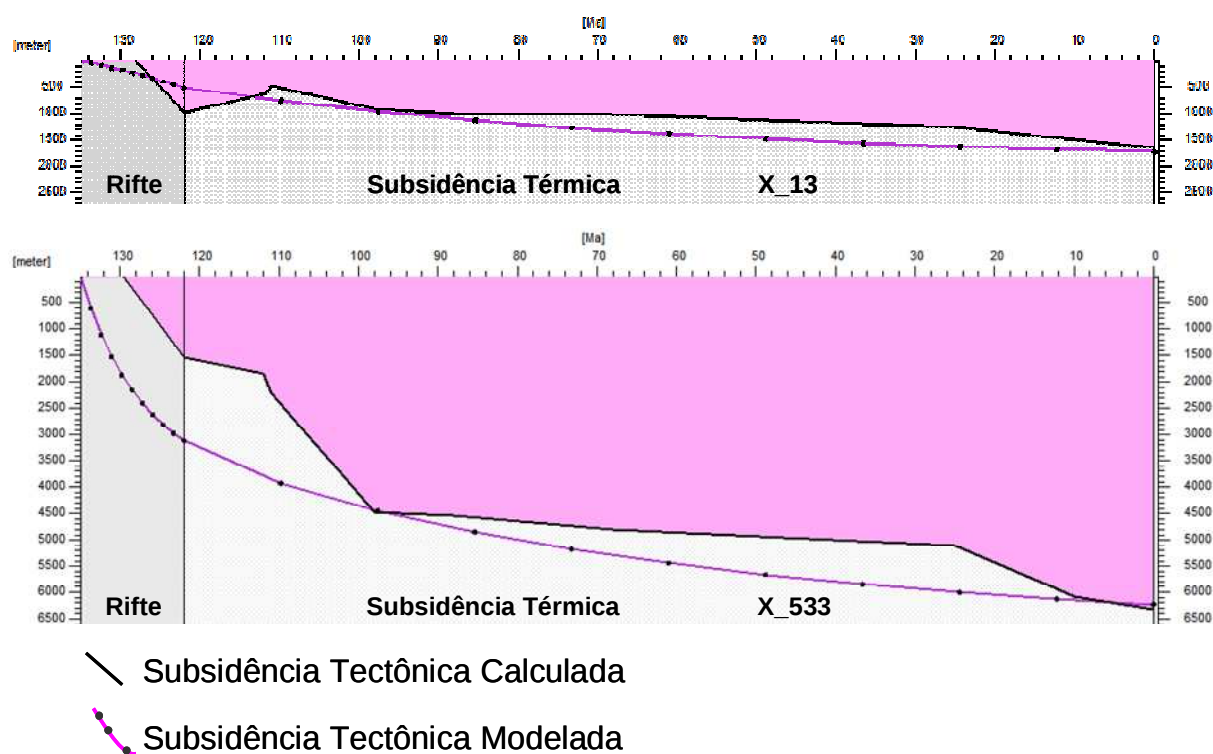


Figura VII.3.1. Cálculo da subsidência. Os dois gráficos exemplificam os cálculos pelo modelo de Royden e Keen, onde foram utilizados os fatores de estiramento da Tabela V.1.

Na figura VII.3.2, é possível analisar a relação entre os fatores de estiramento, aporte sedimentar e espaço deposicional. Nesta figura, em (A), pode-se ver os horizontes interpretados. Em (B), a variação dos fatores de estiramento calculados ao longo da seção, apresentados na Tabela VII.1. Em (C), a curva de subsidência total, a curva de subsidência tectônica, calculada pelo backstripping, e a curva, chamada neste trabalho, de subsidência sedimentar. Esta última é interpretada como a influência do peso dos sedimentos na subsidência, sendo calculada segundo a equação VII.1.

$$S_{sed} = S_{tot} - S_{tec}$$

Equação VII.1. Cálculo da subsidência sedimentar. A equação permite calcular a subsidência devido ao peso dos sedimentos (S_{sed}), que é igual a subsidência total (S_{tot}) menos a subsidência tectônica (S_{tec}).

Analizando a figura VII.3.2 (B) do ponto de vista do modelo de Mckenzie, nota-se que o estiramento litosférico tem uma tendência geral de aumentar em direção a águas profundas. Entretanto, é possível observar detalhadamente que havendo altos estruturais esse fator de estiramento é menor, como ocorre na distância por volta de 180 km, na região do Alto Externo Sul. Já nas áreas onde a seção rifte é mais espessa, o fator de estiramento será maior, como pode ser notado por volta da distância de 240 km.

O modelo também é influenciado pela batimetria atual. Quanto maior a batimetria, maior será o fator de estiramento. Repare nos altos estruturais localizados em 180 km e 260 km. Este é um caso em que foi possível analisar a influência da lâmina d'água na subsidência. Os dois altos estão quase na mesma profundidade, contudo a lâmina d'água em 260 km é maior, fazendo com que a estimativa do fator de estiramento litosférico também seja.

Na mesma figura, em (B), é possível notar como o peso dos sedimentos influencia no cálculo do fator de estiramento. Observando por exemplo as distâncias de 70 km e 145 km, percebe-se que as espessuras sedimentares são respectivamente, 11.680 metros e 9.453 metros. De acordo com os modelos, esperar-se-ia que o fator de estiramento no ponto em 70 km fosse maior que no

ponto em 145 km, já que a espessura de sedimentos é maior. No entanto, percebe-se que no ponto em 70 km o fator de estiramento é menor [~ 2] que no ponto 145 km [~ 4]. Apesar de ter sido criado pouco espaço deposicional no ponto em 70 km, o aporte sedimentar é maior que em 145 km, fazendo com que a subsidência total seja bastante influenciada pela subsidência sedimentar. Na mesma figura, em (C), pode-se notar em 70 km que apesar da subsidência tectônica [curva azul] ser baixa, a subsidência sedimentar [curva verde] contribui significativamente para a subsidência total [curva vermelha].

Outro fato interessante é a inversão das curvas de subsidência sedimentar e tectônica. Após a distância de 160 km, a curva de subsidência sedimentar passa a ser menor que a tectônica, indicando que embora o espaço deposicional criado pelo estiramento seja maior, houve pouco aporte de sedimentos nesta área. A exceção está entre 190 e 250 km, onde as duas bordas do rifte [localizadas nos pontos e 190 e 250 km] poderiam ter servido de área fonte para esta bacia rifte, acarretando em um espessamento sedimentar nesta área, por isso a curva de subsidência sedimentar voltaria a ser maior que a tectônica. Contudo, esta área parece estar sob influência de uma anomalia, como pode ser visto pelos altos valores de estiramento, onde as seções sag e rifte ficam mais difíceis de serem identificadas na sísmica. Isso ocorre, pois neste intervalo a seção sísmica está bem próxima à área interpretada como um centro de espalhamento oceânico abortado (Demercian, 1996). Este processo acarretaria em um alto estiramento crustal e mantélico, ou seja, um elevado estiramento litosférico de maneira geral. Outra interpretação, também suportada pelos altos valores de estiramento crustal calculados nesta área, seria a exumação do manto litosférico. Esta feição é observada na Margem da Ibéria, onde poços do DSDP amostraram peridotitos serpentinizados referentes ao manto litosférico, e também na paleo-margem da Adria, hoje localizada nos Alpes, onde esta feição é reconhecida em diversos afloramentos (Manatschal e Bernoulli, 1999; Manatschal et al., 2007). No entanto, a seção sísmica interpretada não estaria passando no centro desta feição, mas próximo à sua borda, como pode ser observado no limite crustal da figura I.1 definido por Carminatti et al. (2007). Além disso, não fica claro na seção sísmica a ocorrência de um embasamento vulcânico e nem de uma possível exumação mantélica. Por isso, preferiu-se considerar nas interpretações um embasamento “genérico”, ou seja, não diferenciado, pois estas diferenciações não seriam contempladas na modelagem 2D de sistemas petrolíferos.

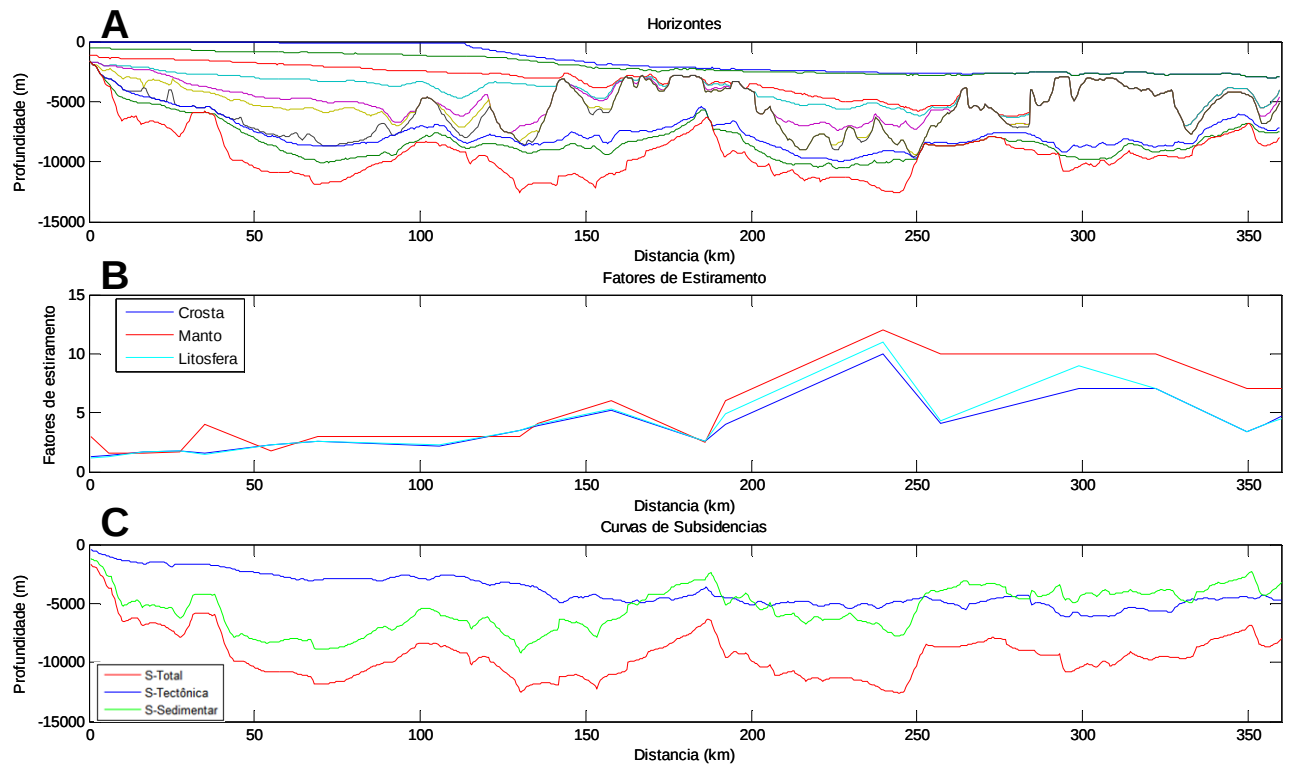


Figura VII.3.2. Perfis de subsidência. Os horizontes interpretados são apresentados em (A), em (B) estão os fatores de estiramento, enquanto em (C) estão os cálculos da subsidência total (S-Total), subsidência tectônica (S-Tectônica) e subsidência sedimentar (S-Sedimentar). Analisando a figura, nota-se que na parte proximal o aporte sedimentar influenciou significativamente a subsidência total, enquanto na parte distal, a subsidência tectônica tem maior efeito sobre a subsidência total.

VII.3.2. Fluxo Térmico

A partir dos fatores de estiramento estimados (Tabela VII.1), foram calculadas as curvas de fluxo térmico considerando as formulações do modelo de Mckenzie e de Royden e Keen (Fig. VII.3.3). Utilizando a história de fluxo térmico basal, foi calculado o fluxo em toda seção sedimentar no decorrer do tempo geológico, onde as áreas entre os pontos calculados foram interpoladas. Na figura VII.3.4, observa-se a história de fluxo térmico para a linha modelada. As linhas verticais nesta figura, acrescidas das iniciais (A) e (R), referem-se aos PSW da Tabela VII.1. Seria de se esperar que no modelo de Royden e Keen o fluxo de calor fosse muito maior que no modelo de Mckenzie. Isso porque os fatores de estiramento do manto são relativamente altos. Contudo, os valores de estiramento litosférico de Mckenzie também são elevados. Todavia, pode-se observar diferenças na parte proximal entre

os GP 0 e 150, e na parte distal, entre os GP 550 e 650. Outra diferença notável entre os modelos são os valores de fluxo próximos ao presente que são relativamente mais altos no modelo de Royden e Keen. Nas figuras VII.3.3 e VII.3.4, notar-se que as maiores diferenças entre os modelos estão na parte proximal (Fig. VII.3.3-C), enquanto que na parte distal (Fig. VII.3.3-D) esta diferença é mais sutil.

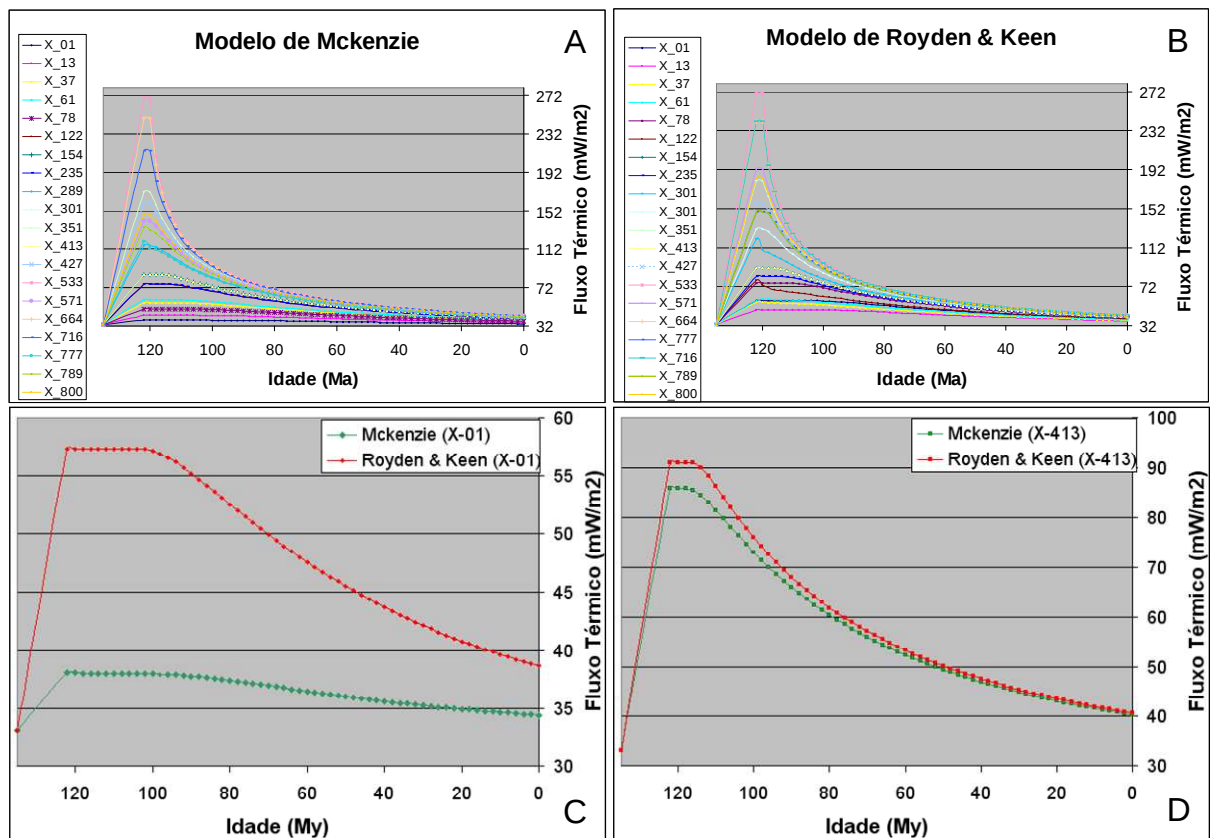


Figura VII.3.3. Curvas de fluxo térmico calculadas. Os pontos X_01 à X_800 foram extraídos do modelo para o cálculo do fluxo térmico. O gráfico (A) mostra todas as curvas de fluxo térmico calculados para o modelo de Mckenzie, enquanto em (B) são mostradas as curvas para o modelo de Royden e Keen. Como exemplo, em (C) observa-se a diferença entre os modelos para os PSW X_01. Nesta parte proximal, as curvas de fluxo térmico mostram grandes diferenças entre os modelos, enquanto que para a parte distal (D), representada pelo PSW X_413 essa diferença é menor.

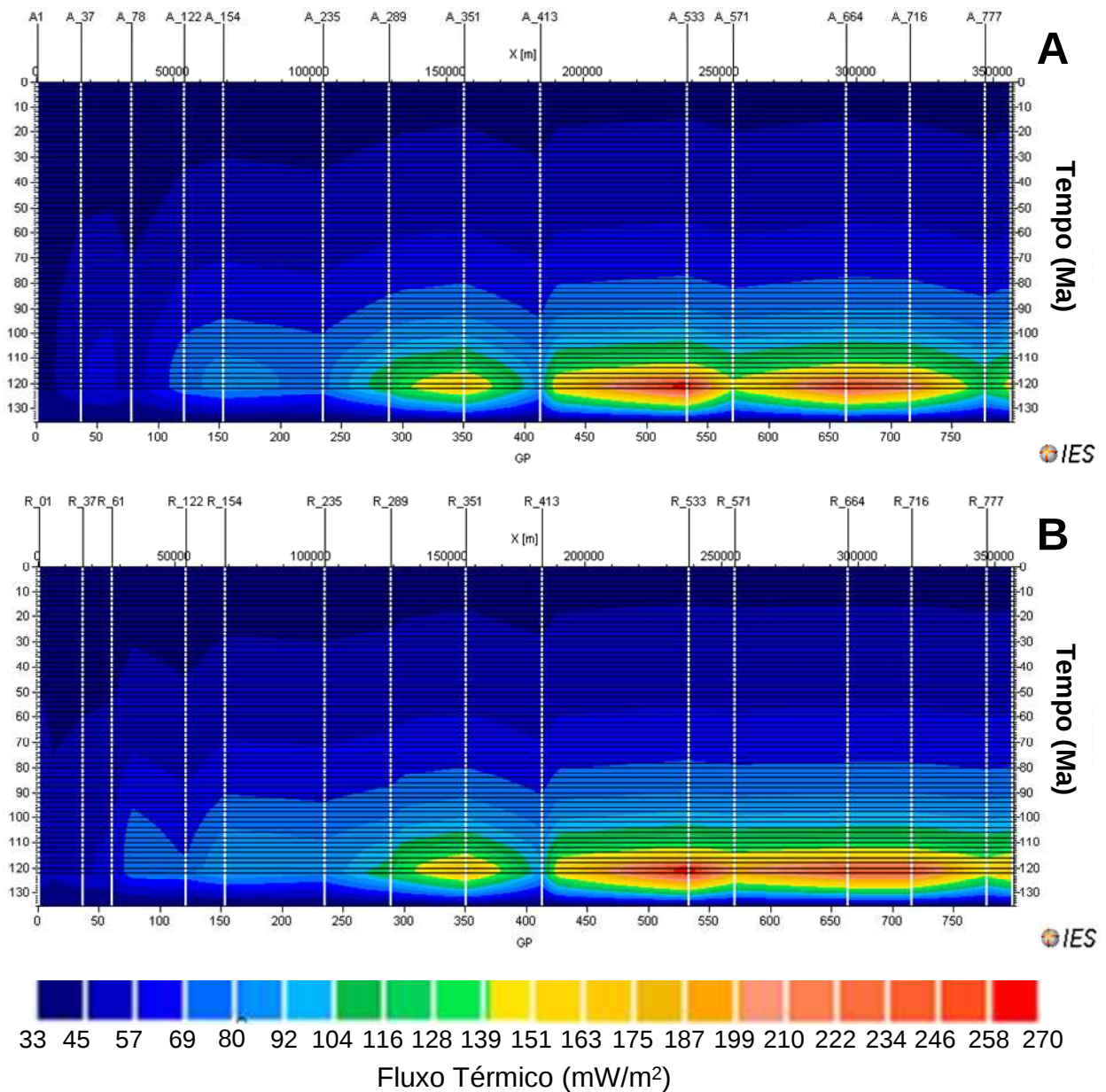


Figura VII.3.4. Histórias de fluxo térmico. Em (A), o fluxo térmico considerando o modelo de McKenzie e em (B), considerando o modelo de Royden e Keen. A sequência de A1-A777 é referente aos pontos onde foram calculados a história de fluxo térmico, considerando o modelo de McKenzie. Enquanto a sequência de R01-R777 refere-se aos pontos onde foram calculados a história de fluxo utilizando o modelo da Royden e Keen. Os pontos 789 e 800, não foram inseridos na figura, pois as legendas ficaram sobrepostas, entretanto esses pontos foram utilizados nos cálculos.

As curvas de fluxo térmico calculadas dependem diretamente da espessura da litosfera e dos valores de condutividade térmica. Caso o valor da espessura litosférica fosse maior e os valores de condutividade térmica menor do que o

utilizado neste trabalho, os valores de fluxo térmico seriam menores.

Apesar dos valores de fluxo térmico basal calculados (Fig. VII.3.3 e VII.3.4) serem relativamente altos, é importante ressaltar que estes serão aplicados na base da seção sedimentar, onde a influência do efeito *blanketing* [esfriamento da bacia devido a deposição de sedimentos], bem como a alta condutividade térmica do sal, diminui consideravelmente o fluxo térmico no topo do embasamento, como será discutido a seguir.

VII. 4. DISTRIBUIÇÃO TÉRMICA – MODELAGEM 2D

A distribuição térmica ao longo da seção geológica é muito variada. Teoricamente em um perfil de margem passiva, a temperatura deveria aumentar do continente em direção a bacia oceânica. Isso porque o fluxo térmico é menor no continente [valores por volta de 50 mW/m^2] e maior nas bacias oceânicas [valores por volta de 70 mW/m^2] (Allen e Allen, 2005).

Contudo, existem grandes variações de gradientes e de condutividade em uma bacia, especialmente em Santos, onde há um espesso pacote de sal. Aliado a isso, as diferentes taxas de estiramento ao longo da seção implicam em diferentes fluxos térmicos (Fig. VII.3.4), que por sua vez dependerá do modelo termomecânico utilizado.

Neste contexto as histórias de fluxo térmico apresentadas no item VII.3.2, foram aplicadas na base do modelo 2D, permitindo calcular a distribuição de temperatura e de fluxo térmico ao longo da seção sedimentar, permitindo a comparação da distribuição térmica da seção modelada com informações térmicas de outras bacias.

A figura VII.4.1 mostra o resultado da modelagem 2D da distribuição de temperaturas, onde foram utilizados os fluxos térmico basais dos modelo de McKenzie e de Royden e Keen, apresentados na figura VII.3.4. Comparando os dois modelos, observa-se que não há grandes diferenças na distribuição de temperatura, já que no presente há uma tendência de se atingir o estado de pré-estiramento. Isso pode ser facilmente observado pela constante termal de tempo (τ), apresentada na Eq. V.4. Como foi explicado no Capítulo V, após 62 My do início da fase de

subsistência térmica, o decaimento da temperatura seria mínimo, ocasionando diferenças entre os modelos da ordem de 2 a 5 °C. Entretanto, essa diferença é maior nos primeiros estágios da fase de subsistência térmica [em média 8 °C], visto que o efeito desta constante é menor.

No entanto, observando o fluxo térmico, a diferença entre esses modelos é mais visível (Fig. VII.4.2), principalmente na parte proximal. O fluxo térmico conduzido na seção sedimentar reflete bem os fatores de estiramento (Tabela VII.1) e conseqüentemente o fluxo térmico basal calculado.

Observando a figura VII.3.4, percebe-se que os valores de fluxo térmico basal calculados pelo modelo de Royden e Keen são maiores entre as distâncias de 0 e 50 km. Na figura VII.4.2 é apresentada a distribuição de fluxo térmico no Recente para toda a seção. Nesta figura, apesar de não estar muito claro, devido à dimensão da linha, é possível identificar diferenças no fluxo térmico, principalmente na parte proximal.

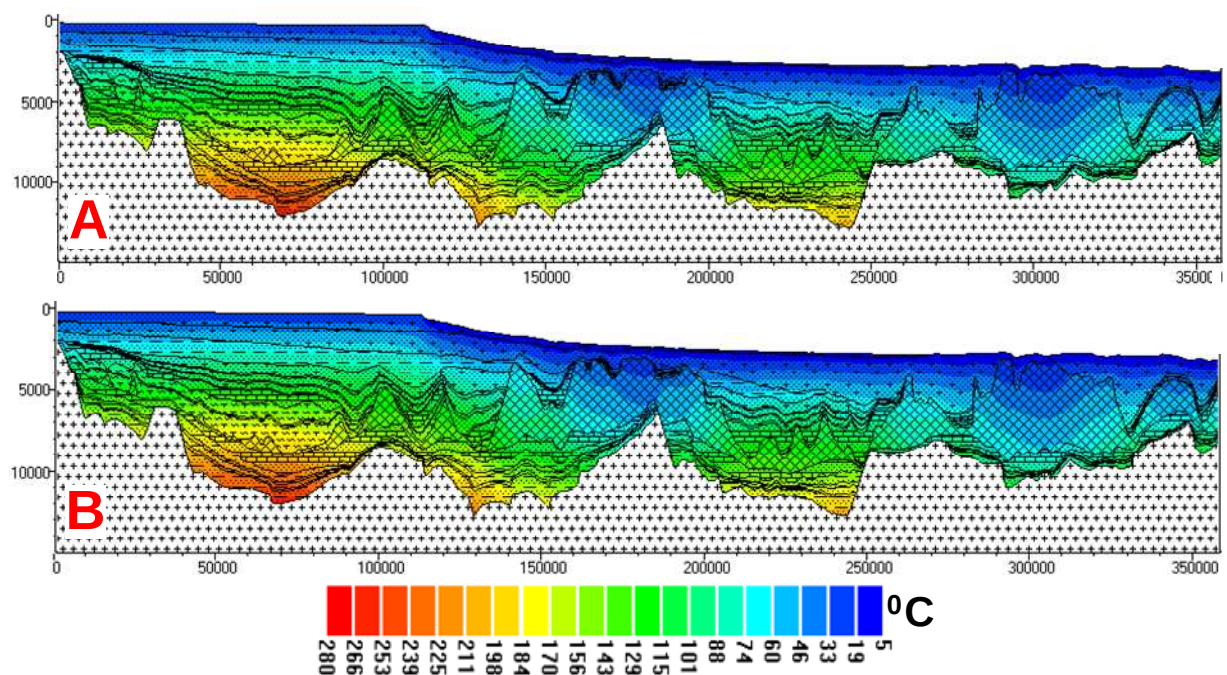


Figura VII.4.1. Comparação da distribuição de temperatura no presente. Pode-se observar que não há grandes diferenças de distribuição térmica no presente comparando o modelo de McKenzie (A) e Royden e Keen (B). A temperatura do modelo em (A) é em média 3 °C menor que (B). E.V=5x.

Fazendo-se o uso do zoom nesta área (Fig. VII.4.3), nota-se grandes

diferenças do fluxo térmico em 68 Ma. Considerando o modelo de Mckenzie a área entre os GP 0 e 70 é praticamente representada pela cor azul, cujo fluxo térmico varia entre 30 e 50 mW/m^2 , sem considerar os diápiros. Na mesma área, o modelo de Royden e Keen mostra que o fluxo térmico varia entre 30 e 62 mW/m^2 , predominando as cores verdes e azuis. A mesma comparação pode ser feita entre os GP 90 e 220.

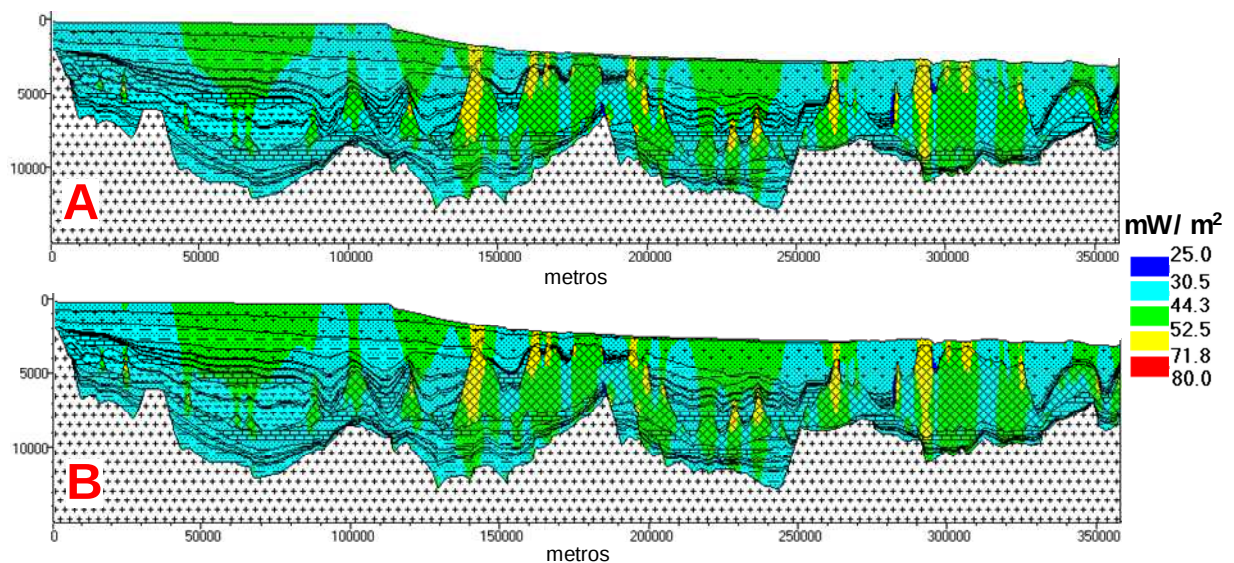


Figura VII.4.2. Comparação da distribuição de fluxo térmico no presente. Observa-se na parte proximal, entre as distâncias de 3000 e 11000 metros, que o fluxo térmico no modelo de Mckenzie (A) é menor do que no modelo de Royden e Keen (B). E.V=5x.

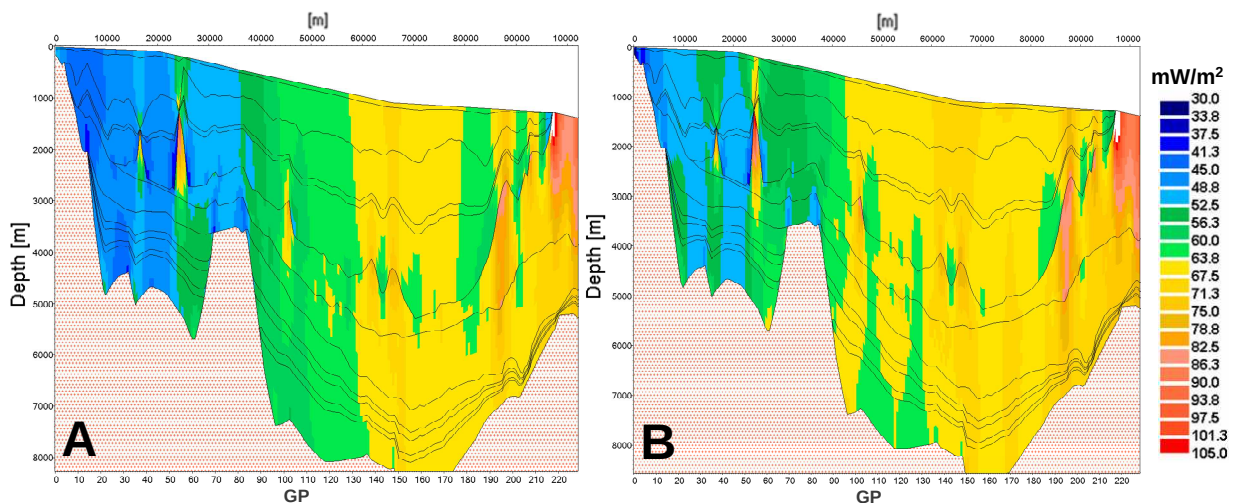


Figura VII.4.3. Comparação em detalhe da distribuição de fluxo térmico ao final do Maastrichtiano (68

Ma). Reparando a distribuição das cores azuis, é possível observar que o fluxo térmico no modelo de Mckenzie (A) é menor do que no modelo de Royden e Keen (B). E.V=10x.

Os valores de fluxo térmico calculado na superfície, em diferentes tempos geológicos, embora altos, estão condizentes com o fluxo térmico medidos em diversos ambientes tectônicos relacionados a uma Margem Rifteada (*rifted margin*).

Desta forma, foram comparados os valores de fluxo térmico calculados no estágio sag [113 Ma] e no Recente [0 Ma] (Fig. VII.4.4), com informações de fluxo térmico do Mar Vermelho e de Margens Rifteadas, respectivamente. Allen e Allen (2005) fazem um compendio de medidas de fluxo térmico em diversos ambientes tectônicos, onde mostra que no Mar Vermelho os valores de fluxo térmico estão por volta de 125 mW/m^2 , podendo ser ainda maiores. Em margens passivas os valores de fluxo térmico estão entre 45 e 60 mW/m^2 .

Ainda sim, os valores na parte distal [após as distâncias de 250 km] da figura VII.4.4-A estão relativamente altos. Isso poderia estar indicando que nestas áreas haveria a implantação de uma crosta oceânica incipiente que não foi contemplada pelo limite proposto do Severino et al. (1993) (Fig. I.1). Essa constatação baseia-se nos dados de fluxo térmico medidos em cadeias oceânicas que são maiores que 140 mW/m^2 (Allen & Allen, 2005). Outro indicativo da possibilidade da existência de uma cadeia oceânica e intenso vulcanismo, baseia-se nos fatores de estiramento calculado nesta área que são elevados [maiores que 7], como comentados anteriormente (Fig. VII.3.2).

Meisling et al. (2001) argumentam com base em nas anomalias gravimétricas positivas que nesta área haveria um centro de espalhamento oceânico abortado, chamado de Cadeia Avedis (Demercian, 1996). Demercian (1996) interpretou essa área como um alto do pré-sal indicando que poderia haver um embasamento vulcânico, contudo, não foi possível identificar esse embasamento na seção sísmica interpretada, devido sua qualidade.

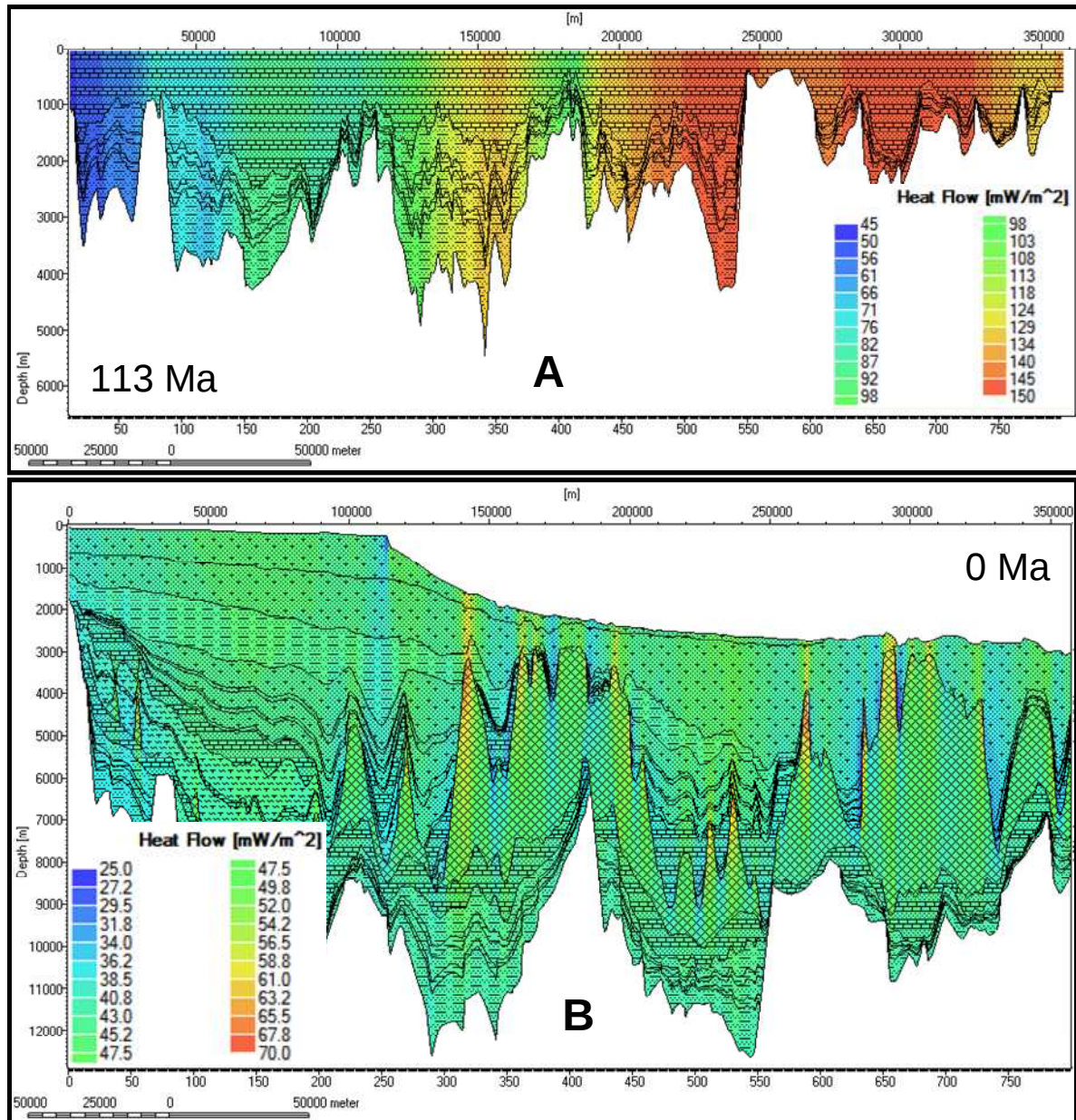


Figura VII.4.4. Fluxo térmico calculado. A figura mostra (A) o fluxo térmico em 113 Ma e (B) em 0 Ma. Observando o fluxo térmico próximo a superfície, nota-se que está dentro da faixa dos dados medidos para o Mar Vermelho (125 mW/m²) e para Margens Passivas (45-60 mW/m²).

VII.5. INFLUÊNCIA DO SAL NO CAMPO TÉRMICO

Devido às diferentes condutividades térmicas [K], as rochas exercem importante influência no controle do fluxo térmico em uma bacia sedimentar. A condutividade térmica é uma propriedade petrofísica que varia com a temperatura e depende da constituição mineralógica das rochas (Allen e Allen, 2005). Rochas siliciclásticas têm condutividades térmicas que variam em torno de 3 W/m/K, enquanto rochas carbonáticas variam em torno de 4 W/m/K [valor alto influenciado pela dolomita]. No entanto, o que mais chama atenção neste aspecto são as rochas evaporíticas, principalmente a halita e anidrita, cujas condutividades térmicas variam em média entre 5 e 7 W/m/K (Fig. VII.5.1).

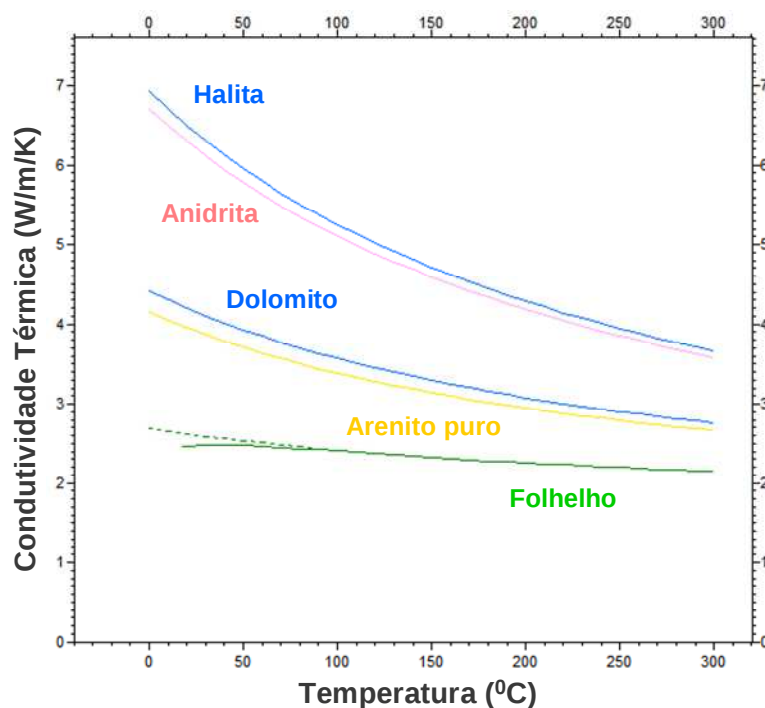


Figura VII.5.1. Condutividades térmicas. O gráfico mostra a variação das condutividades com a temperatura. De forma geral, quanto maior a temperatura menor a condutividade térmica. Existem dois extremos, um inferior marcado por folhelho e outro superior, marcado pela halita. Valores retirados do banco de dados do *software* Petromod®.

Por conta da alta condutividade térmica dos evaporitos, o fluxo de calor

abaixo do sal, dentro da camada de sal [diápiros, almofadas, etc.] e no contato dos diápiros com as rochas subjacentes é maior, enquanto que nas laterais das estruturas de sal, o fluxo é menor (Fig. VII.5.2, VII.4.2 e VII.4.3). Como esta rocha é mais condutiva, todo o calor oriundo do topo do embasamento se propaga em direção as estruturas de sal. Este fenômeno fica mais fácil de entender quando a equação da Lei de Fourier (Eq. IV.6) é analisada, mostrando que o fluxo de calor depende do gradiente geotérmico e da condutividade térmica.

É possível observar na figura VII.5.2 que entre os domos há uma tendência do fluxo ser menor, já que todo o calor é conduzido para os diápiros. No entanto, em relação à temperatura, o sal causa um efeito de decaimento das isotermas em sua direção, como pode ser visto na figura VII.5.3. No horizonte da base do sal, a temperatura é menor nas zonas de diápiros, enquanto que fora destas zonas acontece o inverso. A temperatura também diminui em direção as laterais do diápiros, mais próximo à base, enquanto que nas porções superiores a temperatura aumenta, já que todo o fluxo de calor é conduzido para esta área (Beardsmore e Cull, 2001). O resultado das baixas temperaturas na seção pré-sal é o retardo do processo de geração, fazendo com que a rocha geradora permaneça por mais tempo na janela de óleo.

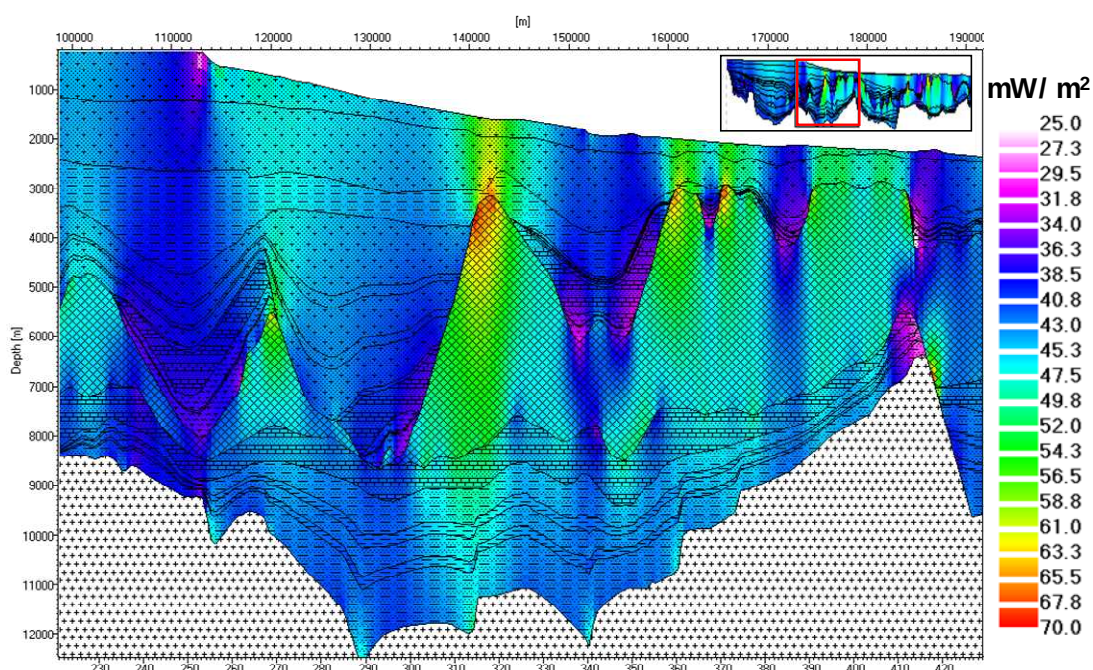


Figura VII.5.2. Influência do sal no fluxo térmico. A figura mostra o controle do sal na distribuição de fluxo térmico em parte da seção. E.V=5x.

Por isso, há ocorrência de óleo nas camadas do pré-sal da Bacia de Santos, pois apesar do espesso pacote de sal, sua alta condutividade térmica não permite que o calor fique armazenado nos estratos relacionados às rochas geradoras.

Esse efeito nem sempre é maléfico em termos exploratórios, pois a depender do sistema petrolífero em análise, este retardo pode beneficiar o seu *timing*.

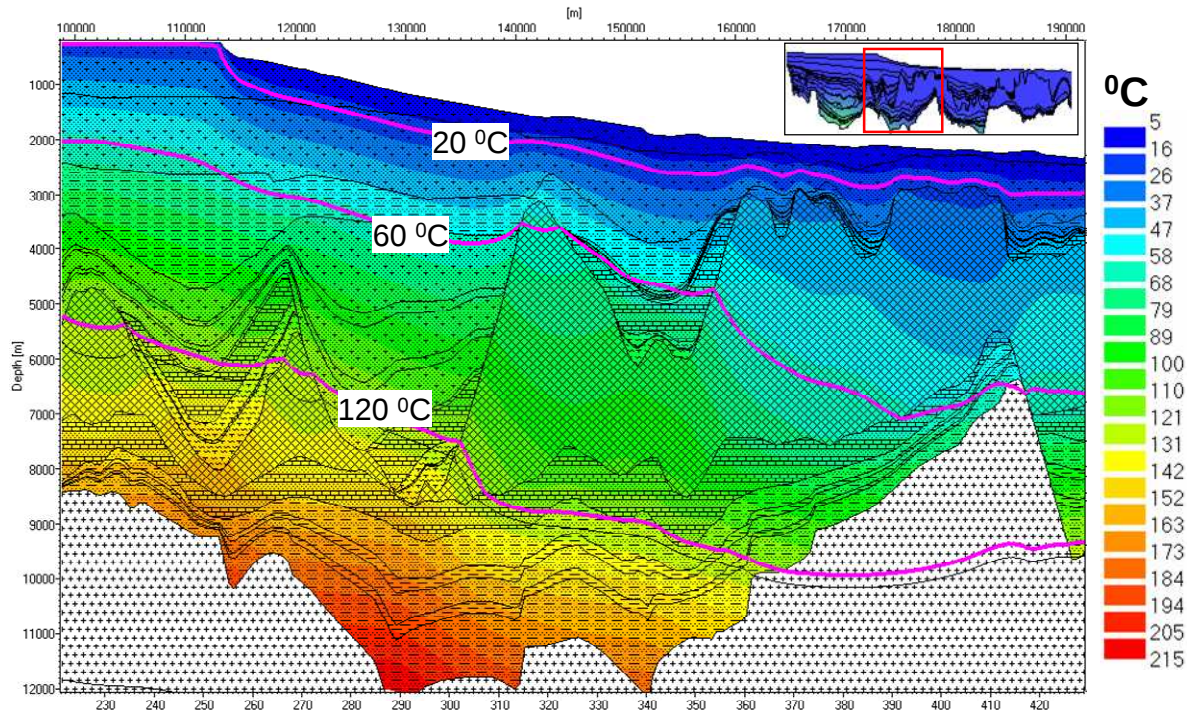


Figura VII.5.3. Influência do sal na distribuição de temperatura. A figura mostra o controle do sal na distribuição de temperatura em parte da seção. As curvas em roxo são isotermas de 20, 60 e 120 °C.

Acompanhando estas linhas, percebe-se que nas áreas das muralhas de sal, há um declínio de temperatura. E.V=5x.

Se a condutividade térmica da camada de sal fosse igual a do folhelho, as isotermas teriam uma distribuição mais horizontais ao longo da seção (Fig. VII.5.4) e a temperatura por exemplo, próximo a geradora, seria da ordem de 50 °C maior.

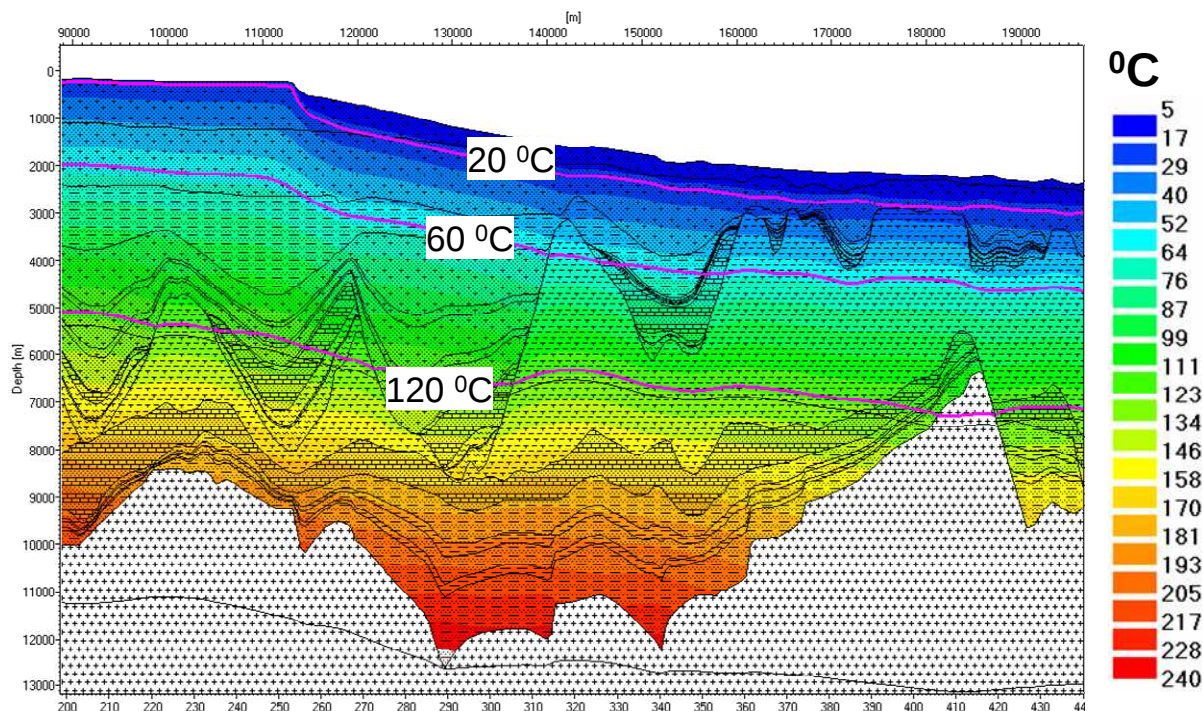


Figura VII.5.4. Simulação de mudança da condutividade térmica do sal para folhelho.

VII.6. INFLUÊNCIA TÉRMICA NA GERAÇÃO

VII.6.1. Cinética Química

O fluxo térmico exerce influência direta na distribuição de temperatura em bacias sedimentares. Dependendo da condutividade térmica das litologias e dos diferentes gradientes existentes nas bacias, as rochas fontes entrariam na janela de óleo ou gás. Na verdade, desde o início da geração de óleo até o final de geração de gás, existem uma série de componentes de hidrocarbonetos que são gerados a partir de bandas de energias de ativação específicas (Fig. VII.6.1), que por sua vez são controladas pelas diferentes faixas de temperatura (Fig. VII.6.2).

A figura VII.6.1, mostra as cinéticas químicas escolhidas para a simulação numérica 2D. Basicamente as cinéticas químicas irão reger as transformações do querogênio inicial para óleo e gás, que dependem da temperatura e de suas energias de ativações. As cinéticas utilizadas neste trabalho estão baseadas na publicação de Behar et al. (1997), onde esses autores submeteram rochas fontes com querogênio do Tipo I e Tipo II (Tissot e Welt, 1984) à pirólise e posteriormente

mediram as proporções de diversos componentes de hidrocarbonetos gerados (C1, C2-C5, C6-C14 e C15+). Estas cinéticas foram escolhidas por assemelharem-se às rochas fontes [ou geradoras] encontradas na seção rifte [Tipo I] e marinha [Tipo II] da Bacia de Santos. Pode-se observar na figura VII.6.1 que a geradora lacustre tem praticamente uma banda de energia de ativação [típico de querogênio Tipo I], que fica por volta de 54 kcal/mol, enquanto que a geradora marinha tem energias de ativações mais distribuídas [típico de querogênio Tipo II], com as maiores freqüências entre 50 e 54 kcal/mol.

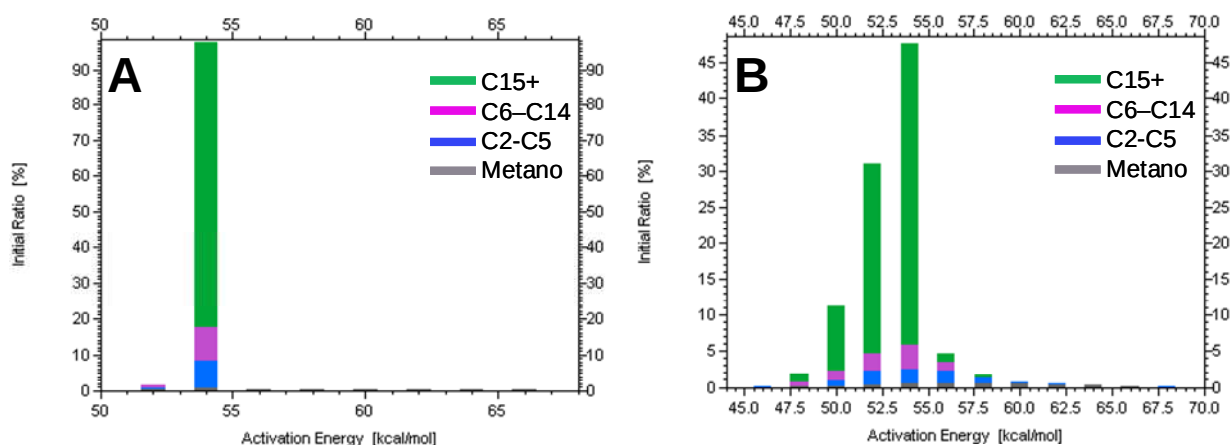


Figura VII.6.1. Energia de ativação para cinéticas de craqueamento primário. Os gráficos mostram a distribuição das energias de ativação e a porcentagem dos compostos gerados para a geradora lacustre (A) e marinha (B). (Modificado de Behar et al., 1997).

Na figura VII.6.2, observa-se a taxa de geração para as duas rochas geradoras, onde a taxa de aquecimento para a geradora lacustre é de 3,9 °C/My e para a geradora marinha, 5,4 °C/My. Estas taxas de aquecimento são calculadas a partir da idade em que a rocha geradora foi depositada, no caso da rocha geradora lacustre, 122 Ma, e da marinha, 88 Ma. Esta taxa de aquecimento é importante para uma avaliação inicial do comportamento da geração com o tempo (Tissot e Welt, 1884), onde a taxa de aquecimento constante “neutraliza” os efeitos das variações de temperatura, bem como do soterramento. Contudo, esta taxa de aquecimento constante não existe nos resultados das simulações numéricas deste trabalho, onde a variação do fluxo térmico [dada pelos modelos termomecânicos] e a história de

soterramento geram diferentes taxas de aquecimento nas rochas geradoras ao longo do tempo geológico, de acordo com o que se observa na natureza.

Como comentado a cima, é importante ter uma idéia inicial de qual a faixa de temperatura as rochas fontes estariam gerando. Aplicando as taxas constantes de aquecimento observa-se que a geradora lacustre tem faixa de temperatura reduzida se comparada com a marinha, da mesma forma que as energias de ativação. Utilizando estas cinéticas químicas (Behar et al., 1997), percebe-se que para a geradora lacustre, o início da geração se daria por volta de 115 °C, ao passo que a geração marinha se daria por volta de 90 °C.

Em relação à geração de gás [C1-C4], é importante ressaltar que apesar deste estar sendo gerado junto com óleo, esta fração é muito pequena. Grande parte do gás é formado por craqueamento secundário dentro da rocha geradora, ou seja, após temperaturas maiores a 150 °C os componentes mais pesados do petróleo, que ficam retidos na rocha geradora, são craqueados e transformados em gás. Por isso, na figura VII.6.2 a taxa de geração de gás [ex. metano] é bem pequena, pois esta reflete apenas o craqueamento primário. Neste trabalho foi considerado que 90% das frações pesadas [C15+] ficariam retidas na rocha geradora, e a depender da cinética de craqueamento secundário (Fig. VII.6.3) estes compostos seriam craqueados de acordo com o seguinte esquema: 22% seria transformado em metano, 15% seria transformado em C2-C5 e 63% seria transformado em C6-C14.

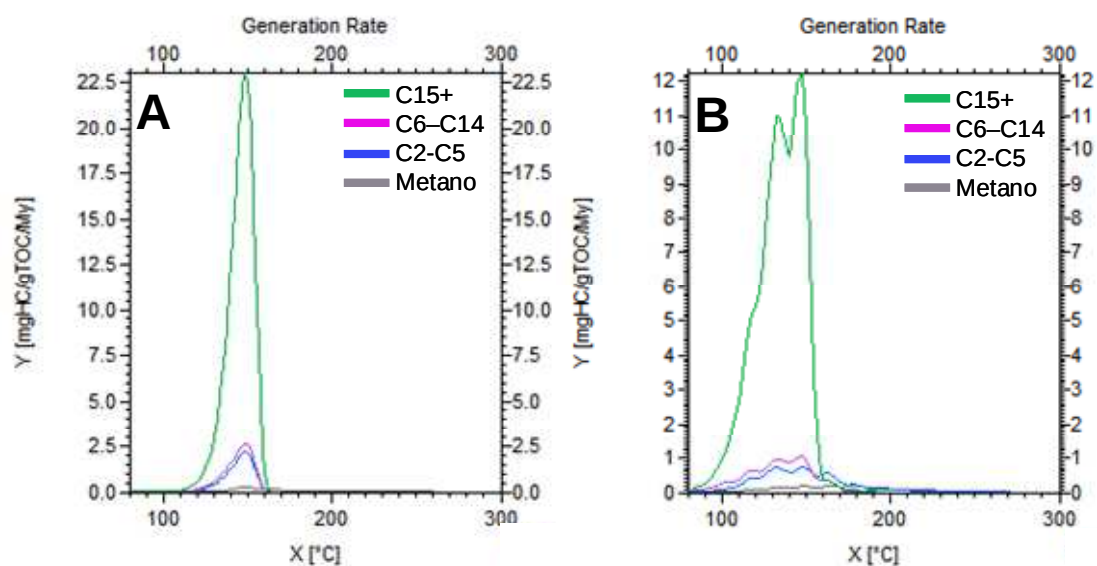


Figura VII.6.2. Taxa de geração. Os gráficos mostram o controle da temperatura na taxa de geração dos compostos, para a geradora lacustre (A) e marinha (B).

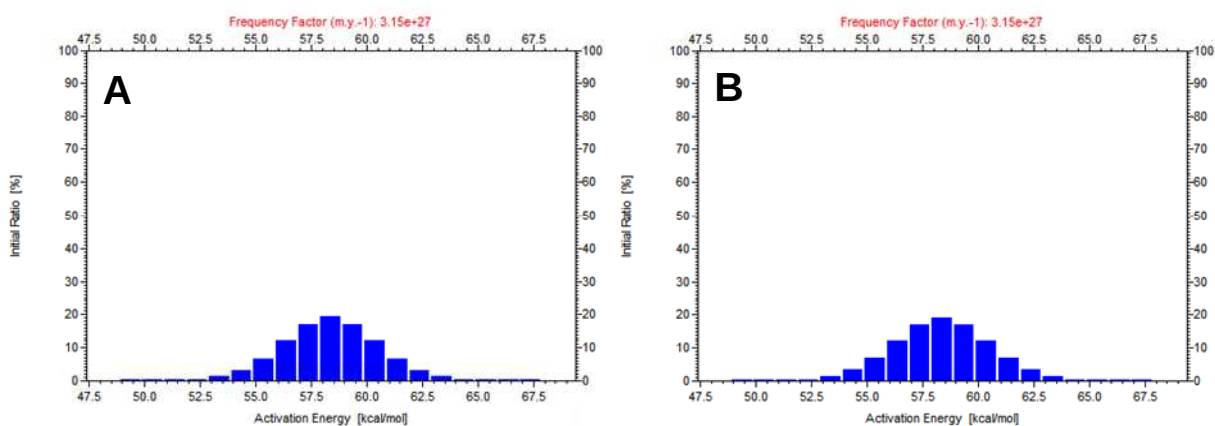


Figura VII.6.3. Energia de ativação para cinéticas de craqueamento secundário. Os gráficos mostram a distribuição das energias de ativação de craqueamento secundário para a rochas geradoras lacustre (A) e marinha (B). Quase não se nota a diferença entre as cinéticas, contudo, para a rocha geradora lacustre há uma frequência relativamente maior, por volta 58 kcal/mol. (Modificado de Pepper et al.,1995).

VII.6.2. INFLUÊNCIA DOS MODELOS TERMOMECÂNICOS NO SISTEMA PETROLÍFERO

A evolução térmica no decorrer do tempo geológico afeta diretamente a história de geração. Esse efeito é percebido nas altas taxas de geração ao longo do tempo, bem como nos volumes gerados, propagando-se na quantidade de hidrocarbonetos disponíveis para migração secundária, influenciando por fim, nas acumulações. Sendo assim, dependendo do modelo termomecânico utilizado, os processos de geração-migração-acumulação serão diferentes.

Os volumes gerados irão depender principalmente do potencial gerador, que pode ser facilmente encontrado multiplicando o COT pelo IH. Outros fatores também afetam este cálculo, como por exemplo a porosidade da rocha geradora (Tissot e Welt, 1984).

No entanto, destacar-se-á a influência da história térmica na geração de hidrocarbonetos, onde a depender do somatório de aquecimento que uma geradora é exposta, esse volume será variável. Demaison e Huizinga (1994) destacam que o fator de carga de um sistema petrolífero [quantidade petróleo gerado que está disponível para o trapeamento] é importantíssimo para que haja uma acumulação. Realmente, se um reservatório é submetido a uma considerável carga de petróleo, sua chance de ter grandes volumes será maior.

Neste aspecto, as figuras VII.6.4 e VII.6.5 mostram a influência de diferentes histórias de fluxo térmico, dada pelos modelos de McKenzie e de Royden e Keen, nos volumes gerados, retidos na rocha geradora, expelidos e acumulados. Teoricamente não seria possível o cálculo volumétrico, pois se está trabalhando com um modelo bidimensional (2D). Entretanto, o *software Petromod* faz uso de um artifício, considerando que a seção tem 1 km em sua direção perpendicular. Por isso os volumes mostrados, principalmente os acumulados, são de caráter mais ilustrativo que quantitativo, já que as estruturas não possuem um fechamento.

	Methane_Marinho	C2-C5_Marinho	C6-C14_Marinho	C15+_Marinho	Methane_Lacustre	C2-C5_Lacustre	C6-C14_Lacustre	C15+_Lacustre	Sum
Turoniano-SR	0.00959904	0.041986	0.0791671	0.531531	3.91246e-09	2.66735e-09	1.12025e-08	-2.54029e-08	0.662281
Jiquia-SR	0	0	0	0	1.57032	1.95336	4.62032	3.69537	11.8394
Buracica-SR	0	0	0	0	1.7004	1.97239	4.7208	2.95157	11.3452
Sum Generated	0.00959904	0.041986	0.0791671	0.531531	3.27072	3.92575	9.34114	6.64694	23.8468
Turoniano-SR	0.00505991	0.023538	0.0467921	0.479757	0.000243423	0.000619046	0.00133537	0.00097369	0.558318
Jiquia-SR	0	0	0	0	0.0857486	0.0768444	0.211061	1.04817	1.42183
Buracica-SR	0	0	0	0	0.0675684	0.0470327	0.146557	0.693036	0.954195
Sum Accumulated in Source	0.00505991	0.023538	0.0467921	0.479757	0.15356	0.124496	0.358953	1.74219	2.93434
Turoniano-SR	0.00453913	0.018448	0.032375	0.0517742	-0.000243419	-0.000619043	-0.00133535	-0.000973716	0.103965
Jiquia-SR	0	0	0	0	1.48457	1.87651	4.40926	2.64719	10.4175
Buracica-SR	0	0	0	0	1.63283	1.92536	4.57425	2.25854	10.391
Sum Expelled	0.00453913	0.018448	0.032375	0.0517742	3.11716	3.80125	8.98216	4.90476	20.9125
Turon-Maast_4-RES	1.39296e-05	6.0803e-05	0.000102852	0.000164012	0.00086036	0.000757487	0.00177924	2.82867e-05	0.00376697
Turon-Maast_2-RES	0.000830779	0.00349538	0.00577841	0.00951677	0.00321717	0.00326025	0.00796569	0.000722348	0.0347868
Albiano_A-RES	0	0	0	0	0.035511	0.0345777	0.0859688	0.00847894	0.164537
Sum Accumulated in Reservoir	0.000844709	0.00355619	0.00588126	0.00968079	0.0395885	0.0385955	0.0957135	0.00922959	0.20309

Figura VII.6.4. Volumes gerados, retidos e acumulados para o modelo de Mckenzie. Unidades em bilhões de barris (Bibbls). Para o cálculo do volume foi considerado uma densidade de 800 kg/m³ para o óleo e 0,81 kg/m³ para o gás.

	Methane_Marinho	C2-C5_Marinho	C6-C14_Marinho	C15+_Marinho	Methane_Lacustre	C2-C5_Lacustre	C6-C14_Lacustre	C15+_Lacustre	Sum
Turoniano-SR	0.00960723	0.0377917	0.0687774	0.473946	5.25199e-10	3.58011e-10	1.50339e-09	-3.40942e-09	0.590122
Jiquia-SR	0	0	0	0	1.74487	2.13711	5.07422	3.83453	12.7908
Buracica-SR	0	0	0	0	1.87462	2.1423	5.14828	2.987	12.1522
Sum Generated	0.00960723	0.0377917	0.0687774	0.473946	3.61948	4.27941	10.2225	6.82153	25.5331
Turoniano-SR	0.00476884	0.0216974	0.0400516	0.437679	0.000249918	0.00067447	0.00164704	0.000972987	0.507741
Jiquia-SR	0	0	0	0	0.0903718	0.0743858	0.214332	1.04095	1.42004
Buracica-SR	0	0	0	0	0.0601709	0.0398055	0.128041	0.563852	0.791872
Sum Accumulated in Source	0.00476884	0.0216974	0.0400516	0.437679	0.150792	0.114866	0.344019	1.60578	2.71966
Turoniano-SR	0.00483839	0.0160944	0.0287259	0.0362669	-0.000249917	-0.00067447	-0.00164704	-0.000972994	0.0823814
Jiquia-SR	0	0	0	0	1.6545	2.06272	4.85988	2.79358	11.3707
Buracica-SR	0	0	0	0	1.81444	2.10249	5.02024	2.42315	11.3603
Sum Expelled	0.00483839	0.0160944	0.0287259	0.0362669	3.4687	4.16454	9.87849	5.21575	22.8134
Turon-Maast_4-RES	1.41331e-07	6.53629e-07	1.41574e-06	0	0.000632656	0.000542615	0.00124942	5.7073e-06	0.00243262
Turon-Maast_2-RES	0.00120477	0.0041284	0.00722157	0.01148	0.00436493	0.00456786	0.0116966	0.000437761	0.045102
Albiano_A-RES	0	0	0	0	0.0337301	0.0363295	0.0861259	0.0103706	0.166556
Sum Accumulated in Reservoir	0.00120492	0.00412906	0.00722295	0.01148	0.0387277	0.04144	0.0990722	0.0108141	0.214091

Figura VII.6.5. Volumes gerados, retidos e acumulados para o modelo de Royden e Keen. Unidades em bilhões de barris (Bibbls). Para o cálculo do volume foi considerado uma densidade de 800 kg/m³ para o óleo e 0,81 kg/m³ para o gás.

Na figura VII.6.4 o volume total gerado é da ordem de 23,04 Bibbls, enquanto que na figura VII.6.5 esse volume está por volta de 25,5 Bibbls, ocasionando uma diferença de 2,5 Bibbls. Já em relação às acumulações, que ocorrem principalmente no Albiano, os volumes somam 203 MMbbls na figura VII.6.4 e 214 MMbbls na figura VII.6.5.

Na figura VII.6.6 pode-se observar o controle dos modelos na geração, neste caso ilustrado pela taxa de transformação (%TT). Além da história térmica dada pelos modelos afetarem espacialmente a geração, eles também irão afeta-la temporalmente, já que imprimem diferentes taxas de aquecimento nas rochas fontes

como explicado na seção anterior.

Na figura VII.6.6 observa-se a diferença entre os modelos, onde em 98 Ma as rochas fontes estão transformando o querogênio em hidrocarboneto. Nesta figura observa-se que no modelo de Mckenzie (A) a geração é relativamente atrasada se comparada ao modelo de Royden e Keen (B).

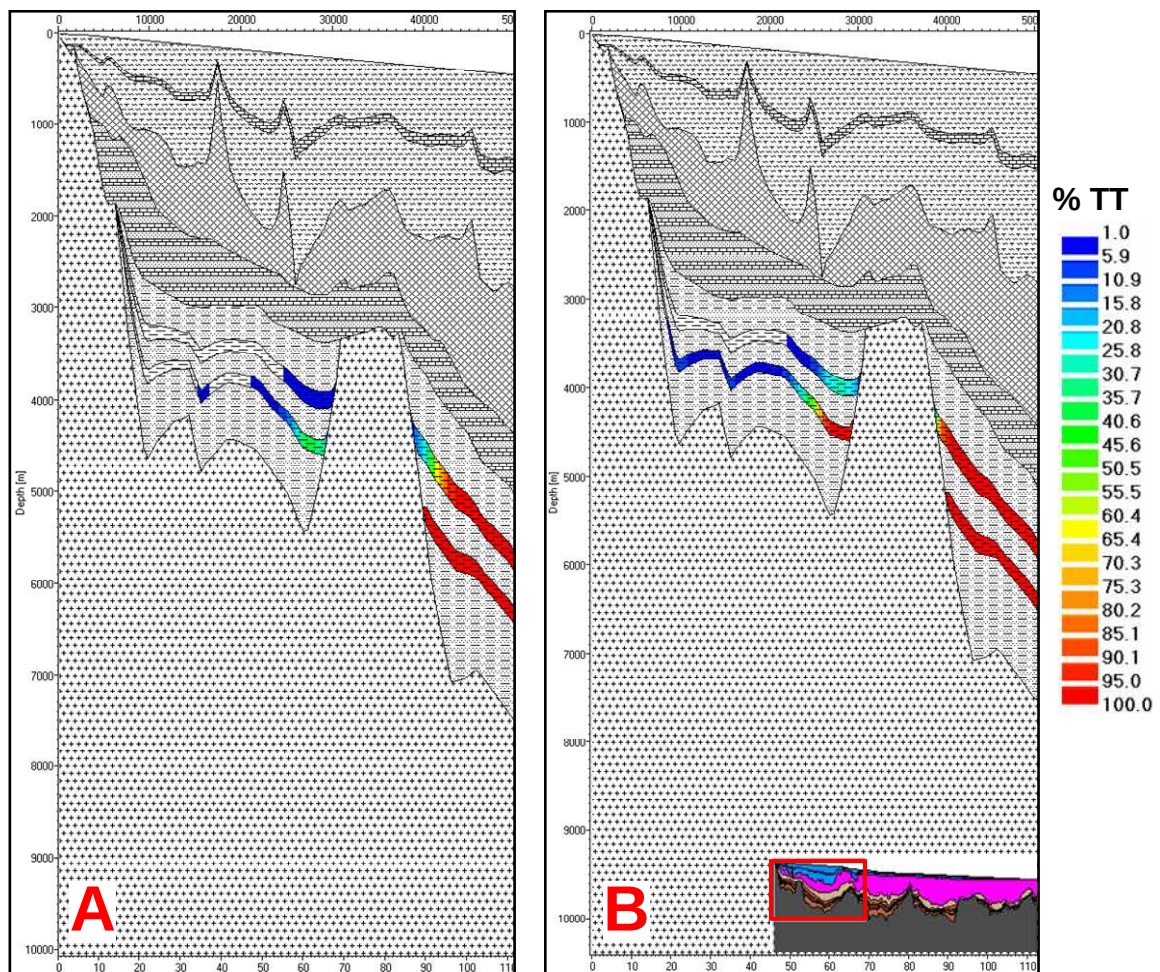


Figura VII.6.6. Taxa de Transformação (%TT). A taxa de transformação expressa a transformação do querogênio e betumem para petróleo e gás. A figura mostra a TT há 98 Ma comparando os modelos de Mckenzie (A) e de Royden e Keen (B). No gráben à esquerda, a TT para o modelo de Mckenzie (A) apresenta valores entre 5% e 30%, enquanto que para o modelo de Royden e Keen (B), a TT chega a atingir 95%.

VII.7 CONTROLE DA SEQUÊNCIA EVAPORÍTICA NA MIGRAÇÃO E ACUMULAÇÃO

Nos Capítulos II e VI foram discutidos a importância de se trabalhar com reconstituições estruturais e não assumir apenas o efeito de *backstripping* nas modelagens de sistemas petrolíferos. Isso é reforçado pela complexidade da movimentação do sal ao longo do tempo, controlando em parte todos os processos do sistema petrolífero. Enquanto no item VII.5 foi mencionado a influência dos evaporitos na geração, aqui será exemplificado o controle da sequência evaporítica, bem como da halocinese, nas rotas de migração e posterior acumulação.

A migração discutida neste item, refere-se àquela que atua após a fuga de todo hidrocarboneto da rocha geradora, também conhecida como migração secundária.

A migração secundária depende de duas forças principais, uma que direciona o hidrocarboneto para zonas de menor pressão, chamada de flutuação [do termo em inglês, *buoyancy*]; e outra que atua restringindo esta migração, sendo a mais importante, a chamada pressão capilar (Allen e Allen, 2005).

A força de flutuação (Eq.VII.2) é controlada principalmente pela diferença de densidade entre os hidrocarbonetos [óleo ou gás] e a água que está contida dentro dos poros das camadas rochosas, bem como o gradiente de pressão de poros. Já a pressão capilar (Eq. VII.3), está basicamente em função do tamanho dos poros das rochas.

Como estas forças atuam em sentido contrário, pode-se concluir que se a pressão de flutuação for maior que a pressão capilar, a migração irá ocorrer. Caso contrário, se a pressão capilar for maior que a pressão de flutuação, haverá o trapeamento.

$$\Delta P = Y_p g (\rho_w - \rho_p)$$

Equação VII.2. Pressão de flutuação. A equação permite calcular a pressão devido à diferença da densidade entre a água e o petróleo. Y_p é a coluna de petróleo em metros, g é a aceleração da gravidade em m/s^2 , ρ_p é a densidade média do petróleo e ρ_w a densidade da água,

ambas em kg/m³.

$$P_c = \frac{2\gamma_{ow}}{R}$$

Equação VII.3. Pressão capilar. A equação mostra a aproximação do cálculo da pressão capilar das rochas. γ_{ow} é a tensão superficial óleo-água e R é o raio do poro.

Neste contexto, a seqüência evaporítica constitui-se em um ótimo selo, isso porque os sais que a compõe não têm porosidade e não se fraturam. A anidrita é uma exceção, pois pode fraturar-se, contudo, a altas temperaturas este mineral tende a se tornar mais dúctil e este fraturamento ser menos intenso (Allen e Allen, 2005). De toda forma, como a seqüência evaporítica é composta principalmente de halita, em regra geral a seqüência evaporítica comporta-se como um selo perfeito. Exemplos disso são os campos gigantes de Ghawar na Arábia Saudita e as recentes descobertas do pré-sal da Bacia de Santos, onde a contínua seqüência evaporítica possibilitou a retenção de grandes volumes de óleo e gás. Como comentado acima, isso se deve a pressão capilar [dada pela ausência de porosidade dos sais] ser muito maior que a pressão de flutuação.

Por isso a movimentação do sal ao longo do tempo geológico constitui-se em um importante objeto de estudo, onde grandes acumulações de petróleo vão depender da sua movimentação [halocinese]. Em certos casos a halocinese ocasionará em janelas de sal que permitirão a migração de petróleo, das seqüências pré-sal para a seqüência pós-sal, em outros casos irá acarretar na permanência de hidrocarbonetos em estrutural do pré-sal trapeadas pela seqüência evaporítica. Ambos os casos serão discutidos a seguir.

A figura VII.7.1 mostra a parte proximal da seção modelada em que as janelas de sal não estavam formadas. Nesta idade [88 Ma], todo o petróleo gerado da seqüência rifte ficou aprisionado na seção pré-sal, podendo-se observar o fluxo *up dip* na base do sal, onde grande parte do petróleo está migrando para as laterais da seção, representado pelos vetores de migração.

Como comentado anteriormente, a reconstrução estrutural leva a crer que

grande parte das janelas de sal estava formada por volta de 68 Ma, controlado principalmente pelo peso sedimentar da progradação Juréia. Nesta idade, parte do petróleo gerado migrou através dessas janelas em direção as seqüências pós-sal. Como exemplo, a figura VII.7.2 mostra a migração de hidrocarbonetos, há 45 Ma, em direção aos reservatórios do Albiano [fina camada em azul claro], localizada na parte proximal da seção. Esta figura deixa clara a influência da halocinese no controle da migração secundária de petróleo, onde após a formação das janelas de sal, todo petróleo antes trapeado pela seqüência evaporítica, bem como o petróleo gerado neste intervalo de tempo, migra para a seqüência pós-sal. A eficiência da migração de hidrocarbonetos da seção pré-sal para a pós-sal, na idade da formação de janelas, é observada comparando os valores de pressão capilar do sal [maior que 23 MPa] com as pressões capilares das rochas ao seu redor [que estão por volta de 0,9 MPa]. Como a pressão de flutuação não excede a pressão capilar do sal, não há migração enquanto as janelas estão fechadas (Fig. VII.7.1), no entanto a migração ocorre quando as janelas são abertas e a pressão de flutuação [por volta de 1 MPa] excede o valor da pressão capilar das rochas da seqüência do Albiano [por volta de 0,9 MPa].

Nesta figura, também é possível observar a migração pelo flanco dos diápiros de sal. Esta migração dar-se devido a pressão capilar do sal ser alta [maior que 23 MPa], impedindo que aconteça o fluxo lateral de hidrocarboneto.

A figura VII.7.3 exemplifica a situação contrária a anterior, onde pode-se observar que na seqüência sag [sem contar com a seqüência evaporítica] a saturação de petróleo é altíssima, já que existe uma estrutura pré-sal selada pela seqüência evaporítica. Esta figura mostra a saturação de petróleo em porcentagem, indicando que ainda no presente [no instante de tempo de 0 Ma] o processo de migração ainda está ativo, onde percebe-se a migração de petróleo das rochas geradoras do rifte para a seqüência sag. Nota-se também nesta figura que como o petróleo não tem por onde escapar, devido à espessa camada de sal, grandes acumulações podem ser encontradas nas estruturas pré-sal, cujas geometrias se assemelham a antiformais.

É importante lembrar que as análises apresentadas aqui, estão baseadas em uma modelagem 2D. A possível ocorrência de grandes acumulações de hidrocarbonetos indicadas aqui, necessitariam de uma avaliação da real possibilidade de ocorrência de rochas reservatórios, bem como do fechamento

estrutural, que deve ser analisado em três dimensões. Contudo, estes resultados, já são indicativos da possibilidade da ocorrência dos processos do sistema petrolífero na seção modelada.

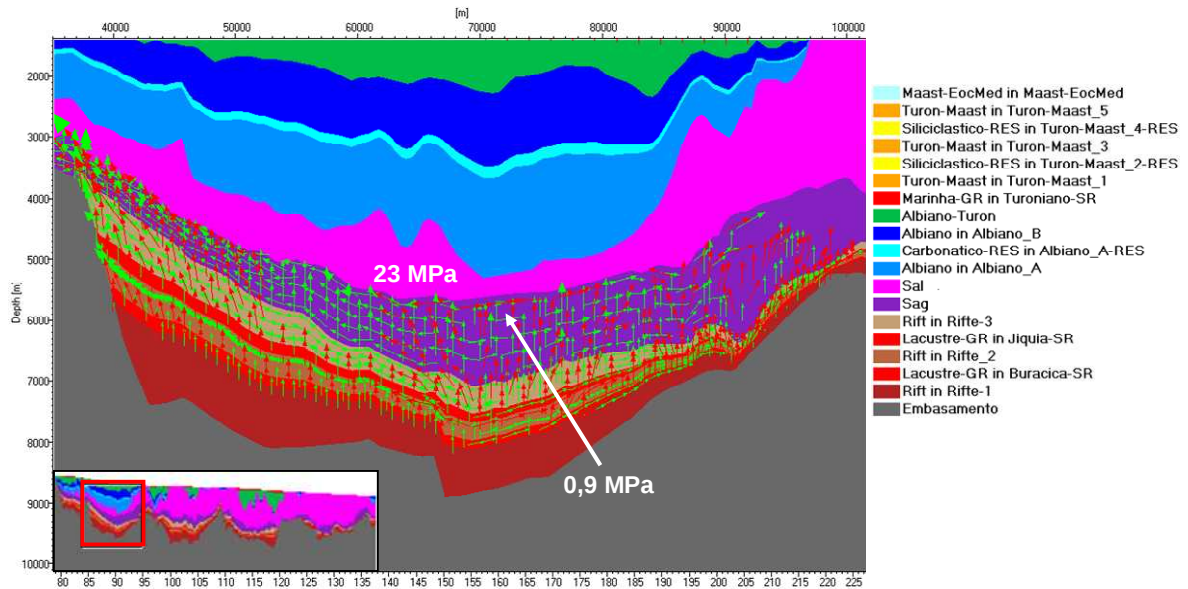


Figura VII.7.1. Janelas de sal fechadas. A figura mostra o fluxo *up dip* quando as janelas estão fechadas. Os vetores verdes indicam fluxo de óleo, enquanto os vermelhos de gás. Observa-se que a pressão capilar do sal [por volta de 23 MPa] é maior que a força de flutuação [que está por volta de 0,9 MPa], impedindo o fluxo de HC da seção pré-sal para a pós-sal. Tempo em 88 Ma.

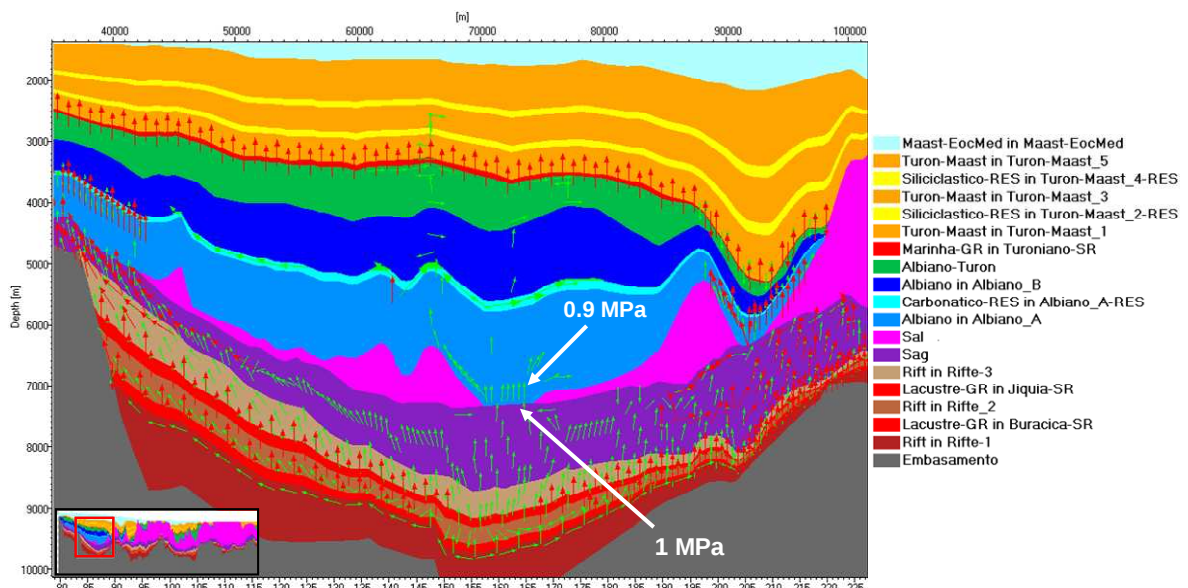


Figura VII.7.2. Janelas de sal abertas. A figura mostra o fluxo de hidrocarbonetos através das janelas

de sal, em 45 Ma. A migração na base do sal é preferencialmente *up dip*. Quando a frente de migração encontra as janelas, o fluxo predominante é vertical. A pressão de flutuação, que está por volta de 1 MPa, é maior que a pressão capilar das rochas do Albiano, que está por volta de 9 MPa.

Entre os GP 130 e 150 é possível observar uma acumulação nas estruturas dos reservatórios carbonáticos do Albiano (azul claro).

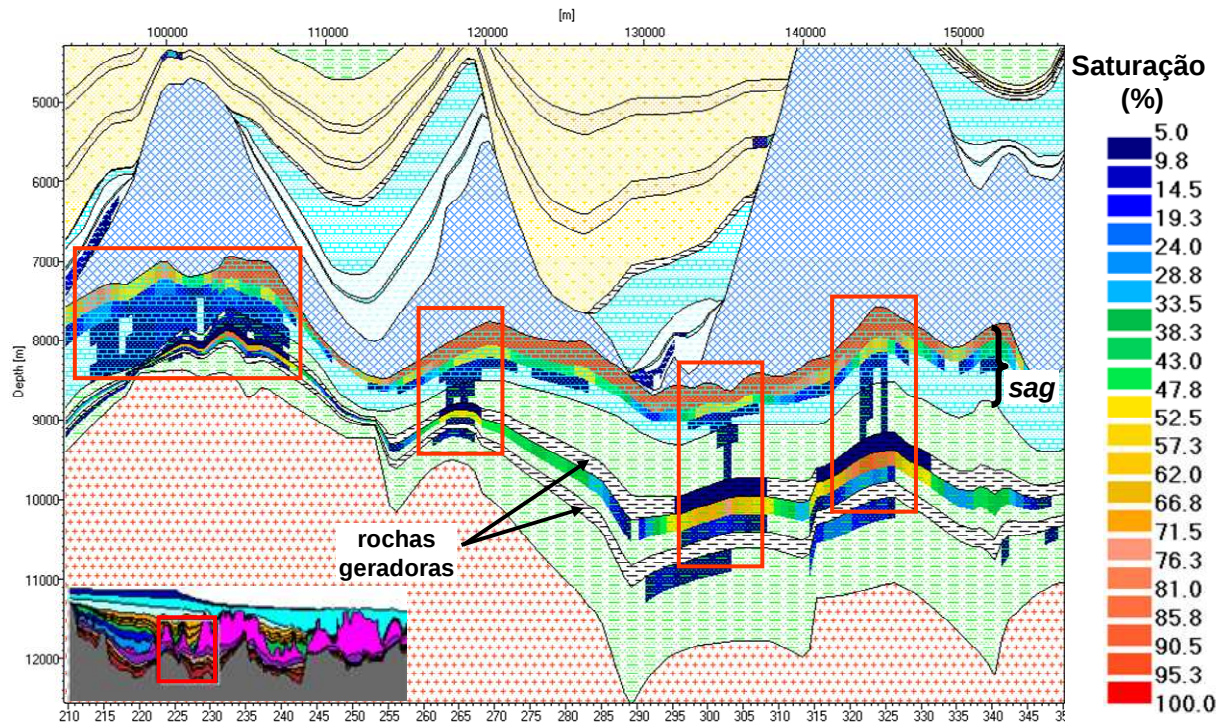


Figura VII.7.3. Saturação de petróleo. A saturação indica a porcentagem de petróleo nos poros das rochas. A figura mostra a saturação de petróleo na camada pré-sal, bem como o processo de migração ainda atuante. O espesso pacote de sal impossibilita a migração de petróleo para as camadas pós-sal. Os retângulos vermelhos destacam as áreas onde é possível observar a migração do petróleo das rochas geradoras do rifte para a seção sag. Tempo em 0Ma.

VIII. CONCLUSÕES

A interpretação da seção tipo possibilitou identificar algumas das principais feições na Bacia de Santos, tanto de caráter tectônico como estratigráfico. Dentre elas destacam-se: o Alto Externo Sul, alguns depocentros geradores, a progradação Juréia (Cretáceo Superior) e a área da grande muralha de sal da Bacia de Santos.

Outra feição analisada, que está próxima a linha sísmica interpretada, foi a Cadeia Vulcânica de Avedis. Na seção sísmica não se observou feições relacionadas a um embasamento vulcânico, contudo é possível que a baixa resolução sísmica na seção pré-sal tenha mascarado feições relacionadas a este vulcanismo. No entanto, os altos valores de estiramentos calculados neste trabalho apontam para uma área onde a crosta está extremamente afinada e que poderia estar associada a exumação mantélica.

Em relação ao mapeamento dos elementos do sistema petrolífero, a rocha geradora da Fm. Itajaí-Açu (Turoniano) é de fácil identificação na parte proximal, já que se tem uma boa correlação entre os dados de poços e os refletores sísmicos, permitindo uma boa amarração entre eles.

A reconstrução estrutural realizada permitiu identificar as possíveis paleogeometrias interpretadas na seção tipo. Esta reconstrução leva a crer que a formação do Alto Externo Sul sofreu influência de eventos anteriores ao processo de rifteamento e de formação do Oceano Atlântico, permanecendo assim como um alto estrutural durante a formação da Bacia de Santos, experimentando pouco estiramento crustal durante esta época.

Percebeu-se que, possivelmente, os altos estruturais do embasamento tenham exercido um controle na deposição do sal, formando sub-bacias evaporíticas na Bacia de Santos.

Com base na reconstrução estrutural interpreta-se que grande parte das janelas de sal tenham se formado entre 88 e 68 Ma, sendo influenciada principalmente pela frente de progradação da Fm. Juréia.

A configuração de plataforma, talude e bacia, típica de margem passiva, parece ter se instalado após o Turoniano.

Não se observa mudanças significativas na geometria da bacia ao final do Eoceno Médio. Inclusive, a movimentação de sal não foi tão intensa como nas

idades anteriores.

Os modelos termomecânicos de Mckenzie e de Royden e Keen apresentam resultados bem distintos, tanto em relação à subsidência, como fluxo térmico. O fato de se utilizar fatores de estiramento crustal e mantélico ao invés de apenas um fator litosférico, acarreta em diferentes curvas de subsidência e por consequência, distintas histórias de fluxo térmico.

Neste estudo pode-se notar a influência que o peso de sedimentos exerce na subsidência, principalmente relacionado à progradação Juréia, concluindo com isso que nem sempre áreas de grande espessura sedimentar sofrem grandes estiramentos crustais e mantélicos.

Analisando estes dois modelos, seria razoável pensar que o de Royden e Keen estaria correto, pois ao contrário de Mckenzie, elas consideram que a crosta e manto não se estiram uniformemente. No entanto, ao aumentar o estiramento do manto [β], para que as curvas de subsidência tectônica teórica e calculada se ajustem, pode-se gerar valores de fluxo térmico elevados, possivelmente irreais. Neste contexto, quando os fatores de estiramento são elevados [>6], o fluxo térmico é tão alto quanto de uma crosta oceânica em formação. Talvez, algumas condições iniciais dos modelos e alguns parâmetros petrofísicos, poderiam ser reavaliados para que os valores de fluxo sejam mais condizentes com os dados observados, tanto na crosta oceânica como na crosta continental.

Apesar dos possíveis problemas citados acima, o uso desses modelos geram histórias de fluxo térmico mais condizente comparado a uma evolução térmica constante para a Bacia de Santos, onde geralmente se aplica os valores médios do presente para todo o passado geológico.

Além do fluxo térmico basal, o sal exerceu influência marcante na distribuição térmica ao longo da seção modelada, com isso não podendo ser desconsiderado neste estudo. O sal, por apresentar alta condutividade térmica, direciona o fluxo térmico de forma extraordinária ao longo da seção sedimentar, afetando assim a geração de petróleo.

A aplicação do fluxo térmico basal na modelagem de sistemas petrolíferos mostra que a quantidade de petróleo gerado é relativamente menor para o modelo de Mckenzie se comparado ao de Royden & Keen. Isto também é observado na quantidade de HC acumulado nos reservatórios. A relação, HC gerado e acumulado, pode ser explicada pela quantidade de hidrocarboneto introduzido no sistema (carga

do sistema petrolífero), causando maior ou menor fluxo em direção aos reservatórios. Essa diferença foi notada principalmente na parte proximal da seção modelada, onde existem diferenças marcantes no fluxo térmico calculado para os dois modelos termomecânicos.

Os resultados da modelagem de sistemas petrolíferos mostraram como o processo de migração se dá ao longo da seção, bem como o controle do sal e da halocinese no controle das rotas migratórias. A migração dos hidrocarbonetos da seção pré-sal para a seção pós-sal é extremamente dependente da abertura de janelas de sal que se formam no decorrer do tempo geológico com a halocinese. Neste caso, observou-se que as janelas de sal já estavam formadas, em grande parte, em 68 Ma, influenciada diretamente pela progradação Juréia, como explicado acima.

A migração dentro da seqüência pós-sal [ou marinha] é predominantemente observada nas áreas com janelas de sal e nos flancos dos diápiros, onde nesta última a alta pressão capilar do sal [23 MPa], impede o fluxo lateral de petróleo.

A migração de hidrocarbonetos da rocha geradora até o reservatório é dada pelo “jogo” de forças entre a pressão de flutuação [ou *buoyancy*] e a pressão capilar. Sendo assim, o processo de migração através da coluna de sedimentos acontecerá quando a pressão de flutuação exceder a pressão capilar.

IX. REFERÊNCIAS

IX.1 OBRAS CONSULTADAS

ALLEN, Philip A.; ALLEN, John. R. *Basin Analysis – Principles and Applications*. 2 ed. Blackwell Publishing, 2005, 550 p.

BOYCE, W., E.; DIPRIMA, R., C.. *Equações Diferenciais Elementares e Problemas de Contorno*. 8 ed. Rio de Janeiro, LTC, 2006, 434 p.

DUARTE, O.O. *Dicionário enciclopédico inglês-português de geologia e geofísica*. Sociedade Brasileira de Geofísica - SBFG, 2003, 352 p.

PERREDON, A. *Géodynamique pétrolière et répartition des gisements d'hydrocarbures*. Paris, Masson-Elf Aquitaine, 1980, 381 p.

SPIEGEL, M. R. *Análise de Fourier*. São Paulo. Ed. McGraw-Hill do Brasil, 1976, 249p.

TURCOTTE, D.L.; SCHUBERT, G. *Geodynamics*. Cambridge, Cambridge University Press, 2002, 456 p.

WATTS, A.B. *Isostasy and flexure of the lithosphere*. Cambridge, Cambridge University Press, 2001, 458p.

IX.2 OBRAS CITADAS

AIRY, G.B. On the computation of the effect of the attraction of mountains masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. 145, p. 101-104, 1855.

ALLEN, Philip A.; ALLEN, John. R. *Basin Analysis – Principles and Applications*. 2 ed. Blackwell Publishing, 2005, 550 p.

ARAI, M. Geochemical Reconnaissance of the Mid-Cretaceous Anoxic Event in the Santos Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 18, p. 273-282, 1988.

ASMUS, H.E.; PORTO, R. Classificação das Bacias Sedimentares Brasileiras segundo a Tectônica de Placas. In: XXVI CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 26., 1972. Belém. *Anais*. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 67-90.

ASMUS, H.E. Controle Estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v.5, p. 160-175, 1975.

ATHY, L.F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *AAPG Bulletin*, v. 14(1), p. 1-24, 1930.

BEARDSMORE, G.R.; CULL, J.P. *Crustal Heat Flow – A Guide to Measurement and Modelling*. Cambridge University Press, 2001, 324 p.

BEHAR, F.; VANDENBROUCKE, M.; TANG, Y.; MARQUIS, F.; ESPITALIÉ, J. Thermal cracking of kerogen in open and closed systems: determination of kinetic parameters and stoichiometric coefficients for oil and gas generation. *Org. Geochem.*, 26, p. 312–339, 1997.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W.U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the eastern Brazilian continental margin. *Episodes, Journal of International Geoscience*, v.22, p.206-216, 1999.

CARDOSO, R.R., ALEXANDRINO, C.H., HAMZA, V.M. A Magma Accretion Model for the Formation of Oceanic Lithosphere and Implications for Global Heat Loss, Publicação aceita em *Earth and Planetary Science Letter*, 2008.

CARMINATTI, M.; BRENO, W.; GAMBOA L. New exploratory frontiers in Brazil. 19th World Petroleum Congress, Madrid, Spain, WPC Proceedings, 2008.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Coord s. Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. Petrobras, 1990.

COX, A. Plate tectonics and geomagnetic reversal. *W.H Freeman*, San Francisco, 1973.

Davis, M.; Kusznir, N. J. Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins. In: Karner, G. D. (ed.) *Proceedings of NSF Rifted Margins Theoretical Institute*. Columbia University Press, p. 92–136, 2004.

DEMAISON, G.; HUIZINGA, B.J. Genetic classification of petroleum systems. *AAPG Bulletin*, v.75, n.10, p. 1626-1643, 1991.

DEMAISON, G.; HUIZINGA, B.J. Genetic classification of petroleum systems using three factors: charge, migration and entrapment. Magoon, L.B.; Dow, W.G. (Eds). *The Petroleum System-from Source to Trap*, AAPG Memoir60, 1994.

DEMERCIAN, L. Santiago. *A halocinese na evolução do Sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior*. Porto Alegre, 1996. 201 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.

DIAS, J.L. *Análise sedimentológica e estratigráfica do andar alagoas em parte da margem leste do Brasil e no platô das Malvinas: considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul Meridional*. Porto Alegre, 1998. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.

DOW, W.G. Application of oil correlation and source rock data to exploration. In: Wilson 1978 basin. *AAPG Bulletin*, v.56, p.615, 1974.

FALVEY, D.,A. Development of continental margins in plate tectonic theory. *The APEA Journal.*, v. 14, n. 1, p. 95–106, 1974.

GOMES, P.O.; PARRY, J; MARTINS, W. The Outer High of the Santos Basin, Southern São Paulo Platô, Brazil: Tectonic. AAPG HEDBERG CONFERENCE. Hydrocarbon Habitat of Volcanic Rifted Passive Margins, 2002. Stavanger, Norway. p. 8-11.

HAMZA V.M., CARDOSO R.R., PONTE NETO C.F. Spherical harmonic analysis of Earth's conductive heat flow. *International Journal of Earth Sciences*, v. 97 (2), p. 205-226, 2008.

HEISKANEN, W.; VENING M. F.A. *The earth and its gravity field: McGraw-Hill Book Co.*, New York, 1958, 453 p.

HELLINGER, S. J.; SCLATER J. G. Some comments on two-layer extensional models for the evolution of sedimentary basins. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, Issue: B10, p. 8251-8269, 1983.

JARVIS, G. T.; MCKENZIE, D. P. Sedimentary Basin Formation with Finite Extension Rates. *Earth Planetary Science Letter*, v. 48, p. 42-52, 1980.

KARNER, G. D.; EGAN, S. S.; WEISSEL, J. K.. Modeling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brazil. *Tectonophysics*. v. 16, p. 744-754, 1992.

KUSZNIR, N. J.; KARNER G. D. Continental lithospheric thinning and breakup in response to upwelling divergent mantle flow: application to the Woodlark, Newfoundland and Iberia margins. In: KARNER, G. D., MANATSCHAL, G. & PINHEIRO, L. M. (eds) *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*. Geological Society, London, Special Publications, 282, p. 389–419, 2007.

KUSZNIR, N.J.; MARSDEN, G.; EGAN, S.S. A flexural-cantilever simple-shear/pure shear model of continental lithosphere extension: applications to the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea. In: Roberts, A. M., Yielding, G., Freeman, B. (Eds), *The Geometry of Normal Faults*, Geological Society. London., *Special Publications*, v.56, p. 41-60, 1991.

LE PICHON, X., FRANCHETEAU, J., BONNIN, J. Plate tectonics. *Elsevier*, New York, 1973.

MACEDO, J.M. Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Petrobras. Gabaglia, G.P.R.; Milani, E.J. (Coords), 1990.

MAGNAVITA, L. P.; DAVISON, I.; KUSZNIR, N. J. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, v.13, n.2, p.367-388, 1994.

MAGOON, L.B; DOW, W.G. The petroleum system. In: The Petroleum System- from source to trap. Magoon, L.B.; Dow, W.G. (Eds). *American Association Petroleum Geologist Memoir*, p. 3-24, 1994.

MAGOON, L.B; BEAUMONT, E.A. *Petroleum system*. Disponível em: <<http://www.searchanddiscovery.net/documents/beaumont02> >. Acesso em: 10 janeiro 2008.

MANATSCHAL, G.; BERNOULLI, D. Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present day Galicia and ancient Adria. *Tectonics*, v. 18, p. 1099–1119, 1999.

MANATSCHAL, G.; MÜNTENER, O.; LAVIER, L. L.; MINSHULL, T. A.; PÉRON-PINVIDIC, G. Observations from the Alpine Tethys and Iberia–Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup In: KARNER, G. D., MANATSCHAL, G. & PINHEIRO, L. M. (eds) *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*. Geological Society, London, Special Publications, 282, p. 289–322, 2007.

MCKENZIE, D.P. Some remarks on heat flow and gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, v. 72, p. 6261-6273, 1967.

MCKENZIE, D.P. Some Remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letter*, v.40, p.25-32, 1978.

MEISLING K.M; COBBOLD, P.R; MOUNT, V.S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, v. 85, p. 1903–1924, 2001.

MELLO, M. R.; TELNAES, N.; GAGLIANONE, P.C.; CHICARELLI, M.I.; BRASSELLI, S. C.; MAXWELL, J.R. Organic geochemical characterisation of depositional palaeoenvironments of source rocks and oils in Brazilian marginal basins. *Organic Geochemistry*, v. 13, Issues 1-3, p. 31-45, 1988.

MELLO, M.R., MAXWELL, J.R. Organic geochemical and biological marker characterization of source rocks and oils derived from lacustrine environments in the Brazilian continental margin In: *Lacustrine basin exploration – case studies and modern analogs: AAPG Memoir 50*. Katz, B.J (Ed), p. 77-99, 1990.

MILANI, E.J., BRANDÃO, J.A.S.L., ZALÁN, P.V., GAMBOA, L.A.P. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.18 n.3, 2000.

MOHRIAK, W.U.; RABELO, J.H.L. Sísmica profunda nas bacias marginais brasileiras: integração megaregional e resultados preliminares em Sergipe-Alagoas e Jacuípe. In: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 2., 1994, Rio de Janeiro. *Trabalhos técnicos ...* Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1994. p. 246-251.

MOHRIAK, W.U.; RABELO, J.H.L.; MATOS, R.D.; BARROS, M.C. Deep seismic reflection profiling of sedimentary basin offshore Brazil: geological objectives and preliminary results in the Sergipe Basin. *Journal of Geodynamics*, Oxford, v. 20, p. 515-539, 1995b.

MOHRIAK, W.U.; BASSETTO, M.; VIEIRA, I.S. Observações sobre a carta estratigráfica e a evolução tectono-sedimentar das bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro. v. 11, n.1, p.84-115, 1997.

MOHRIAK, W.U.; SZATIMARI, P. Tectônica de sal. In: *Sal - Geologia e Tectônica. Exemplos de bacias brasileiras.* Mohriak, W. U., Szatimari, P., Anjos, S.M.C (Eds.) Rio de Janeiro. Beca, 448 p, cap 4, 2008, p. 123-124.

MOREIRA, J.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A. Bacia de Santos. In: *Cartas estratigráficas. Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p.531-549, 2008.

NUNES, M.C.V.; VIVIERS, M.C.; LANA, C.C. *Fundação Paleontológica Phoenix*. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia de Santos, n.66, 2004.

PARSONS, B.; SCLATER, J.G. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, v. 82, p. 803-827, 1977

PEREIRA, M.J., FEIJÓ, F.J. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8 (1), p. 219-234, 1994.

PEREIRA, M.J.; MACEDO, J.M. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.4, n.1, p.3-11, 1990.

PEREIRA, S.C.A. *Tratamento de Incertezas em Modelagens de Bacias* - Rio de Janeiro, 2002, 312p. (COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia Civil, 2002). Tese - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, 2002.

ROBERTS, A. M.; KUSZNIR, N. J.; YIELDING, G.; STYLES, P. Backstripping extensional basins: the need for a sideways glance. *Petroleum Geoscience*, v4, p. 327-338, 1998.

ROYDEN, L.; SCLATER J.G.; VON HERZEN R.P. Continental margin subsidence and heat flow, Important parameters in formation of petroleum hydrocarbons. *American Association of Petroleum Geologist Bull.* v.64, p.173-187, 1980.

ROYDEN, L.; KEEN, C.E. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth Planetary Science Letters*, v.51, p. 3 43-361, 1980.

ROWLEY, D.B.; SAHAGIAN, D.L. Depth-dependent stretching: a different approach. *Geology*, v.14, p.32-35, 1986.

SEVERINO, M.C.G; GOMES, B.S; GOMES, P.O. Prospecto Leplac-IV: Interpretação preliminar dos dados geofísicos. 5^o Seminário de geofísica da Petrobras. Rio de Janeiro. 1993.

SCLATER, J.G., PARSON, B., JAUPART, C. Oceans and continents: similarities and differences in the mechanisms of heat loss. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, n. B12, 535-552, 1981.

SLEEP, N.H. Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental margins by continental break-up. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* v.24, p.325-350, 1971.

VAN SCHMUS, W. R. Natural Radioactivity of the Crust and Mantle. In: Global Earth Physics: Handbook of Physical Constants. *American Geophysical Union*. v.3, 283 - 291 p, 1995.

SWEENEY, J.J.; BURNHAM, A.K. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *American Association of Petroleum Geologist Bull.* v.74, p.1559–1570, 1990.

SZATIMARI, P.; DEMERCIAN, L. Tectônica de sal na margem sudeste brasileira. III CONGRESSO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3. p.1347-1351, 1993.

TISSOT, B.P.; PELET, R.; UNGERER, P. Thermal history of sedimentary basins, maturation indices, and kinetics of oil and gas generation. *American Association of Petroleum Geologist Bull*, v.71, p.1445-1466, 1987.

TISSOT, B.P., WELTE, D.H. *Petroleum formation and occurrence*. New York, Spinger – Verlag, 1984, 699 p.

TURCOTTE, D.L.; SCHUBERT, G. *Geodynamics*. Cambridge, Cambridge University Press, 2002, 456 p.

WAPLES, D.W. A New Model for Heat Flow in Extensional Basins: Estimating Radiogenic Heat Production. *Natural Resources Research*. v.11, n.2, June 2002.

WATTS, A.B.; RYAN, W.B.F. Flexure of the lithosphere and continental margins basins. In: M.H.P. Bott (Ed), *Sedimentary of Continental Margins and Cratons. Tectonophysics*, v. 36, p.25-44, 1976.

WERNICKE, B. Low angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, v.291, p.645–648, 1981.

PINTO, V.H.G.; OGURO, A.A. Modelagem 1D da subsidência e fluxo térmico baseada em seção esquemática da Sacia de Santos. X SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 10, 2007. *Anais...* Diamantina.

PINTO, V.H.G.; PAMPOLHA, H.; ARAÚJO, L.M.; POMBO, E. Modelagem de sistemas petrolíferos como guia para áreas de fronteiras exploratórias: estudo de caso no Mar Negro. 44^o CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, 2008. *Anais...* Curitiba.

ZALÁN, P.V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. Bacia do Paraná. In: *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Petrobras. Gabaglia, G.P.R.; Milani, E.J. (Coords), 1990.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)