

5 Modelagem de bacias para a previsão de pressão de poros

Este capítulo apresenta conceitos gerais em modelagem de bacias e ilustra como a técnica pode ser adotada para a previsão de pressão de poros de uma forma mais dinâmica e abrangente para fins de perfuração. Maiores detalhes sobre a modelagem de bacias podem ser encontrados em Hantschel e Kaureauf (2009).

Também será introduzida neste capítulo a proposta de estudo, que tem por finalidade a simulação da pressão de pressão de poros em ambientes evaporíticos típicos discutidos no Capítulo 2. Os estudos de caso serão apresentados e discutidos no Capítulo 6.

5.1. Conceitos gerais

A modelagem de bacias trata da modelagem dinâmica de processos geológicos em bacias sedimentares ao longo de etapas do tempo geológico (Hantschel e Kaureauf, 2009). Busca simular os processos de formação e evolução de uma bacia sedimentar, de forma a aproximar o cenário atual de temperatura, pressão de poros e distribuição de fluidos.

Para reproduzir a história de evolução da bacia, o modelo é simulado adiante no tempo geológico, desde a sedimentação do horizonte mais antigo até que toda a sequência de camadas tenha sido depositada e o cenário presente seja alcançado (Figura 5.1).

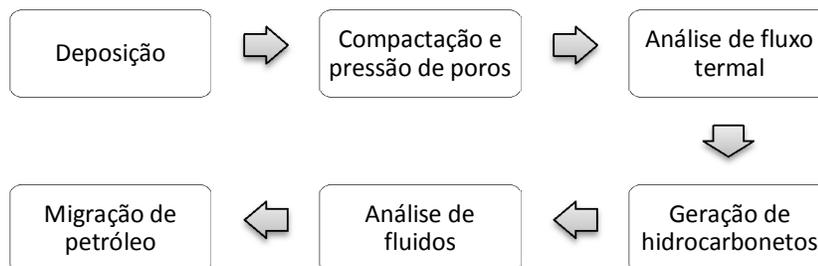


Figura 5.1 - Principais processos geológicos em modelagem de bacias (editado de Hantschel e Kaureauf, 2009).

Em um panorama geral simplificado, a modelagem da evolução de uma bacia para a previsão de pressão de poros se dá da seguinte forma:

- Inicialmente é definida a geometria atual da bacia (estratigrafia) e informada a idade geológica de cada um dos horizontes estratigráficos. A definição da geometria e idade dos horizontes permite dar início à simulação de quando e como os sedimentos se depositaram e se compactaram até atingir a profundidade e propriedades atuais;
- Para simular a deposição da primeira camada (e posteriormente das demais), é preciso também informar a paleobatimetria (profundidade de superfície ou fundo do mar no momento da deposição);
- Para simular a deposição, é preciso também conhecer a litologia do material depositado e a evolução da porosidade ao longo do processo de compactação, oriundo da sobrecarga gerada pela deposição de novos sedimentos. Com esta finalidade são definidas curvas de compactação (em função da profundidade, tensão vertical efetiva ou tensão equivalente à pressão hidrostática).
- Essas curvas permitem acessar a espessura de deposição, em função das porosidades nas diversas profundidades;
- Dada a espessura e a porosidade das camadas superiores, somada à densidade da matriz (do sedimento) é obtida a sobrecarga aplicada a cada profundidade. Como hipótese simplificadora é utilizado estado geostático de tensões;
- Para estabelecer a espessura de deposição de uma camada e sua compactação, um processo denominado *backstripping* é utilizado. Ele desnuda as camadas de uma em uma, simulando a espessura inicial a partir das curvas de compactação e supondo pressões hidrostáticas. Esse processo é aplicado desde a camada superior até a primeira deposição;
- Para simular o retorno ao estado atual, partindo do início de deposição, simulando processos diversos de retenção e redistribuição de fluidos, aquecimento, geração de HCs e diagênese, é adotado o processo *forward*, que depende de novas variáveis além das especificadas acima;
- A partir da porosidade são aplicadas correlações para a obtenção da permeabilidade vertical. A permeabilidade para as direções horizontais é obtida a partir de um fator multiplicador da permeabilidade vertical;
- Para calcular o excesso de pressão de poros por retenção de fluidos, utiliza-se a velocidade de carregamento e a Lei de Darcy (com fluxo generalizado para as três direções). O excesso de pressão é função da permeabilidade efetiva, ou seja: do diferencial de pressão entre as células; da porosidade efetiva; da viscosidade do fluido; do tempo. O fator tempo é introduzido a partir da velocidade do carregamento (dados: idade de deposição entre as diversas camadas de sedimentos e porosidade inicial previamente calculada);
- Para esta simulação é preciso também definir as condições de contorno para o fluxo de fluido no modelo;

- Para simular a evolução da temperatura podem ser adotadas abordagens simplificadas ou mais complexas, a depender do conhecimento geológico na bacia. Supondo estudos simplificados, sem o intuito de simulação de geração de HCs, pode ser adotada uma condição de contorno de superfície (temperatura de superfície) e um gradiente geotérmico, que pode ser calibrado a partir de temperaturas medidas em poços;
- Além do processo básico gerado a partir dos dados acima é possível incluir novas variáveis ao processo *forward*. Para inserir efeitos diagenéticos é preciso definir os modelos para cada litologia;
- Para simular a geração de hidrocarbonetos é preciso definir o sistema petrolífero, identificando os devidos elementos como rocha fonte, reservatório e selo. Além do sistema, os parâmetros cinéticos das possíveis rochas fonte e o fluxo de calor basal (a partir da crosta) devem ser também calibrados;
- Para simular os processos de migração primária e secundária, também se faz necessário definir: parâmetros de expulsão dos HCs gerados, pressão capilar e permeabilidade relativa entre os fluidos gerados e a água; parâmetros de PVT (pressão, volume e temperatura) para tais fluidos;
- Ao definir os dados completos de simulação, o processo *forward* reproduz a evolução da bacia considerando simultaneamente todos os processos apresentados;
- Todo o processo é iterativo, sendo possível aplicar ajustes em etapas específicas do processo. A calibração de um modelo em relação a dados de poços perfurados também é iterativa, consistindo no ajuste dos parâmetros de entrada (ex.: curvas de compactação ou permeabilidade) para as diversas litologias e nova simulação até que se atinja o nível de incertezas considerado aceitável para as variáveis de controle.

Neste fluxo, é possível simular o cenário atual de excesso de pressão gerado por mecanismos primários e secundários (subcompactação, diagênese, expansão de fluidos, geração de HCs e redistribuição de pressões) em qualquer ponto da bacia (conceitos de mecanismos geradores em Swarbrick e Osborne, 1998). Supondo que não sejam inseridos parâmetros cinéticos e modelos diagenéticos, ainda estariam embutidos os efeitos de selo impostos pelos evaporitos e de rede de fluxo geradas por falhas e fraturas modeladas, considerando subcompactação e redistribuição espacial de fluidos.

Conforme Liu e Katz (2013), um modelo robusto de bacias (Figura 5.2) consiste de um processo em duas etapas: (i) construir uma rede de dados confiável, que seja consistente com dados disponíveis e interpretações geológicas e processos geo-históricos; (ii) condução de testes de simulação de bacias para explorar e determinar o nível de confiança dos resultados da modelagem.

Dois grupos de incertezas são identificados na modelagem de bacias: a primeira está relacionada às ambiguidades dos dados geológicos; a segunda resulta do próprio modelo. As incertezas geológicas reduzem com a perfuração

dos primeiros poços, enquanto a incerteza nos modelos reduz com a evolução dos simuladores. As incertezas do primeiro grupo se sobressaem em relação às simplificações necessárias aos modelos (Liu e Katz, 2013).



Figura 5.2 – Fluxo de modelo de bacias otimizado (Editado de Liu e Katz, 2013).

5.2. Softwares disponíveis para modelagem de bacias

Conforme Hantschel e Kaureauf (2009), um dos primeiros programas de modelagem de bacias foi desenvolvido por volta de 1980 com a finalidade de prever mapas de geração e expulsão de HC e avaliar a maturidade da rocha fonte. A partir de então foram evoluindo para pacotes de modelagem 3D com aperfeiçoamentos diversos, como na introdução de processos diagenéticos, introdução de compartimentos de pressão e modelagem de movimentação salina.

Estudos mais recentes vislumbraram o potencial da técnica para a aproximação da pressão de poros (O'Brien *et al.*, 1993; Malloy *et al.*, 1996; Yardley e Swarbrick, 2000; Borge, 2000; Allwardt *et al.*, 2009; Tarazona, 2013), uma vez que os processos de geração de sobrepções primários e secundários (Swarbrick e Osborne, 1998) são intrinsecamente contemplados no processo de modelagem de bacias. Apesar do estudo de pressão de poros não ser o foco principal da técnica, para avaliar a migração e armazenagem de hidrocarbonetos é fundamental a análise de pressão e propriedades de fluxo de fluido.

Um dos primeiros esforços de uso para a previsão de pressão de poros em ambiente 2D com a presença de corpos salinos foi a de O'Brien *et al.* (1993). Os autores avaliaram a influência da presença de um corpo salino autóctone plano no estado de pressão de poros imediatamente abaixo do sal, próximo às suas extremidades e a certa distância do corpo salino. Fazem uso de modelador desenvolvido na *University of South Carolina*, denominado GEOPET II. Resultados do estudo são apresentados no item 5.3.2.

Também visando o estudo de sobrepressões geradas abaixo de corpos salinos, Malloy *et al.* (1996) usam um modelador de bacias 1D (1D-DTIT) desenvolvido na própria *University of South Carolina*, para estudar os efeitos da movimentação salina, ou seja, o efeito do momento em que um corpo salino alóctone se aloca e o momento em que recua de uma determinada posição. Os resultados são discutidos no item 2.3.6.

Yardley e Swarbrick (2000) fazem uso de pacote comercial (PetroMod, da Schlumberger) para ilustrar, em ambiente 2D, a influência da transferência lateral (processo secundário de geração e dissipação de pressões) no cenário final de pressões de uma bacia composta por folhelhos e arenitos.

Sinclair (2007) estudou a geração e permanência de sobrepressões na bacia Delaware, no Texas, usando o Genesis 1D, da Zetaware, e o TemisFlow 2D, da Beicip-Franlab. Allwardt *et al.* (2009) realizaram estudo de sobrepressões em minibacias isoladas por cicatrizes de sal no GoM, utilizando o PetroMod. Torsch (2012) investigou o histórico de temperatura e pressão de uma bacia do Norte de Luisiana, utilizando o PetroMod.

Tarazona (2013) estudou as sobrepressões da na Bacia de Guajira, na Colômbia, utilizando o PRESSIM, do SINTEF.

Dos modeladores de bacias apresentados, os mais conhecidos e utilizados na indústria de óleo e gás são o PetroMod, da Schlumberger, e o TemisFlow, da Beicip-Franlab, desenvolvido em parceria com o Instituto Francês do Petróleo (IFP). Estes dois modeladores são concorrentes diretos, sendo o PetroMod mais contemplado que o TemisFlow em artigos e trabalhos de mestrado e doutorado.

A Tabela 5.1 apresenta um resumo geral dos pacotes de modelagem de bacias disponíveis no mercado, a empresa a que pertencem, além de algumas publicações que fazem uso dos mesmos. São em seguida apresentadas algumas considerações sobre os pacotes mais utilizados em trabalhos publicados na literatura.

Para esta tese, devido às parcerias da PUC-Rio com o SINTEF e com a Beicip, foi possível testar os modeladores Pressim, do SINTEF, e o TemisFlow, da

Beicip. Optou-se por trabalhar com o TemisFlow pela flexibilidade de ajuste de parâmetros do modelador e por já ser utilizado de forma mais ampla na indústria de óleo e gás que o Pressim. A maior utilização da ferramenta aumenta a abrangência do objetivo principal dessa tese, que é propor a aplicação da modelagem de bacias para fins de perfuração de poços na indústria de óleo e gás.

Tabela 5.1 – Pacotes disponíveis em modelagem de bacias.

ID	Pacote	Empresa	Publicações utilizando o pacote	Comentários
1	Trinity	Zetaware	Milkov <i>et al.</i> (2007)	3D
2	Genesis	Zetaware	Sinclair (2007)	1D
3	BasinMod	PRA	Nunn (2012)	1D e 2D
4	BMT™	Tector		3D. Foco - Migração
5	Migri	Midris AS		1D a 3D
6	Permedia™	Halliburton		
7	Petromod	Schlumberger	Ribeiro (2011); Allwardt <i>et al.</i> (2009); Yardley e Swarbrick (2000), Torsch (2012)	1D a 3D
8	Pressim	SINTEF	Borge (2000); Tarazona (2013)	3D
9	TemisFlow	Beicip-Franlab	Norgard Bolas (2004); Sinclair (2007)	1D a 3D

TemisFlow (BeicipFranlab)

O TemisFlow, possui facilidades de modelagem 1D, 2D e 3D e faz parte da plataforma integrada OpenFlow, com ferramentas diversas ao interesse de E&P. Trata-se de um “modelo de volumes finitos que resolve a compactação, fluxo termal, fluxo de fluido, geração de HC e equações de migração em uma malha Lagrangeana deformável” (Burrus, 1998).

Para a reconstrução geométrica dos horizontes da bacia, permite inserir condições de contorno e evolução de sistema de falhas, paleoespessuras e facilidades de modelagem de evolução de corpos salinos. Na restauração da geometria do sal, elemento foco deste trabalho, o Temis possui facilidades de modelagem automática ou guiada. Correções são realizadas pelo usuário de forma a ajustar possíveis inconsistências observadas. Processo em duas etapas:

- Computa a geometria da base do depósito salino no momento de sua deposição (assume a base atual e remove efeitos de soterramento e inclinação) e assume a hipótese de que o volume de sal depositado não varia ao longo do tempo;
- Restaura a geometria para os diversos incrementos de tempo a partir da geometria de deposição e da paleobatimetria definida pelo usuário para a respectiva idade. Os efeitos de soterramento e inclinação são inseridos para a idade alvo.

A introdução de falhas se dava (na versão 2013) pela introdução da geometria da falha como guia visual e posterior edição das propriedades das células por ela cortadas. Avanços consideráveis na versão 2015. Na restauração da geometria das camadas ao longo da evolução da bacia, adota compactação mecânica e química (considerando efeitos diagenéticos). Maiores detalhes sobre a modelagem destes mecanismos são apresentadas nos respectivos itens.

Na história termal, contempla anisotropia horizontal e vertical, algoritmos de condutividade, calor específico, produção de calor radiogênico e temperatura de liquefação por intrusões magmáticas. Permite introduzir condições de contorno diversas para a modelagem simplificada ou avançada de fluxo de calor basal, proveniente do manto. Adota a biblioteca do IFPEN (IFP *Energies Nouvelles*) para a caracterização litológica e cinética. É possível mesclar litologias existentes ou mesmo inserir novas à biblioteca existente. Uma boa revisão da formulação disponível no TemisFlow é apresentada por Burrus (1998), Guilmin (2012) e pelo próprio manual teórico do software. Em resumo, o fluxo de trabalho no Temis consiste em:

- Importação de dados de estratigrafia atual;
- Datação dos topos cronoestratigráficos especificados;
- Refinamento da malha;
- Importação de poços de calibração (utilizados para inferir dados de entrada como topos, fácies, porosidade e outras propriedades de rochas, e comparar resultados obtidos);
- Georreferenciamento da seção ou cubo;
- Importação e edição de biblioteca litológica (propriedades físico-químicas dos sedimentos, curvas de compactação, permeabilidade, permeabilidade relativa, etc);
- Atribuição das litologias definidas às suas devidas locações na seção/cubo;
- Inserção de feições de falhas e suas propriedades;
- Backstripping (restauração de geometria de deposição em função de dados de porosidade, espessura e densidade atuais e curvas de compactação informadas pelo usuário);
- Ajuste de espessuras e litologias necessários para idades chave e inserção de eventos como hiatos e erosão;
- Ajuste de condições de contorno avançadas de temperatura (Não obrigatório para simulações básicas. Permite adoção de modelos simplificados durante a modelagem dos parâmetros de simulação. Importante para a modelagem de geração de HCs);
- Atribuição de condições de contorno avançadas de fluxo e pressão (não obrigatória, também pode adotar condições de contorno simplificadas);

- Modelagem do embasamento (não obrigatório, mas essencial à previsão de geração de HCs).
- Importação de biblioteca geoquímica e definição de parâmetros cinéticos;
- Definição de informações de sistema petrolífero: especificar a quais camadas pertencem os grupos de parâmetros cinéticos definidos (rochas geradoras) e quais os reservatórios, por exemplo;
- Backstripping;
- Construção da malha do embasamento (simulação não obrigatória, condicionada à modelagem de condições de embasamento)
- Definição de parâmetros de simulação (condições finais de contorno de fluxo e temperatura, caso ainda não informados; tipo de compactação química a considerar; tipo de fluido base na bacia; parâmetros de modelagem de geração de HCs, ativação de faturamento hidráulico, modelo de algoritmo para expulsão e migração).
- Simulação;
- Calibração.

SEMI/PRESSIM (SINTEF)

O PRESSIM é o módulo de pressões do SEMI (Figura 5.3) e também possui funcionalidades 3D.

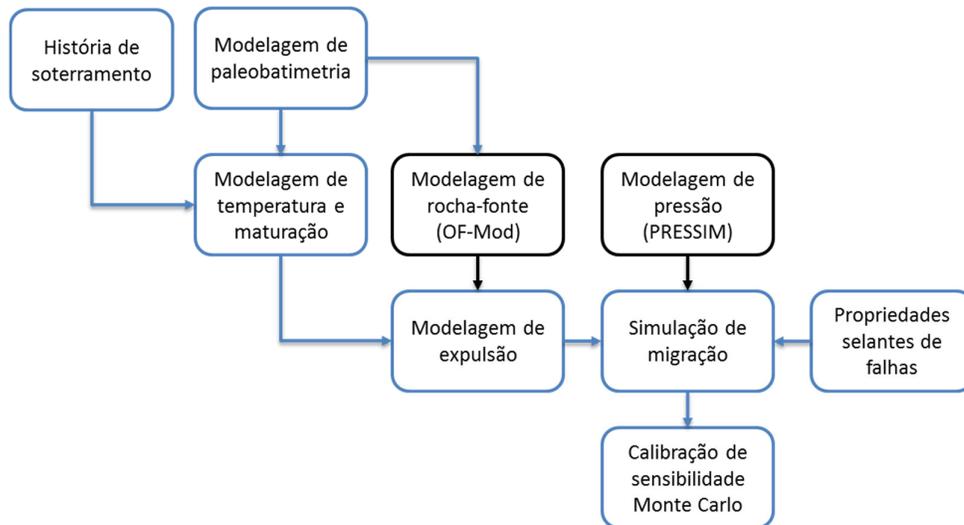


Figura 5.3 – Fluxo de modelagem no SEMI (<http://www.sintef.no/home/SINTEF-Petroleum-Research/Software/SEMI/>. Acesso em maio de 2015).

Os processos modelados pelo PRESSIM são ilustrados esquematicamente na Figura 5.4 e discutidos em Borge (2000). Compactação, drenagem e cimentação são tratados conforme os demais pacotes. A abordagem por meio de compartimentos de pressão tem por principal hipótese a transmissibilidade das

falhas e propriedades permo-porosas de reservatórios dispostos nas suas faces (Figura 5.5). Entende-se que há um percentual (p) de comunicação entre reservatórios não comunicados, guiado por fluxo vertical ao longo da falha.

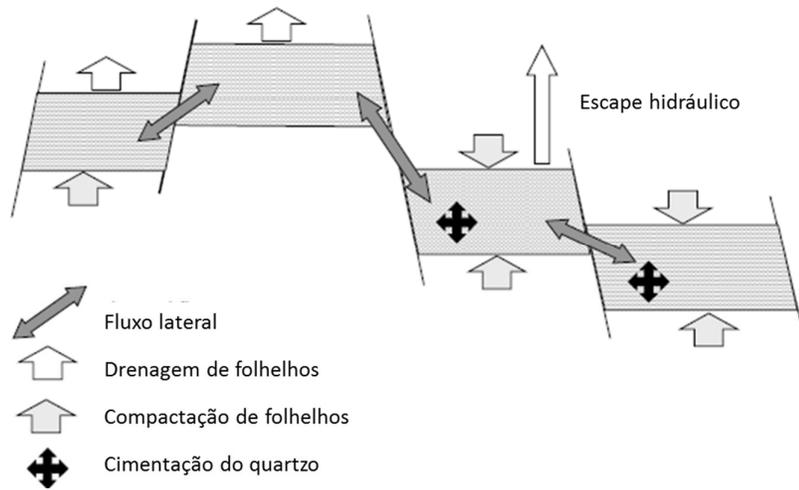


Figura 5.4 – Visão esquemática dos processos modelados pelo PRESSIM (editado de Borge, 2000).

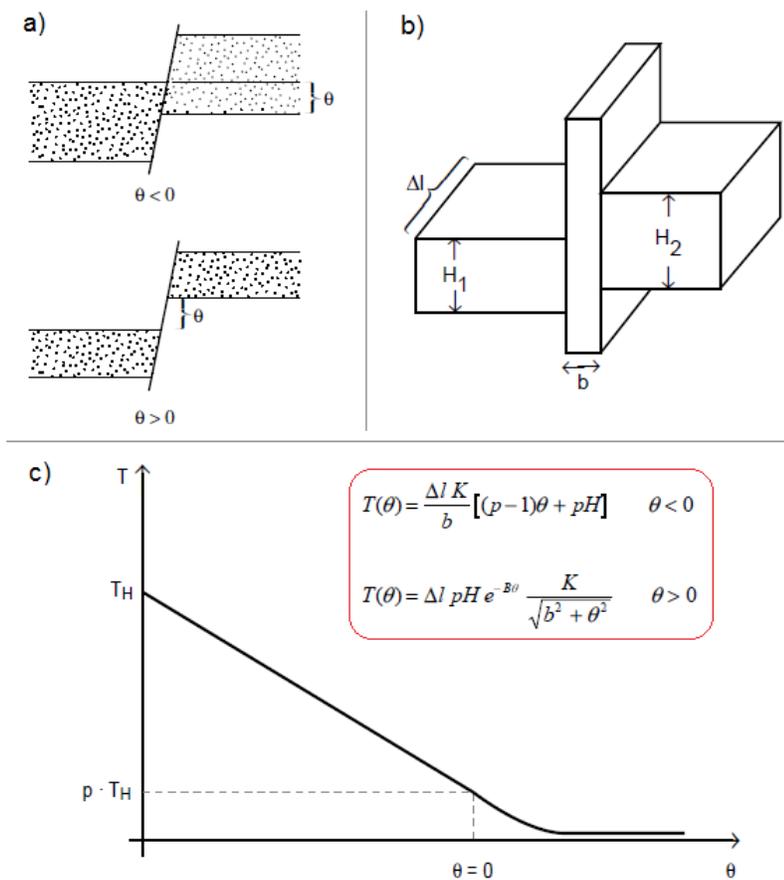


Figura 5.5 – a) Falhas com e sem sobreposição; b) Geometria base; c) Função de transmissibilidade de falhas. Editado de Borge (2000).

PetroMod (Schlumberger)

O PetroMod possui facilidades completas de modelagem 1D, 2D e 3D e é vastamente utilizado em trabalhos de mestrado e doutorado. Uma visão geral do fluxo de trabalho do PetroMod é apresentada na Figura 5.6.

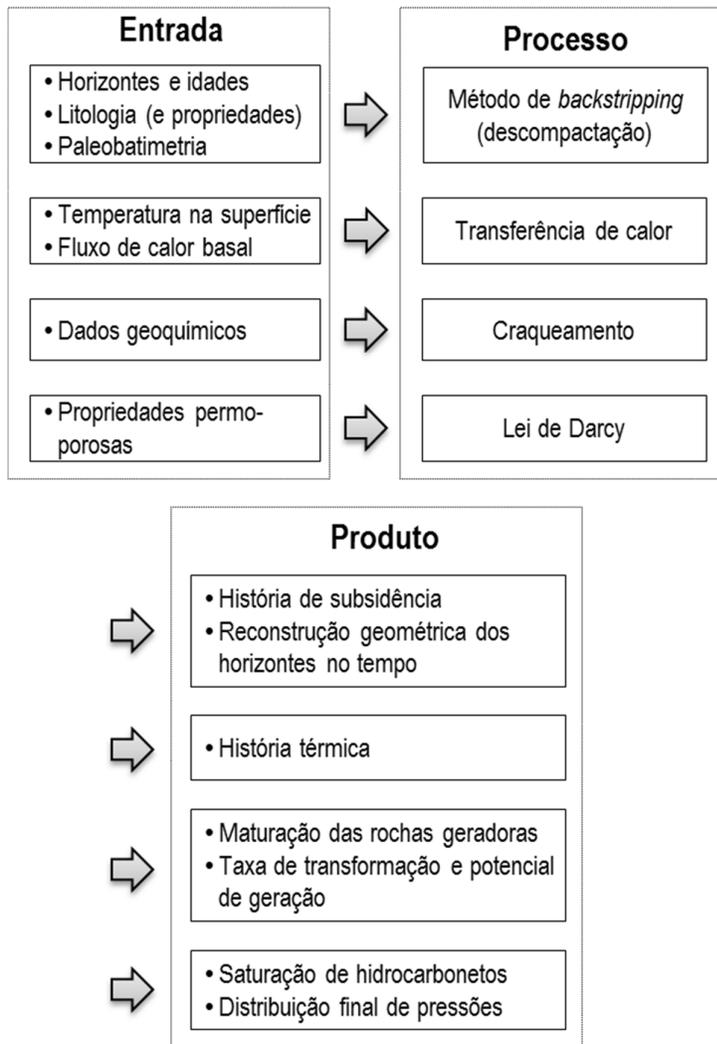


Figura 5.6 – Visão esquemática de elementos de entrada e respectivos produtos obtidos conforme fluxo do simulador PetroMod (editado de Ribeiro, 2011).

Fujii (2007) discute de forma ampla o funcionamento do modelador e respectiva formulação de cada processo modelado. Burrus (1998) discute fundamentos e formulações.

BasinMod (PRA - Platte River Associates, Inc.)

O BasinMod possui facilidades de modelagem 1D e 2D. Uma visão geral de seu funcionamento é dada pelo fluxograma da Figura 5.7. Da Silva (2006) apresenta uma boa revisão do funcionamento e formulação adotada para a solução dos processos envolvidos na modelagem de bacias com o BasinMod.

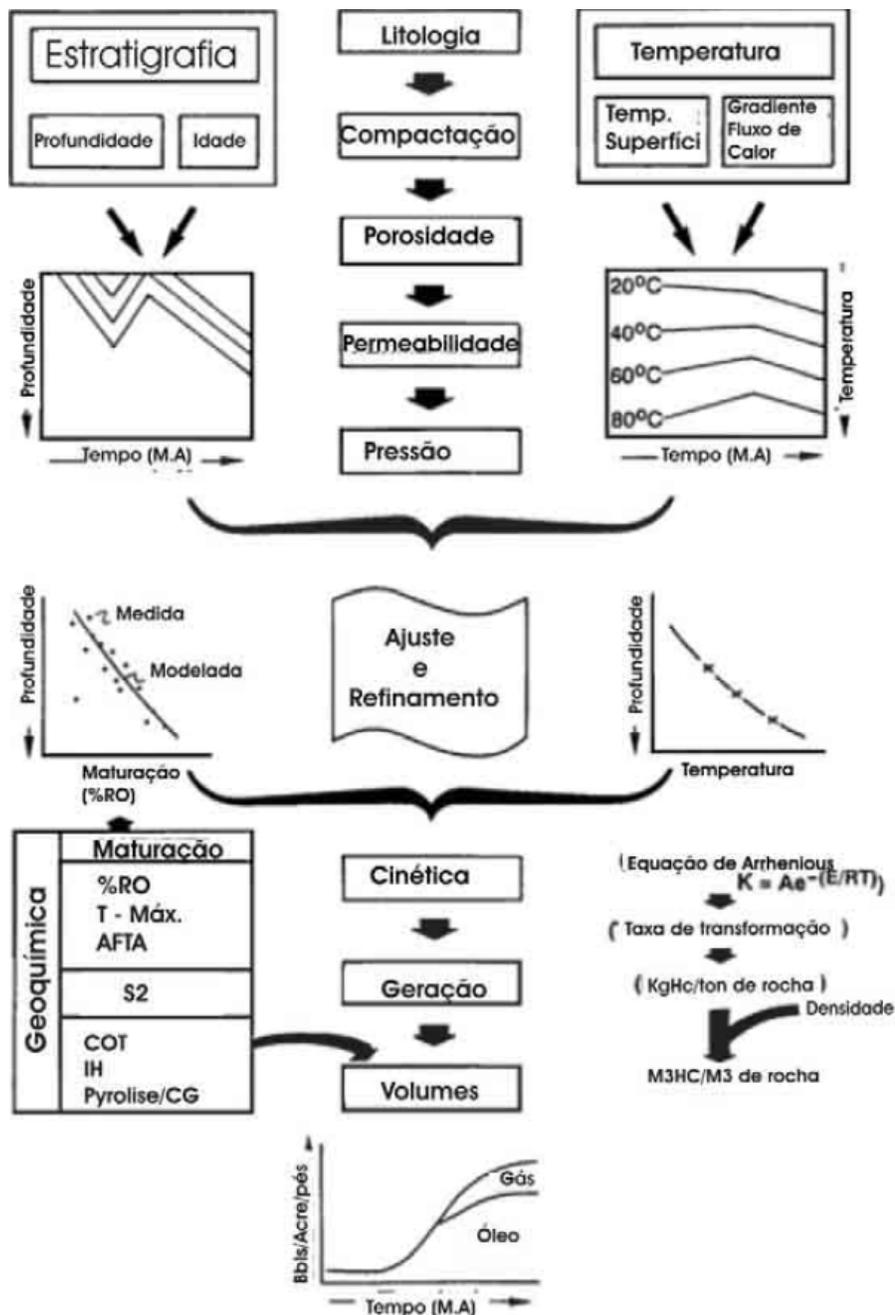


Figura 5.7 – Visão geral dos dados de entrada e modelagem de processos de geração de HC no BasinMod (Manual do programa, citado por da Silva, 2006).

5.3. Metodologia global de modelagem de bacias

Na modelagem de bacias, os processos da Figura 5.1 são calculados e atualizados a cada passo de tempo conforme ilustrado na Figura 5.8, onde inicialmente é definida a estratigrafia (e estrutura) da bacia, unidades e eventos tectônicos datados, propriedades de rocha e fluido são definidas e então ocorre o processo de descompactação (ou *backstripping*), explicado em maiores detalhes adiante.

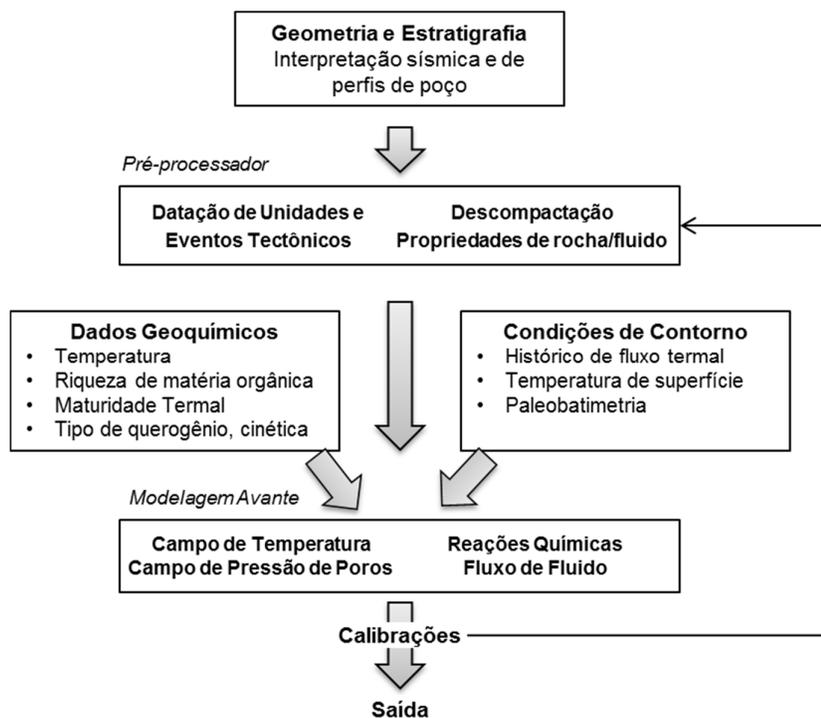


Figura 5.8 - Processos de modelagem numérica de bacias (Editado de Peters *et al.*, 2007, *apud* Torsch, 2012).

A geometria da bacia (inserida como dado de entrada) inclui a restauração da paleobatimetria, paleoprofundidades, eventos erosionais, estrutura do embasamento, configuração do sal e movimentação de falhas e geralmente tem grande influência na maturidade da rocha fonte e nos caminhos de migração e acumulação de HCs (Liu e Katz, 2013).

Os dados de entrada de um estudo completo de modelagem de bacias, os processos de modelagem e respectivos produtos de saída são ilustrados na Figura 5.6.

No modelo presente é definida a estratigrafia, a estrutura e a composição litológica (fácies) de cada estrato. Para cada fácies associada, são definidas propriedades de rocha e fluido (curvas de compactação, curvas de porosidade *versus* permeabilidade, densidade, conteúdo orgânico total (COT) e índice de hidrogênio (IH); para o fluido devem ser definidas as fases e correspondente pressão capilar e permeabilidade relativa).

Nesta tese não será dada ênfase aos processos geradores de HCs, que envolveriam maior aprofundamento em conhecimentos de geoquímica, apesar de ser um potencial gerador de excesso de pressão de poros (detalhes em Swarbrick e Osborne, 1998). Tais dados serão aqui tratados de forma superficial, apenas no intuito de mostrar o potencial de geração de pressões anormalmente altas por esse mecanismo. Serão adotados valores de bibliotecas padrão.

Um maior aprofundamento no tema fugiria ao escopo proposto de projeto, que consiste na visão e aplicação de conceitos de forma simplificada para fins de perfuração.

5.3.1.

Deposição, propriedades dos sedimentos e soterramento

A deposição simula de forma progressiva a desnudação e posteriormente a deposição de cada camada de sedimentos da bacia. Para inferir a taxa de sedimentação e os períodos de erosão, assume-se que os eventos de deposição e hiatos são conhecidos e que o paleotempo (datação) pode ser atribuído aos topos. A paleobatimetria infere a profundidade de topo dos sedimentos no momento de sua deposição.

A análise da história de soterramento é a componente fundamental na modelagem de bacias e age como base para os demais processos (Hantschel e Kaureaulf, 2009). Ela modela as variações estratais e estruturais da bacia ao longo do tempo. A definição da geometria atual se dá a partir de dados de poços e sísmica. Os topos de horizontes geológicos podem ser definidos nos poços e então mapeados entre poços por meio de refletores sísmicos, assim como apresentado no Capítulo 3.

Conhecida a carta estratigráfica da bacia (exemplo na Figura 5.9), são datados os topos cronoestratigráficos a partir da composição litológica dos sedimentos e comportamento de seus perfis de poço. Em modelos de bacias ainda não perfuradas, toda a interpretação se dá a partir da sísmica e de estudos geológicos, podendo ser guiada qualitativamente por poços de bacias similares.

A partir da definição da geometria atual (e sua distribuição interna de fácies), além da datação dos topos de unidades geológicas, é preciso também definir as curvas de compactação para simular a espessura original dos sedimentos durante a deposição dos mesmos. Os conceitos de curvas de compactação, curvas de correlação entre porosidade e permeabilidade e modelos de restauração de camadas são apresentados nos itens seguintes.

Curvas de compactação

As curvas de compactação permitem definir a evolução da porosidade dos diversos tipos de sedimentos (fácies) ao longo da evolução da bacia. Elas têm por base a teoria do adensamento, mas buscam definir equações simplificadas para modelar a porosidade em função da profundidade, tensão efetiva ou profundidade equivalente da pressão hidrostática.

Athy (1930) foi o pioneiro, propondo um decréscimo exponencial da porosidade com a profundidade para um dado tipo de sedimento. Esse decréscimo era definido a partir de um parâmetro de compactação e da porosidade inicial. Smith (1971) propôs a mesma relação, porém aplicada à tensão efetiva vertical:

$$\phi = \phi_0 e^{-k\sigma'_z} \quad \text{Equação 5.1}$$

Onde

ϕ_0 é a porosidade inicial (adim)

k é um parâmetro de compactação

σ'_z é a tensão vertical efetiva

Baldwin e Buttlar (1985) apresentam um estudo comparativo entre curvas da literatura denominadas curvas de solidez, que ao invés de modelar a porosidade, modelam a solidez (1- porosidade) dos sedimentos em profundidade, também por meio de funções exponenciais.

Mann e Makenzie (1990) apresentam a Equação 5.2 para a obtenção da porosidade em função da tensão efetiva. Sua equação é adotada por simuladores e autores diversos, como Yardley e Swarbrick (2000).

$$\varepsilon = \varepsilon_0 - C \cdot \log_{10}(\sigma'/\sigma'_0) \quad \text{Equação 5.2}$$

$$\phi = \varepsilon/(1 + \varepsilon) \quad \text{Equação 5.3}$$

Onde

ε e ε_0 são o índice de vazios e o índice de vazios inicial

C é o coeficiente de compactação

σ' e σ'_0 são a tensão efetiva e a tensão efetiva de referência

O modelador Temis faz uso da curva de compactação por tensão efetiva conforme proposta por Schneider *et al.* (1996), que apresentam uma extensão da lei de Athy em tensões efetivas, superpondo dois termos exponenciais com parâmetros de compactação para porosidades em taxas elevada e baixa de porosidade, além de associar um termo de porosidade irreduzível (Equação 5.4). Dessa forma, os autores buscam captar o comportamento da compactação mais acentuada para maiores porosidades e mais lenta para materiais mais compactos. Exemplos na Figura 5.10.

$$\phi = \phi_1 + \phi_a \exp(-k_a \sigma'_z) + \phi_b \exp(-k_b \sigma'_z) \quad \text{Equação 5.4}$$

Onde a porosidade inicial é a soma das três componentes de porosidade:

ϕ_1 é a porosidade irreduzível dos sedimentos por compactação mecânica

ϕ_a e ϕ_b são assumidas como a metade da diferença entre a porosidade inicial e a irreduzível.

k_a e k_b são os parâmetros de compactação para taxas elevadas e baixas de porosidade.

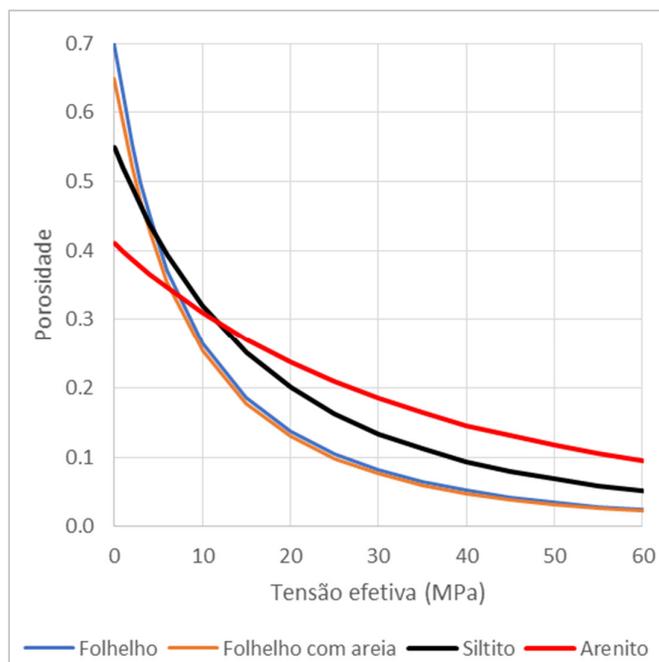


Figura 5.10 – Curvas de compactação de Schneider *et al.* (1996) para quatro sedimentos. Parâmetros no Apêndice A de Hantschel e Kaureaulf (2009).

Curvas de porosidade vs permeabilidade

Da mesma forma, são estabelecidas curvas para a obtenção da permeabilidade em função da porosidade.

Conforme Carrier (2003), Hazen (1892, 1911) desenvolveram uma das primeiras equações para a previsão de permeabilidade (Equação 5.5), aplicável a areias saturadas:

$$k = C_H D_{10}^2 \quad \text{Equação 5.5}$$

Onde:

k é a permeabilidade (cm/s)

C_H o coeficiente empírico de Hazen, tendo valor base igual a 100

D_{10} é o diâmetro de grão para o qual 10% das partículas são mais finas (cm)

Algumas décadas depois, entre 1927 e 1956, Kozeny e Carman desenvolveram uma equação semi-teórica|semi-empírica para prever a permeabilidade de um meio poroso (Carrier, 2003):

$$k = \left(\frac{\gamma}{\mu}\right) \left(\frac{1}{C_{K-C}}\right) \left(\frac{1}{S_0^2}\right) [e^3 / (1 + e)] \quad \text{Equação 5.6}$$

Onde:

γ é o peso específico do fluido

μ é a viscosidade do fluido

C_{K-C} é o coeficiente empírico de Kozeny-Carman

S_0 é superfície específica em área por volume de partículas (1/cm)

ε é o índice de vazios

Ungerer *et al.* (1990), *apud* Hantschel e Kaureauf (2009) propõem uma revisão da relação de permeabilidade Kozeny-Carmam para uso prático em modelagem de bacias, ilustradas na Figura 5.11:

$$k(\phi) = 2 \times 10^{16} \kappa \frac{\phi'^5}{S^2(1 - \phi')^2} \text{ se } \phi' < 0,1$$

$$k(\phi) = 2 \times 10^{14} \kappa \frac{\phi'^3}{S^2(1 - \phi')^2} \text{ se } \phi' > 0,1$$

Equação 5.7

S é a superfície específica em área por volume (m^2/m^3)

k é um fator de escala dependente da litologia

ϕ' é uma porosidade corrigida ($\phi' = \phi - 3,1 \times 10^{-10} S$)

Exemplos de valores dos parâmetros de Kozeny-Carman, S (m^2/m^3) e k (adim) respectivamente, para algumas litologias são: (i) folhelho = 10^8 e 0,01; (ii) siltito = 10^7 e 0,5; (iii) arenito = 10^6 e 10. Evaporitos, granito e basalto são, devido à sua porosidade desprezível, consideradas impermeáveis.

Verificar que, assim como a relação de Schneider *et al.* (1996) para a previsão da porosidade, as relações do tipo Kozeny-Carman possuem dois diferentes fatores exponenciais para razões elevadas e baixas de porosidade.

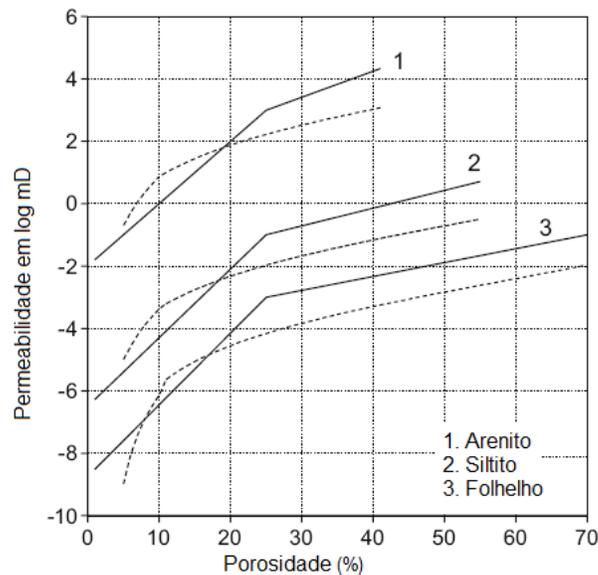


Figura 5.11 – Curvas de permeabilidade vs porosidade: “bi-linear” (linha cheia) e Kozeny-Carman (pontilhada). Editado de Hantschel e Kaureaulf (2009).

Restauração, descompactação ou backstripping

A Teoria do Adensamento unidimensional é aplicada para solucionar o problema da compactação, onde os sedimentos mais recentes aplicam carga adicional àqueles previamente depositados e causam sua compactação por meio da expulsão de água e ar dos vazios e reorganização dos grãos, reduzindo o espaço poroso. O aumento de contato entre os grãos e elevação da tensão efetiva é proporcional ao aumento da sobrecarga caso não ocorra retenção de fluidos.

Dados a idade de deposição de cada horizonte mapeado no presente e as curvas de compactação, simula-se a restauração de toda a sequência estratigráfica da bacia para as diversas idades por meio do processo de descompactação. Esse processo se dá em duas etapas consecutivas para cada

camada modelada: descompactação da camada e “remoção” da mesma com respectiva correção na subsidência da bacia (Figura 5.12).

Para a descompactação da camada (seções a e b) são utilizadas as curvas de compactação e os dados de porosidade e espessura atual, tendo como resultado a espessura deposicional. Dada a porosidade descompactada, calcula-se a densidade da camada descompactada (Equação 5.8 e Equação 5.9).

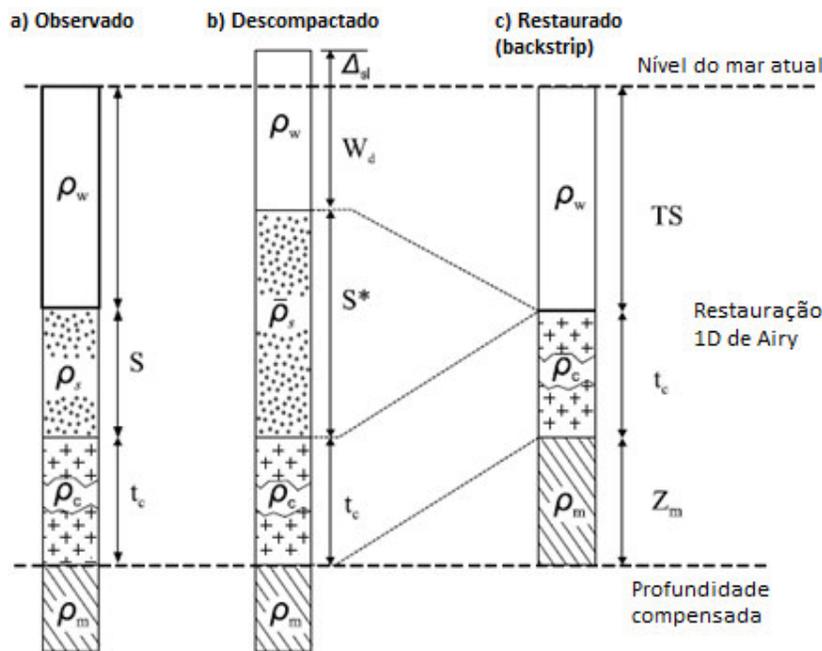


Figura 5.12 – Processo de *backstripping* (Cunha, 2008).

$$S^* = S \frac{1 - \phi_S}{1 - \phi_S^*} \quad \text{Equação 5.8}$$

$$\bar{\rho}_S = \rho_w \phi_S^* + \rho_g (1 - \phi_S^*) \quad \text{Equação 5.9}$$

S e S^* são respectivamente as espessuras atual e descompactada

ϕ_S e ϕ_S^* são as porosidades atual e descompactada

$\bar{\rho}_S$, ρ_w e ρ_g são respectivamente as densidades da camada descompactada, da água e dos grãos.

Conforme apresentado na Figura 5.12, uma vez descompactada a camada, é simulada sua remoção (*backstripping*) com respectiva compensação do manto por subsidência (seções b e c). Tal compensação se dá por equilíbrio de tensão entre os estados pré e pós deposição. Igualando as tensões de b) e c):

$$\rho_w g W_d + \bar{\rho}_s g S^* + \rho_c g t_c = TS \rho_w g + \rho_c g t_c + Z_m \rho_m g \quad \text{Equação 5.10}$$

g é a aceleração da gravidade

W_d é a profundidade da água para os sedimentos descompactados

ρ_c e t_c são a densidade e a espessura crustal

TS é a lâmina d'água atual

ρ_m e Z_m são a densidade e a espessura de compensação do manto.

Isolando TS e Z_m , respectivamente:

$$TS = S^* \left(\frac{\rho_m - \bar{\rho}_s}{\rho_m - \rho_w} \right) + W_d - \Delta_{sl} \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \quad \text{Equação 5.11}$$

$$Z_m = W_d + S^* + t_c - (TS + \Delta_{sl} + t_c) \quad \text{Equação 5.12}$$

Δ_{sl} é a variação do nível médio do mar (isostasia)

A Figura 5.13a ilustra o processo de descompactação em várias camadas e a Figura 5.13b apresenta a subsidência da bacia ao longo do tempo geológico.

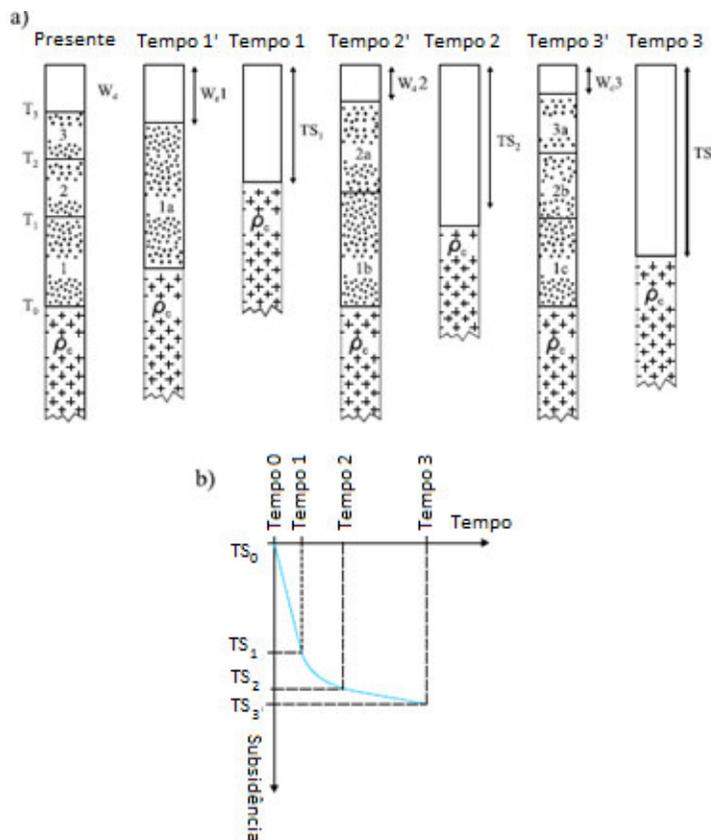


Figura 5.13 – Descompactação de várias camadas (Cunha, 2008).

A Equação 5.13 expande o conceito da Equação 5.9 para o cálculo da densidade descompactada em múltiplas camadas, permitindo simular as diversas camadas sedimentares de uma bacia.

$$\bar{\rho}_s = \frac{\sum_{i=1}^n [\rho_w \phi_{si}^* + \rho_{gi}(1 - \phi_{si}^*)] S_i^*}{S^*} \quad \text{Equação 5.13}$$

O índice i é referente às respectivas camadas descompactadas.

Da mesma forma é obtida a subsidência tectônica total (uplift), dada pela substituição da Equação 5.13 na equação de subsidência (Equação 5.11).

5.3.2. Compactação e pressão de poros

A compactação e a pressão de poros são calculadas simultaneamente a partir da deposição. O cálculo de compactação e pressão de fluido se dá por meio do uso das curvas de compactação e permeabilidade das respectivas fácies, somadas à velocidade de carregamento. Assume-se a possibilidade de retenção de fluidos e geração de pressões anormais como um problema de fluxo de fluido dirigido por variações na sobrecarga. Utiliza-se a Lei de Darcy para o cálculo da drenagem do excesso de fluido.

Os principais fatores de controle na geração de sobrepressões por desequilíbrio de compactação são a taxa de sedimentação, o coeficiente de compactação (compressibilidade da rocha), temperatura e permeabilidade (Luo e Vasseur, 1992).

Efeitos de geração de gás, cimentação de quartzo e conversão de minerais são considerados em etapas subseqüentes do processo de modelagem, conforme Figura 5.8, e tratada junto a esta etapa de forma iterativa.

Fluxo de fluido e subcompactação

O'Brien *et al.* (1993) apresentam uma explicação simplificada para o processo de obtenção da pressão de poros durante a compactação: a simulação comporta a deposição e soterramento dos sedimentos, assim como os efeitos do aumento da sobrecarga na compactação dos sedimentos, expulsão de fluidos do espaço poroso, fluxo de fluidos em subsuperfície e fluxo de fluido condutivo.

Inicialmente, define-se a pressão hidrostática de fluidos em função da profundidade (a partir da superfície ou do nível do mar), conforme Equação 5.14.

$$Ph = \int_0^z \rho_f(z')g \cdot dz' \quad \text{Equação 5.14}$$

Onde

$\rho_f(z')$ é a densidade do fluido na profundidade z

g é a aceleração da gravidade

Qualquer excesso de pressão em relação à pressão hidrostática implicará em força motora para o fluxo de fluido. Os fluidos tendem a se mover da região de maior excesso de pressão (Equação 5.15) para a de menor excesso.

$$P_{excess} = Pf(z) - Ph(z) \quad \text{Equação 5.15}$$

Onde

$Pf(z)$ é a pressão de fluido na profundidade z

$Ph(z)$ é a pressão hidrostática na profundidade z

Conforme O'Brien *et al.* (1993), para a simulação numérica são adotados os modelos de deposição sequencial de sedimentos (em *layers*) na superfície ao longo de intervalos de tempo geológico (Δt). As propriedades de sedimentos e a taxa de deposição já foram especificados pelo usuário. A cada *layer* depositado:

- O acréscimo de sobrecarga é aplicado à seção abaixo;
- Durante um intervalo de tempo (Δt), o excesso de pressão em um *layer* em uma profundidade z será acrescido em função do aumento da sobrecarga e devido ao fluxo de fluido de camadas com maior excesso de pressão;
- No mesmo intervalo de tempo, o excesso de pressão é reduzido devido ao fluxo de fluido para fora dos elementos desse *layer*;
- O desenvolvimento do excesso de pressão de poros é resultado da “competição” entre esses dois processos.
- Se o fluxo de fluido para fora for suficiente para aliviar o excesso de pressão, então essas células voltam ao estado de pressão normal e a porosidade segue a curva de compactação normal;
- Se o fluxo de saída não for suficiente, é desenvolvido excesso de pressão e o processo de compactação é inibido.

A equação que governa o fluxo de fluido monofásico é guiada pela Lei de Darcy e dada pela Equação 5.16.

$$v = -\frac{k}{\nu} \nabla u \quad \text{Equação 5.16}$$

v é a velocidade do fluxo de saída (descarga) de fluido dos poros

k é a permeabilidade (tensor de permeabilidades vertical e horizontais)

ν é a viscosidade do fluido

$\frac{k}{\nu}$ é a mobilidade (μ), função da permeabilidade da rocha e da viscosidade

do fluido

∇u é o gradiente de sobrepressão

Conforme Hantschel e Kaureauf (2009), as etapas acima descritas se dão por meio do balanço de massa, onde toda a descarga de fluido de um elemento de volume implica na compensação de massa, onde há variação na porosidade (associada à compactação) e na densidade do fluido (associada a processos de expansão de fluido). A compactação, por sua vez, possui componente mecânica e química. Ao simular a etapa da compactação é apenas considerada a subcompactação por compactação mecânica, mas no processo completo de modelagem de bacias, todos esses elementos são considerados. A Figura 5.14 apresenta a solução para o traçado das curvas de pressão de poros em profundidade para diferentes taxas de sedimentação de siltitos e folhelhos.

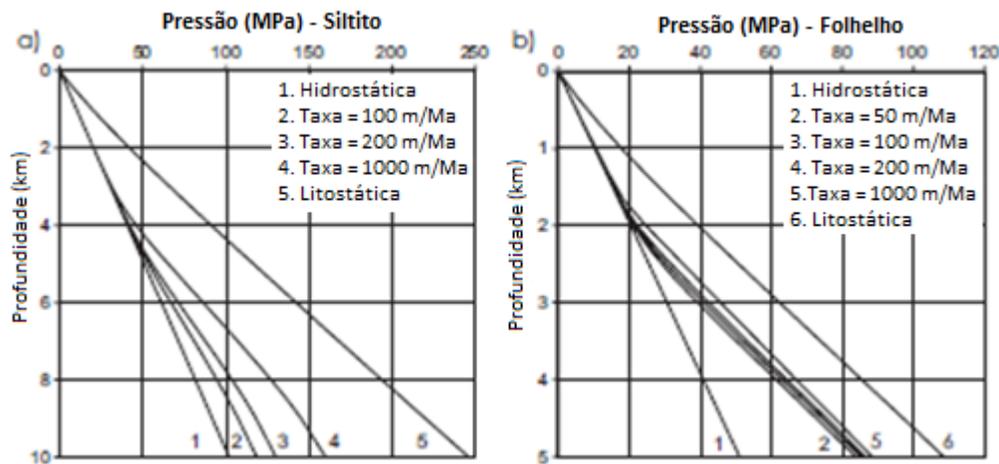


Figura 5.14 - Curvas de pressão a diferentes taxas de sedimentação para curvas de permeabilidade lineares (Hantschel e Kaureauf, 2009).

Para as propriedades adotadas por Hantschel e Kaureauf (2009), há aumento gradativo da pressão anormal nos siltitos em função do aumento da taxa de sedimentação. Nos folhelhos, devido à sua baixa permeabilidade, mesmo taxas de sedimentação de 50 m/Ma já são suficientes para gerar pressões anormais

consideráveis. A partir de 50 m/Ma, o aumento da taxa de sedimentação dos folhelhos já não impacta diretamente no aumento das pressões anormais em relação a este cenário. Tal fato se deve à rápida redução da permeabilidade dos folhelhos, que neste caso, um pouco abaixo de 2000 m de profundidade já formam selo bastante efetivo, retendo o fluido nos poros e comportando toda a nova sobrecarga em forma de pressão anormalmente alta.

A Figura 5.15 ilustra o caso de intercalações entre rochas de baixa permeabilidade (folhelhos) e rochas de grande permeabilidade (arenito). Nas lentes de arenito, devido à permeabilidade elevada, a pressão de poros apresenta gradiente de crescimento hidrostático em profundidade. A partir da interface entre o arenito e o folhelho, o gradiente de pressão aumenta de forma gradativa até que se aproxima da curva de pressão equivalente à ocorrência exclusiva de folhelhos.

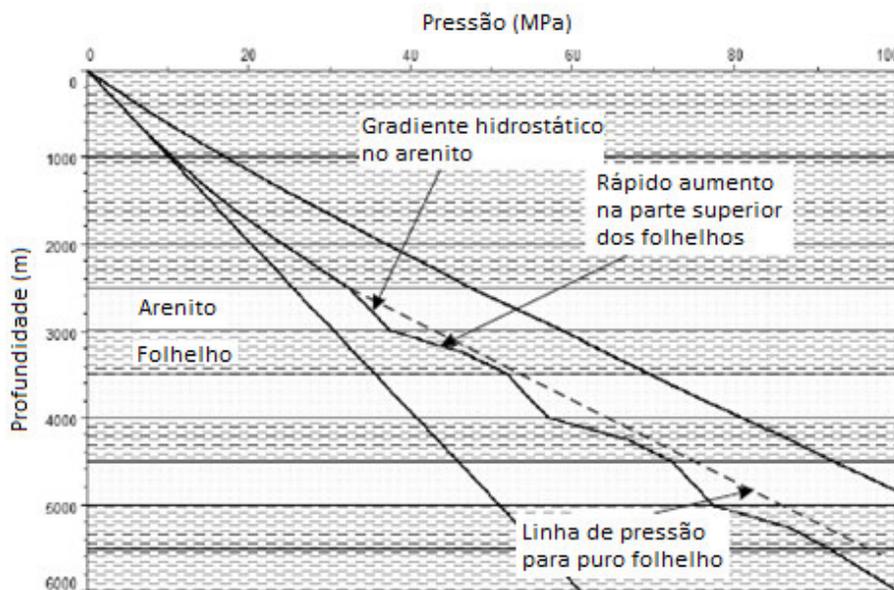


Figura 5.15 – Formação de sobrepressões 1D em sequência de areias e argilas (Hantschel e Kaureauf, 2009).

Efeito de selos e de elementos permeáveis em simulações 1D, 2D e 3D

No item 2.3.6, Malloy *et al.* (1996) estudam pressões anormalmente altas geradas abaixo de um corpo salino (considerado selo perfeito) em movimento lateral. Simulam o caso em análise 1D: o fluido é retido durante a permanência do sal e parcialmente dissipado quando do seu recuo. Analisando a permanência do selo, a Figura 5.16 ilustra a retenção total de fluido abaixo do sal e conseqüente excesso de pressão oriundo da deposição subsequente de sedimentos.

Para melhor explicar como se dá a evolução das pressões anormais com o tempo, a Figura 5.16_b) ilustra a distribuição de pressão de poros dessa sequência no momento da deposição da camada de sal e o cenário atual, com a deposição das camadas pós-sal. Este último cenário ilustra como a deposição de uma camada de evaporito afeta as pressões em modelagem 1D de bacias.

Considerando os cenários 2D e 3D, os efeitos discutidos para o cenário 1D também se aplicam, porém, o fluxo de fluido também se dá na horizontal. Verifica-se, então, a importância da permeabilidade lateral para a redistribuição e dissipação de pressões, principalmente quando da presença de corpos permeáveis de longa extensão. Mesmo que um elemento seja composto de rocha permeável, se os elementos do entorno forem impermeáveis não há descarga de fluido e as pressões anormais são mantidas (Hantschel e Kaureauf, 2009). A presença de evaporitos, portanto, constitui uma barreira bastante efetiva.

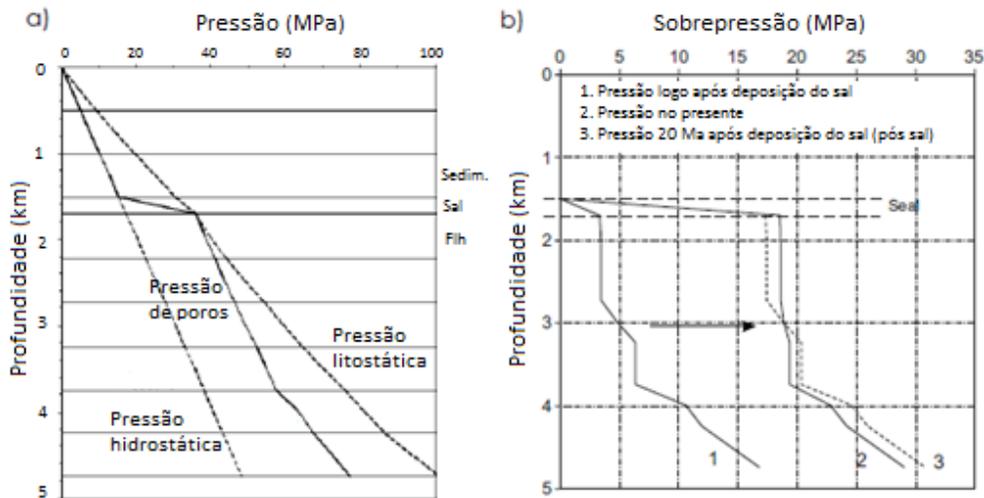


Figura 5.16 – Sobrepressão 1D sob selo perfeito. (a) profundidade vs pressão no presente. (b) ao longo do tempo geológico (Hantschel e Kaureauf, 2009).

Como a permeabilidade horizontal de rochas argilosas é da ordem de 10 vezes a permeabilidade vertical (Yardley e Swarbrick, 2000), a modelagem 2D e 3D permite simular a dissipação lateral de pressões por camadas permeáveis. Logo, ao não simular a dissipação lateral, a modelagem 1D tende a superestimar a pressão de poros. A modelagem 2D também pode superestimar as pressões caso não capte a devida continuidade lateral, mas se apresenta bem mais representativa que o 1D. A modelagem 3D tem potencial para gerar os cenários mais representativos de pressões previstas para a bacia, mas também os mais complexos e mais lentos de se modelar (Fujii, 2007; Allwardt *et al.*, 2009).

A Figura 5.17 apresenta a modelagem de pressão em ambiente com a presença de camadas de alta permeabilidade. Verificar que há equalização de pressões nas camadas permeáveis comunicadas e consequente dissipação de pressões nas camadas de baixa permeabilidade.

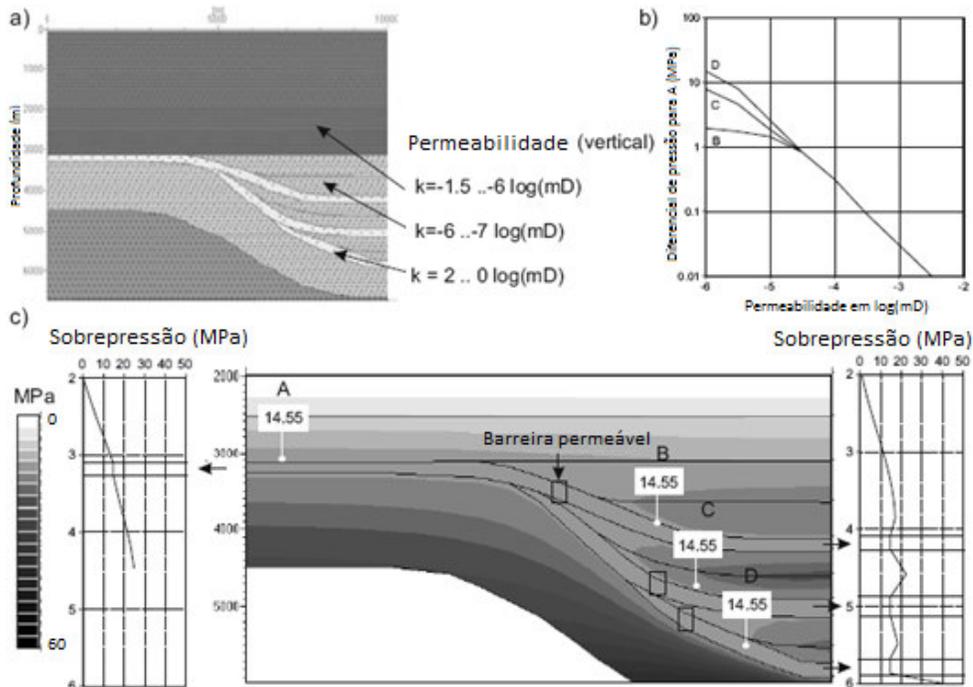


Figura 5.17 – Dissipação de pressão por camadas permeáveis (Hantschel e Kaureauf, 2009).

5.3.3. Modelagem de temperatura

O histórico de temperatura da bacia é pré-requisito para o estudo de taxas de reações geoquímicas, geração de HC, compactação química e transformação de minerais argilosos. A temperatura pode ter papel importante no cenário de pressões de uma bacia sedimentar: expansão de fluidos; redução da viscosidade dos mesmos e facilitador de percolação; transformação mineral de argilas (liberação de água); geração de HC; diagênese de arenitos e carbonatos, com consequente redução de porosidade (Swarbrick e Osborne, 1998).

Para a modelagem do histórico de temperatura são estabelecidas condições de contorno, como a entrada de calor na base dos sedimentos (aquecimento basal) e temperatura de superfície, ou ainda o gradiente geotérmico. Alguns fatores que influenciam na história termal da bacia são: (i) condutividade termal; (ii) capacidade de calor específico; (iii) calor radiogênico; (iv) integração entre

convecção de calor, intrusões magmáticas e permafrost (solo permanentemente congelado); (v) temperaturas SWI (saturação irreductível de água); (vi) modelos crustais para fluxo de calor basal (Hantschel e Kaureaulf, 2009).

Os principais enfoques dados para o cálculo do histórico termal da bacia são o fluxo de calor transiente e os modelos com base em rifteamento. O regime de fluxo de calor transiente tem por princípio a capacidade de retenção de calor dos diversos tipos de rochas. Já o paleo-fluxo de calor basal pode ser inferido com base nos modelos de estiramento tectônico da crosta durante a evolução de bacias de margem passiva (da Silva, 2006).

Os modelos de rifteamento com base nos modelos crustais de Mackenzie (1978) são os mais utilizados. Assume-se que toda a litosfera (crosta e manto litosférico) se estira de maneira uniforme, seguida de um rompimento instantâneo. Este rompimento libera grande quantidade de calor e, devido ao afinamento da crosta, mantém um fluxo de calor maior que o inicial, que cai lentamente até que entre novamente em equilíbrio (Figura 5.18).

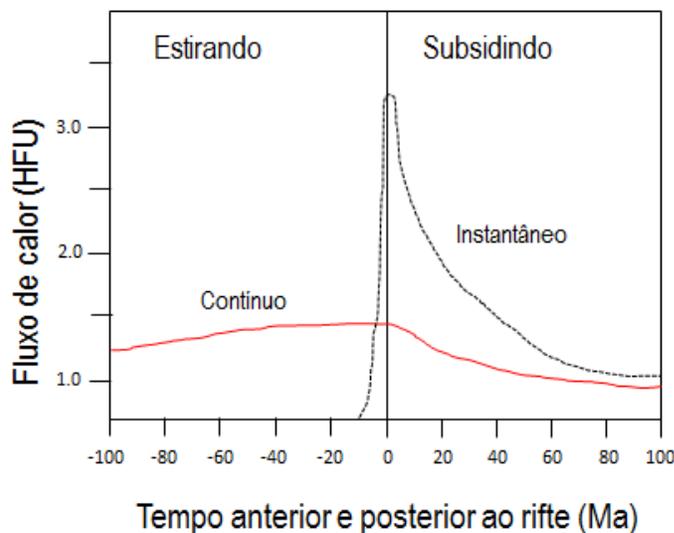


Figura 5.18 – Exemplo de rifteamento mostrando decaimentos exponencial e linear em diferentes fases do rifte (Editado de da Silva, 2006).

O fluxo de calor ocorre principalmente na forma de condutividade termal (principal fonte segundo Hermanhud, 1986 apud Fjeldskaar *et al.*, 1990) e convecção. A força motora para a condutividade de calor é a diferença entre temperaturas, enquanto a convecção se dá pela movimentação de fluidos (ou sólidos) que carregam seu calor interno ao longo do caminho percorrido (Hantschel e Kaureaulf, 2009).

A principal direção de fluxo de calor em bacias sedimentares é da base para o topo, em função do fluxo de calor basal proveniente das variações térmicas da litosfera. Em bacias de margem passiva, elas estão relacionadas aos mecanismos de ascensão da astenosfera e subsequente dissipação vertical do calor até o retorno ao estado de equilíbrio (Ribeiro, 2011). Portanto, um dos modelos mais simples de fluxo termal é o modelo de fluxo de calor permanente 1D, mas conforme Hantschel e Kaureaulf (2009), a inclusão de efeitos transientes resultantes de deposição, erosão e mudanças nas condições de contorno se tornam complexas.

A variação da temperatura com a profundidade (geotermal) pelo transporte condutivo de calor em um continente é calculado com base na relação entre fluxo de calor e o gradiente de temperatura da lei de Fourier (da Silva, 2006; Ribeiro, 2011). Esta lei estabelece que o fluxo de calor condutivo entre dois pontos (q) em um meio contínuo é diretamente proporcional ao gradiente de temperatura entre os mesmos, segundo uma constante de proporcionalidade térmica (K):

$$q = -K(T_z - T_0)/z \quad \text{Equação 5.17}$$

Onde

T_z é a temperatura na profundidade z

T_0 é a temperatura na superfície

z é a distância entre os pontos

A condutividade térmica das rochas é dada pela Equação 5.18.

$$K_r = K_s \left(\frac{K_w}{K_s} \right)^{\varphi} \cdot 1/(1 + Y_s T) \quad \text{Equação 5.18}$$

Onde

K_r é a condutividade térmica do grão

K_w é a condutividade do fluido (W/m/°C)

Y_s é o coeficiente de dependência termal do sólido (1/°C)

T é a temperatura (°C)

A presença de rochas salinas, com gradiente geotérmico atípico em relação aos demais sedimentos, impõe variações na temperatura do entorno (Malloy *et al.*, 1996; den Boer *et al.*, 2011). Fontes de calor internas ao sistema também podem ser introduzidas, envolvendo as demais fontes de calor citadas ao início deste item. Tais modelos não serão aqui apresentados e podem ser encontrados em Hantschel e Kaureaulf (2009), da Silva (2006) e Ribeiro (2011).

5.3.4. Geração de HCs

O petróleo é um produto da evolução térmica do querogênio em função do soterramento progressivo da matéria orgânica durante a evolução de uma bacia sedimentar (Tissot & Welte, 1984). Definido o histórico de compactação, pressão de fluidos e temperatura dos sedimentos da bacia, é possível modelar o momento e o quantitativo de geração de HC. Essa modelagem envolve uma série de reações químicas paralelas que fazem parte da cinética de decomposição da matéria orgânica. Swarbrick e Osborne (1998) abordam as causas de geração de pressões anormais por esse mecanismo e o apontam como um dos principais geradores de pressões anormais em bacias sedimentares antigas.

Cada uma dessas reações possui seu próprio parâmetro cinético: (i) fração de reação ou percentagem de querogênio com uma energia de ativação específica; (ii) energia de ativação ou quantidade de energia necessária para que determinada reação ocorra; (iii) constante de Arrhenius ou constante universal dos gases (0,001987 kcal/mol K); (iv) temperatura; (v) fator de frequência ou frequência de choques entre as moléculas (da Silva, 2006).

A descrição dos processos que regem essas reações químicas durante a formação do petróleo se dá pela cinética química do petróleo, distinguida por dois tipos de craqueamento (primário e secundário), pelo tipo de querogênio e seu potencial de geração, e pelo número e tipo dos componentes de petróleo gerados.

Os tipos de querogênio são uma função direta do ambiente deposicional, que define o tipo de matéria orgânica depositada (ex. algas lacustres e vegetais superiores). O conteúdo total dessa matéria orgânica em uma rocha geralmente é dado em % de massa de carbono orgânico total (COT).

De modo geral, é aceito que as rochas sedimentares devem apresentar valores de COT superiores a 1% em peso para serem consideradas potencialmente geradoras de petróleo (Peters & Cassa, 1994), no entanto, o COT, isoladamente não pode indicar o potencial gerador de uma rocha. Rochas ricas em carbono e pobres em hidrogênio não são apropriadas para gerar óleo, mas eventualmente gás (Ribeiro, 2011).

Uma técnica adotada para avaliar o potencial gerador de uma rocha é a pirólise, técnica que simula, em laboratório, o processo natural de maturação da matéria orgânica. Com base em picos de concentração em função da temperatura, são obtidos parâmetros o índice de hidrogênio (IH) e o índice de oxigênio (IO), que

analisados em diagramas do tipo Van Krevelen de Espitalié *et al.* (1985), permitem avaliar o tipo de querogênio, potencial gerador e o tipo de HC gerado.

Outra análise adotada é a refletância de vitrinista (R_o), identificada no microscópio através de lâminas ou *plugs* preparados com ácido clorídrico e fluorídrico. A análise se fundamenta nas alterações químicas sofridas pela matéria orgânica durante o soterramento (sob influência da pressão e da temperatura), detectáveis por equipamentos óticos. A alteração química das partículas de vitrinita é irreversível, portanto, mede-se a refletância em partículas de vitrinita, que apresentam aumento de refletância com a profundidade (proporcional à maturação).

Os resultados são expressos em % de R_o , que segundo o grau de maturação permite estabelecer a relação dada pela Figura 5.19:

- Zona imatura (não gera quantidades comerciais de HCs): $R_o < 0,6\%$.
- Zona madura (“janela” de geração de HCs líquidos): $0,6 < R_o < 1,35\%$;
- Zona senil (geração de gás): $R_o > 1,35\%$.

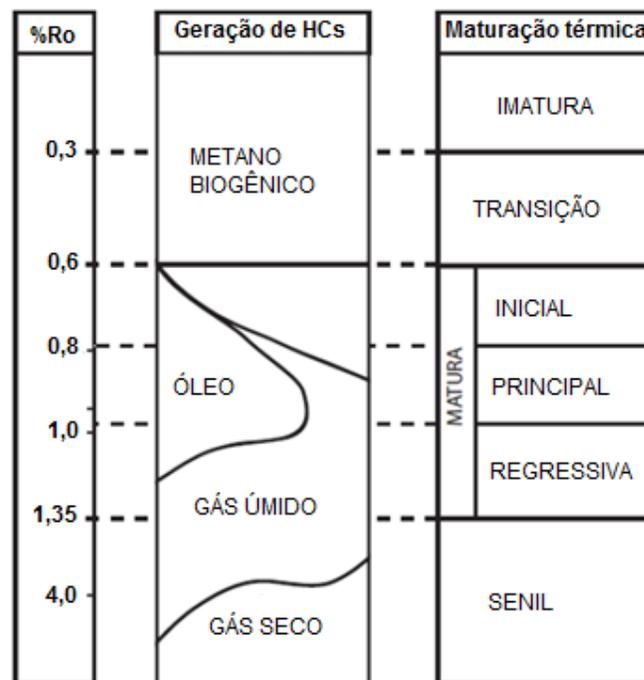


Figura 5.19 - Refletância da vitrinista x maturação (Fonte: Ribeiro, 2011).

A simulação da geração de hidrocarbonetos em pacotes de modelagem de bacias, segundo Fjeldskaar *et al.* (1990), são fundamentados em três modelos: (i) modelo BP, discutido em Quigley *et al.* (1987); (ii) modelo IFP, apresentado em Ungerer *et al.* (1975); (iii) modelo de Lopatin, apresentado em Lopatin (1971).

5.3.5. Análise de fluidos e migração

Na análise dos fluidos, modelos trabalham com as diversas fases: líquida, vapor e supercrítica. Estuda-se a dissolução de componentes por temperatura e pressão e propriedades do fluido, como densidade e viscosidade. Esta fase é fundamental para análises de migração (fluxo de fluido) e de volume de reservatório, imediatamente posteriores ao estudo de geração de HC.

“A migração é o caminho percorrido pelo HC do ponto onde foi gerado até o local onde se acumula. Essa migração ocorre em dois estágios: migração primária, que compreende a movimentação dos HCs no interior da rocha fonte e para fora desta; migração secundária, quando os HCs se deslocam através do meio poroso até as trapas” (da Silva, 2006).

Modelos de adsorção são usados para descrever a liberação dos hidrocarbonetos (HC) para o espaço poroso livre da rocha fonte. A modelagem da migração primária estima qual o percentual de volume poroso da rocha fonte será saturado com hidrocarboneto até o limite de expulsão. Todo o HC gerado a partir deste limite será expulso da rocha fonte e migrará conforme os modelos de migração secundária.

A modelagem dos mecanismos de fluxo e efeito de pressão capilar é fundamentada na Lei de Darcy, com fluxo multicomponente trifásico, e nos conceitos de capilaridade e permeabilidade relativa, discutidos em detalhes em livros técnicos de simulação de reservatórios, como Rosa *et al.* (2006). A diferença de densidade entre HCs e a água resulta em efeito *bouyancy* e capilaridade em rochas porosas, o que age como a principal força motora ou de resistência para a migração de HCs (England *et al.*, 1991 apud Liu e Katz, 2013).

Os conceitos de fluxo pela lei de Darcy foram previamente discutidos, porém nesta etapa da modelagem, a água não é mais o único tipo de fluido presente. Efeitos de difusão também são avaliados no transporte de HC leves pela água. Velocidades de migração e saturação de acumulação são calculadas em um só procedimento. A formulação adotada pelo Temis para calcular a pressão nos HCs (Equação 5.19) tem por base a pressão capilar.

$$P_{hc} = P_p + P_c \quad \text{Equação 5.19}$$

Onde

P_{hc} é a pressão no HC (Pa)

P_p é a pressão de poros (Pa)

P_c é a pressão capilar (Pa)

Quanto maior a pressão capilar, maior a dificuldade de invasão de HCs nos poros de uma determinada litologia. A pressão capilar de uma determinada litologia para uma fase de HC é descrita pela Equação 5.20:

$$P_c = P_{c\emptyset} + P_{csat} \quad \text{Equação 5.20}$$

Onde

$P_{c\emptyset}$ é a fração de pressão capilar relacionada à porosidade do sedimento

P_{csat} é a fração de pressão capilar relacionada saturação de HC

$P_{c\emptyset}$ é definida pela Equação 5.21:

$$P_{c\emptyset} = P_{cM} + (P_{cm} + P_{cM}) \times \left(\frac{\emptyset_M - \emptyset}{\emptyset_M - \emptyset_m} \right)^{C\emptyset} \quad \text{Equação 5.21}$$

Onde

\emptyset é a porosidade do sedimento

\emptyset_M é a máxima porosidade da litologia na curva de porosidade em profundidade

P_{cM} é a pressão capilar na \emptyset_M

\emptyset_m é a mínima porosidade da litologia na curva de porosidade em profundidade

P_{cm} é a pressão capilar na \emptyset_m

$C\emptyset$ é a curvatura da curva $P_{c\emptyset}$. O manual do Temis recomenda 0.5.

$$P_{csat} = \Delta P_c \times \left(\frac{Sat}{Satir} \right)^{C_{sat}} \quad \text{Equação 5.22}$$

Onde

ΔP_c é a fração da pressão capilar quando a saturação é igual a $Satir$

$Satir$ é o maior valor possível que a saturação de HC pode atingir em uma litologia

Sat é a saturação corrente no HC

C_{sat} é o expoente da curva P_{csat} . O manual do Temis recomenda 2.0.

Para considerar anisotropia horizontal e vertical, multiplicadores de permeabilidade devem ser adotados. O cálculo mobilidade por permeabilidade relativa adotado no Temis se dá como apresentado abaixo.

$$V_w = - \left(\frac{K \cdot Kr_w}{\mu_w} \right) \times grad \left(\frac{P_p \cdot Z}{\rho_w \cdot g} \right) \quad \text{Equação 5.23}$$

$$V_{hc} = - \left(\frac{K \cdot Kr_{hc}}{\mu_{hc}} \right) \times grad \left(\frac{(P_p + P_c) \cdot Z}{\rho_{hc} \cdot g} \right) \quad \text{Equação 5.24}$$

Onde

V_w e V_{hc} são a velocidade de filtração da água e do HC

K é a permeabilidade intrínseca

Kr_w e Kr_{hc} são a permeabilidade relativa da água e do HC

μ_w e μ_{hc} são a viscosidade da água e do HC

P_p é a pressão de poros

P_c é a pressão capilar

ρ_w e ρ_{hc} são a densidade da água e do HC

g é a aceleração da gravidade

A permeabilidade relativa da água é calculada em função da saturação de HC e dos parâmetros da curva de permeabilidade relativa (Equação 5.20).

$$Kr_w = \left(\frac{S_w - (1 - Satir)}{Satir - Satex} \right)^{pwo}, \text{ se } S_w \in [1 - Satir, 1 - Satex] \quad \text{Equação 5.25}$$

Onde

S_w é a saturação de água

$Satir$ é a máxima saturação de HC ou saturação irreduzível da água

pwo é o expoente da curva de Kr_w

$Satex$ é o valor de corte de saturação para a expulsão do HC

Quanto maior o valor de Kr_w , maior o fluxo da fase água. A permeabilidade relativa do HC é dada pela Equação 5.26.

$$Kr_{hc} = \left(\frac{S_o - Satex}{Satir - Satex} \right)^{pwo}, \text{ se } S_o \in [Satex, Satir] \quad \text{Equação 5.26}$$

Onde

S_o é a saturação de HC

pwo é o expoente da curva de Kr_{hc}

Nos caminhos de migração (falhas abertas, redes de fraturas interconectadas e corredores de rochas permeáveis), o fluxo lateral é considerado instantâneo em termos de tempo geológico. Áreas de drenagem e acumulação são então obtidas, sendo considerados também o escape de fluido e a comunicação entre áreas de drenagem.

Na análise de invasão por percolação, assume-se que o petróleo se move instantaneamente (em escala geológica) por empuxo e pressão capilar, sendo bastante conveniente para modelar fluxo em falhas. O produto final é a previsão do volume de reservatório com altura e qualidade da coluna de acumulação, influenciadas por pressão de entrada capilar do selo, escape, fissura, craqueamento secundário e biodegradação. No caso do presente estudo, o principal interesse é a pressão a que os reservatórios e demais sedimentos se encontram submetidos.

5.3.6. Calibração de pressões anormais

Conforme Hantschel e Kaureaulf (2009), a calibração das pressões se dá basicamente pelo ajuste das propriedades de rocha por compactação mecânica. Mesmo fenômenos como transferência de pressão são controlados por propriedades de rocha, uma vez que ocorrem apenas se houver permeabilidade suficiente para a migração do excesso de fluido e equilíbrio de pressão.

A calibração para mecanismos como expansão aquaternal e transformação mineral dependem também da calibração de temperatura, mas em geral tem menor influência no cenário final de pressões (Swarbrick e Osborne, 1998). A geração de HCs, flutuabilidade e migração de HC leves para regiões mais superficiais da bacia também dependem da calibração de temperatura e de parâmetros como COT. Estes últimos podem ser fatores relevantes no que se refere à modelagem de bacias com evaporitos. Neste caso, é importante inferir propriedades de falhas e fraturas também por meio das propriedades de rocha.

São dois os passos de calibração das propriedades físicas de rocha: porosidade e permeabilidade. A calibração da porosidade é mais simples e direta. Dado um poço perfurado na área de estudo, desde que conhecido o par porosidade vs tensão efetiva de uma litologia específica em diferentes profundidades, calibra-se a curva de compactação. Com a pressão de poros e a tensão vertical total (sobrecarga), obtém-se a tensão vertical efetiva. Plotando os pares é possível calibrar a curva de compactação (Figura 5.20).

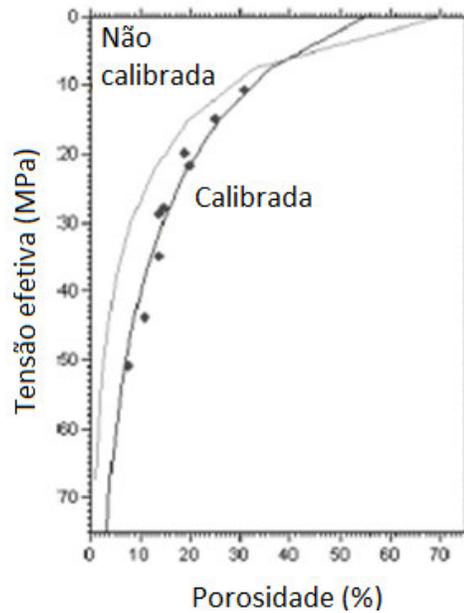


Figura 5.20 – Ajuste de lei de Athy na formulação de porosidade versus tensão efetiva por valores medidos (Hantschel e Kaureauf, 2009).

Hantschel e Kaureauf (2009) alertam para a importância de não calibrar a curva de compactação em função da profundidade, mas sim da tensão vertical efetiva, dado o efeito da retenção ou não de fluidos em uma mesma profundidade.

A segunda etapa consiste em calibrar a pressão de poros com a permeabilidade. Este não é um processo direto, uma vez que a variação da permeabilidade implica em mudanças no fluxo de fluido para fora dos poros e afeta diretamente a pressão de poros. Hantschel e Kaureauf (2009) realçam a importância de se calibrar especificamente as camadas onde há crescimento ou redução de pressão, conforme Figura 5.21, de forma interativa e sem simultaneidade a outros ajustes.

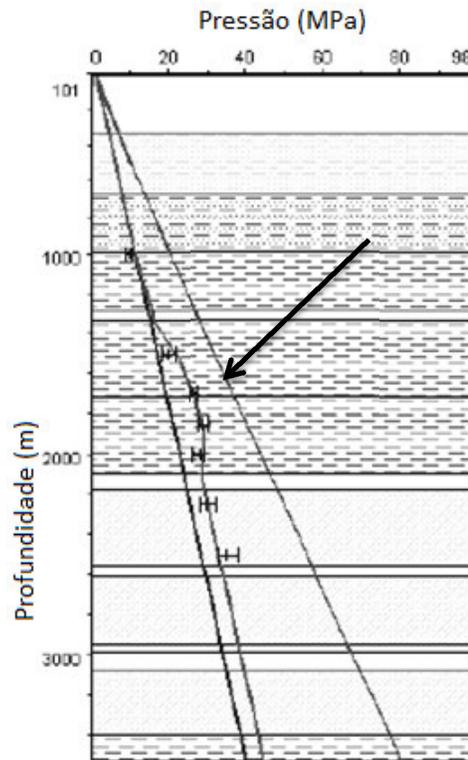


Figura 5.21 – Calibração de pressão por ajuste de permeabilidade em camadas de gradiente crescente ou decrescente (Hantschel e Kaureauf, 2009).

5.4. Introdução de elementos ao fluxo global

5.4.1. Elementos estruturais

A integração de componentes estruturais, como falhas e movimentação salina é elemento chave e requer a restauração dos mesmos ao longo do tempo (Liu e Katz, 2013). As deformações causadas pela movimentação de falhas e deformação salina são muito importantes para ignorar e bastante complexas para simular em modelagem de bacias (Hantschel e Kaureauf, 2009; Liu e Katz, 2013).

Falhas

Os elementos de falhas devem ser inseridos com suas respectivas propriedades de porosidade e permeabilidade a partir do momento em que são geradas. Falhas abertas e fechadas, respectivamente, podem ser interpretadas como caminhos ou barreiras perfeitas de fluxo (Chapman, 1983).

Ao contrário da simulação de reservatórios, em que os HCs possuem volume conhecido e migram em tempo observável, permitindo verificar o impacto da presença de falhas por meio de dados de poços e sísmica, a modelagem de bacias opera em escala geológica de tempo e hipóteses diversas são assumidas para verificar como as falhas impactam no fluxo de fluidos.

Em termos de modelagem de bacias, onde se trata da modelagem de eventos em tempo geológico, o fluxo de fluidos por falhas abertas (permeáveis) é considerado instantâneo, ou seja, há redistribuição imediata de excessos de pressão por meio de falhas e de fraturas conectadas.

Borge (2000) apresenta estudo de modelagem de pressão da bacia como controlada por falhas em bacias sedimentares. O autor trata do problema por meio de compartimentos de pressão, ou seja, ao abordar o elemento falha, assume por hipótese que as falhas sejam fechadas ao fluxo, abertas, ou mesmo abertas em determinado período geológico e fechadas em período posterior. Borge estuda a transmissibilidade do sistema pela análise de sobreposição ou deslocamento dos compartimentos separados pela falha, assim como apresentado na Figura 5.5.

Para atribuir à falha condições de selo ou caminho de migração na modelagem de bacias, uma forma direta é trabalhar com os valores de pressão capilar. Ao atribuir à falha elevada pressão capilar, a mesma apresentará condições de selo, enquanto falhas abertas (ou corredores de fluxo) podem ser obtidas pela atribuição de baixa pressão capilar.

Como não é possível considerar o fluxo pela Lei de Darcy em elementos com volume nulo, as falhas podem ser modeladas pela atribuição de litofácies com propriedades de falha nas células atravessadas pela mesma. Caso permitido pelo modelador, células refinadas na região de falha podem atribuir maior representatividade ao modelo.

Como apresentado na Figura 5.22, a migração de HC não ocorre necessariamente durante todo o tempo ao longo das falhas. O HC se acumula em zonas de acumulação até que atinjam determinada altura e sejam capazes de formar traços mais forte e migrar ao longo dos planos de falhas. Os HCs também são trapeados em blocos de falhas, rompem o selo de topo e então continuam sua migração até camadas ou novas falhas acima (Liu e Katz, 2013).

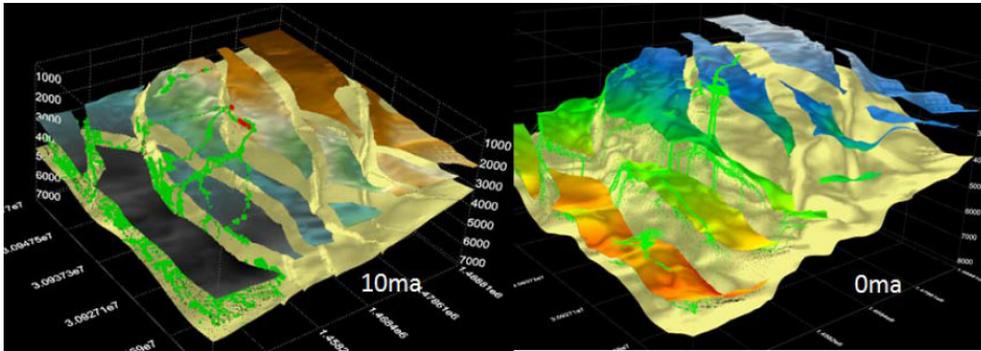


Figura 5.22 – Teste de histórico de migração em região com falhas. Os traços em verde são caminhos de migração de HCs (Liu e Katz, 2013).

Neste caso, os autores reforçam que não há a necessidade de impor condições de contorno do tipo aberta ou fechada às falhas. A migração de HCs se dá naturalmente em função litologias, geometria e relação espacial entre blocos de falhas. Ainda, a região de armazenamento e os volumes de HC determinam o momento em que as trapas serão preenchidas ou rompidas.

Evaporitos

Os evaporitos possuem propriedades mecânicas e termais bastante particulares, como seu comportamento de fluência e sua elevada condutividade termal (Rowan, 1993; Mohriak *et al.*, 2009; Allwardt *et al.* 2009), portanto, quando o volume de sal é considerável em uma bacia, sua história e distribuição pode dominar as características estruturais e termais desta bacia (Liu e Katz, 2013).

Uma das consequências da movimentação salina é a geração de falhas nos sedimentos ao seu redor (Alsop *et al.*, 2000; Zilberman *et al.*, 2001; Dusseault *et al.* 2004). Neste caso é importante inserir os devidos eventos em suas respectivas idades para simular de forma mais realista os seus efeitos no cenário atual de pressão de poros.

A espessura, a geometria e a profundidade de soterramento dos corpos salinos são variáveis de grande impacto na nas propriedades de fluxo de fluido e de fluxo de calor em uma bacia. A espessura do sal, quando presente na bacia, deve ser calibrada para cada idade dos horizontes ou ao menos para períodos de maior relevância, conforme destacado em Allwardt *et al.* (2009).

A restauração do sal é baseada na teoria de conservação de massa em um grid confinado entre a base do sal e o seu topo. Assume-se que o sal é suficientemente plástico ao longo do tempo geológico e tem sua movimentação ditada pelos efeitos discutidos no item 2.2. Trata-se a base do sal como uma

superfície deslizante sobre a qual o sal e o sedimentos acima dele se movem livremente sem a interferência de estruturas e sedimentos abaixo (Liu, 2012 apud Liu e Katz, 2013; Allwardt, 2009).

Seja o corpo salino alóctone ou autóctone, a teoria de conservação de massa se aplica aos dois casos, porém, no caso do sal alóctone, que se desconecta do depósito fonte, o contorno do volume se trata da soma dos corpos. Para garantir a coerência geológica desse processo, a isostasia e a conservação de massa são os principais critérios de avaliação da validade das restaurações (Liu e Katz, 2013). Figura 5.23 apresenta respectivamente a restauração de corpos salinos autóctones e alóctones.

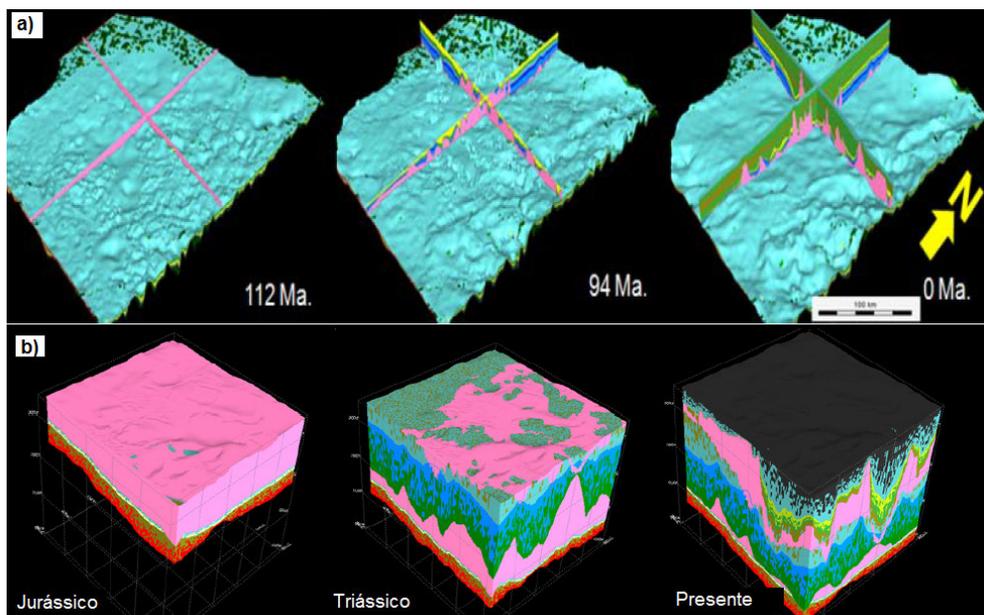


Figura 5.23 – Restauração de corpos salinos: a) autóctone; b) alóctone. Editado de Liu e Katz (2013).

5.4.2. Processos diagenéticos

A diagênese pode atuar direta ou indiretamente na geração de sobrepressões: a compactação química ocorre em arenitos e carbonatos e age reduzindo o espaço poroso, logo reduz a permeabilidade; já a transformação mineral se dá em rochas argilosas (transformação de esmectita em illita, e kaolinita em illita, conforme Boggs (2009)) libera no sistema um volume de água antes intrinsecamente aderido aos minerais. Os dois mecanismos são denominados secundários por Swarbrick e Osborne (1998). O segundo gera sobrepressões por

expansão do volume da água antes quimicamente aderida ao mineral (argila) e agora livre no sistema.

Os dois fenômenos ocorrem apenas sob condições de elevada temperatura e pressão e implicam em variações no cenário de pressão de poros. A compactação química é responsável pela redução da porosidade em grandes profundidades, onde a compactação mecânica já não é mais relevante. A cimentação se dá pela dissolução do quartzo por pressão de contato, transporte difusivo pela água dos poros e precipitação. (Hantschel e Kaureauf, 2009). Como consequência, aumenta a pressão de poros, que por sua vez afeta o fluxo de fluido e a distribuição das pressões na bacia.

A formulação adotada pelo Temis para modelar a compactação química em arenitos e carbonatos é embasada nos estudos de Schneider et al. (1996) e Schneider e Hay (2001), Equação 5.27:

$$\frac{d\phi}{dt} = -\alpha(\phi, T)\sigma - \beta(\sigma) \left(\frac{d\sigma}{dt} \right) \quad \text{Equação 5.27}$$

Onde

ϕ é a porosidade

t é o tempo

T é a temperatura

σ é a tensão efetiva

$\alpha(\phi, T)$ é o termo de compactação química

$\beta(\sigma)$ é o termo de compactação mecânica

O termo de viscosidade é dado pela Equação 5.28.

$$\alpha(\phi, T) \frac{d\phi}{dt} = \frac{1 - \phi}{\mu_s(T)} \quad \text{Equação 5.28}$$

$$\mu_s(T) = (\mu_{s0}) \exp \left[\frac{E\mu}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right]$$

Onde

μ_s é a viscosidade macroscópica do sólido (Pa.s)

μ_{s0} é a viscosidade macroscópica a 15°C (Pa.s)

T_0 é a temperatura de referência (15°C)

$E\mu$ é a energia de ativação relacionada à viscosidade macroscópica

Valores de energia de ativação podem ser encontrados em Schneider e Hay (2001) e Guilmin (2012). Guilmin (2012) apresenta discussão abrangente sobre

conceitos e formulações para a modelagem da compactação química e seu efeito no cenário de pressão de poros de uma bacia.

Um dos processos em compactação química de argilas é a precipitação de illita no espaço poroso, modificando a permeabilidade, guiada por: dissolução de caolinita ou esmectita, transporte da solução, precipitação mineral da illita. Essa precipitação de illita no espaço poroso reduz a permeabilidade e gera excesso de fluido no sistema, resultando em consequências significativas no regime de pressão (Manual Técnico do TemisFlow). Conforme Hantschel e Kaureaulf (2009), um dos modelos mais aceitos para a transformação de esmectita em illita é dado por Pytte e Reynolds (1989). O Temis utiliza a formulação de Schneider et al. (2003).

O balanço de volume desse processo envolve variações no volume de sólidos, no volume de fluido presente nos poros, no volume de cimento precipitado e na variação do volume total com a porosidade e a cimentação. A ocorrência desse processo, comparado à compactação mecânica, gera menores porosidades sob condições de elevada tensão efetiva. Gera também aumento na pressão de poros, uma vez que a dissolução implica na transferência adicional de parte da sobrecarga para o fluido presente nos poros. Depende, contudo, de condições de temperatura, pressão e selo adequados (Hantschel e Kaureauf, 2009).

5.5. Metodologia proposta para estudos de caso

Este item aborda a metodologia de estudo proposta para ilustrar o potencial da técnica de modelagem de bacias para previsão de pressão de poros por meio estudos de caso (Figura 5.24). Ela é composta por duas vertentes: reprodução de casos da literatura e desenvolvimento de estudos complementares. O primeiro se trata da validação da técnica sugerida em estudos já publicados, enquanto o segundo se trata de estudos complementares representativos de outras feições de bacias evaporíticas. Todos os casos configuram simplicidade, mas assim como os estudos da literatura, devem garantir a representatividade de cenários reais dessas bacias e críticos à perfuração.

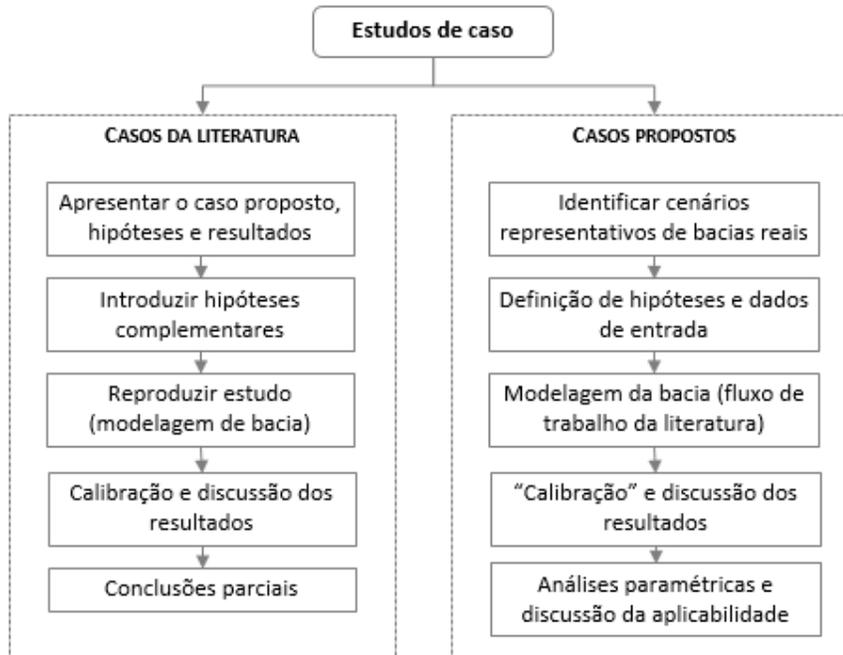


Figura 5.24 – Metodologia aplicada a estudos de caso.

5.5.1. Reprodução de casos da literatura

A reprodução de estudos de caso da literatura tem por objetivo a prática da técnica, a explicação de conceitos e resultados, e a validação de sua aplicação em casos previamente definidos e publicados.

Apresentação do caso proposto, suas hipóteses e resultados

Apresentação geral do caso proposto e seus objetivos, onde são informados os autores e data do estudo, o cenário que modelam e o fenômeno que pretendem representar. Nessa etapa são apresentados dados gerais do estudo de caso, como: apresentação da seção estratigráfica; posicionamento de poços na seção; o foco de estudo; os tipos de sedimentos e ambiente geológico a ser modelado; as idades dos topos definidos.

Em seguida se dá a análise das hipóteses assumidas e dos dados disponíveis, como:

- Sedimento e suas propriedades físicas: densidade e propriedades permo-poroosas dos sedimentos, como curvas de compactação e relação entre permeabilidade e porosidade;

- Mecanismos modelados: compactação mecânica e fluxo de fluido; compactação química; expansão termal; geração e migração de HC?
- Se expansão termal ou mecanismos químicos dependentes da temperatura, quais as hipóteses de modelagem de temperatura?
- Em caso de modelagem de mecanismos químicos, quais os parâmetros adotados?
- Em caso de modelagem de geração de HC, quais os parâmetros cinéticos?
- Calibração de horizontes de topos em idades específicas?
- Se há presença de falhas, como são tratadas e em que idade são inseridas?

Definidos o objetivo, os dados e hipóteses, são apresentados e discutidos os resultados com foco na perfuração de poços e com base nos conceitos de modelagem de bacias e no comportamento geológico.

Introdução de hipóteses complementares

Em geral, nem todos os dados adotados e/ou hipóteses assumidas são informados pelos autores. Neste caso, são especificados os critérios assumidos para a complementação dessas informações. As hipóteses complementares são definidas com base em dados de livros texto, artigos consagrados e/ou bibliotecas disponíveis no simulador TemisFlow, adotado nesta tese.

Reprodução do estudo

É a modelagem de bacias em si, onde os dados são preparados e inseridos no simulador e as etapas de modelagem são seguidas. Esta etapa segue os fluxos previamente apresentados, como a Figura 5.8, adaptados ao fluxo de trabalho do simulador em uso, abordado no item 5.2, e às hipóteses definidas pelos autores.

Como um exemplo, nos casos em que os autores não tratam da geração de HCs, não é preciso introduzir parâmetros cinéticos e modelar a geração dos mesmos. Por outro lado, em casos em que a evolução da seção estratigráfica da bacia é apresentada em períodos específicos, as mesmas também são especificadas como condições de contorno para a simulação.

Para garantir a correta reprodução das seções apresentadas no caso geral, as mesmas são importadas para o simulador, devidamente escaladas em suas dimensões e em seguida os topos estratigráficos são mapeados conforme a mesma. A datação desses topos se dá conforme especificado pelos autores. A definição de litologia tem procedimento específico a depender das dimensões do estudo (1D, 2D e 3D).

As propriedades físico-químicas, os parâmetros cinéticos e as condições de contorno do estudo de casos são inseridas e a simulação é rodada para a obtenção do resultado de pressões previstas.

Calibração e discussão dos resultados

A validação dos resultados consiste na comparação qualitativa (análise visual da coerência de distribuição de pressões na seção) e quantitativa (*crossplot* de dados de poço de calibração com os resultados simulados para sua locação) aos resultados de referência.

Resultados não compatíveis implicam na calibração dos dados, conforme discutido no item 5.3.6. A discussão dos resultados consiste em discussão comparativa entre os resultados de referência e os obtidos.

Conclusões parciais

As conclusões parciais tratam do aprendizado adquirido no estudo de caso e aplicabilidade dos conceitos a estudos complementares futuros.

5.5.2.

Proposta e desenvolvimento de novos casos de estudo

Os estudos propostos visam a complementação de uma “base de conhecimento” representativa de cenários reais críticos à perfuração em bacias evaporíticas, apresentando soluções complementares aos estudos da literatura e representativos de casos típicos apresentados no Capítulo 2.

Identificação de cenários

A definição de cenários envolve a identificação de ocorrências de pressões anormalmente altas em bacias evaporíticas e suas possíveis causas. Por falta de disponibilidade de dados reais, casos simplificados, porém representativos, serão adotados. Dos casos de estudo apresentados ao longo do capítulo 2, nota-se a validade dessa abordagem. Para isso, alguns passos serão observados:

- Análise de casos reais de descrição de pressões anormais em bacias evaporíticas (abordado no capítulo 2, será apenas aqui condensado de forma prática para aplicação);
- Exame dos padrões na distribuição das pressões anormais próximo aos evaporitos (também apresentado no capítulo 2);

- Estudo geológico de possível evolução geométrica (2D ou 3D) nos passos de tempo;
- Identificação de possíveis processos geradores e dissipadores associados à evolução da bacia.

Definição de hipóteses e dados de entrada

Nesta etapa são especificados os mecanismos geradores a serem considerados no processo de evolução da bacia modelada, e apresentados os dados e hipóteses a serem adotados. Para tanto, são estudados padrões de crescimento de diápiros salinos em literatura específica, como Alsop et al (2000), Rowan (1993) e Mohriak *et al.* (2009).

Também serão estudadas variações dos casos apresentados em literatura que atendam a outras feições críticas apresentadas no capítulo 2.

A ordem de grandeza de idades dos topos, propriedades de rocha, fluxo de calor basal, dados geoquímicos, pressões atuais e permeabilidade por falhas e fraturas podem ser obtidos em fontes diversas de modelagem de bacias (como Sinclair, 2007; Allwardt *et al.*, 2009 e Ribeiro, 2011), ou mesmo por cartas estratigráficas das bacias alvo (disponíveis órgãos como a ANP – Agência Nacional do Petróleo).

Outra fonte de dados é Hantschel e Kaureaulf (2009), que compilam grande quantidade de dados de propriedades de rochas, modelos de curvas de compactação, curvas de porosidade *versus* permeabilidade, parâmetros geoquímicos e fluxo de calor basal em função da localização da bacia.

Ainda é possível recorrer às próprias bibliotecas do IFP, disponíveis no simulador TemisFlow.

Modelagem da bacia

A modelagem, neste caso, segue os mesmos passos descritos no item de reprodução de estudos da literatura. Os processos de modelagem são seguidos conforme os dados e hipóteses assumidas e levando em consideração o fluxo de trabalho do simulador e da literatura.

“Calibração” e discussão dos resultados

A calibração, neste caso, não se trata de ajuste para validação de resultados propriamente dita, uma vez que não são disponíveis dados reais. Trata-se,

contudo, da calibração de parâmetros para análise qualitativa em relação ao cenário que se pretende modelar.

A discussão dos resultados é uma etapa paralela e interativa à calibração de parâmetros, pois trata da análise da validade dos resultados obtidos e critérios de verificação das mesmas.

Análises paramétricas e discussão da aplicabilidade

Uma vez atingido o cenário alvo de cada estudo proposto, será realizada análise paramétrica para a identificação de variações de pressão no entorno do sal em função de mudanças na evolução geológica da bacia e propriedades de rocha. Os fatores a considerar na análise serão específicos para cada estudo de caso proposto, de forma a ter coerência física e aplicação prática.

Saker e Smith (2002) apresentam estudo de padrões de pressões anormais em função da deposição, crescimento e recuo do sal, porém a abordagem é relativamente superficial e especulativa, apenas apresentando hipóteses e validando com exemplos de poços perfurados em áreas representativas dos casos propostos. Outros estudos em ambientes similares, como Allwardt *et al.* (2009) contradizem alguns dos comportamentos defendidos.

Pretende-se neste estudo fazer uso do potencial da modelagem de bacias para a previsão desses cenários. Como se trata de um processo interativo, os dados podem ser ajustados conforme a coerência dos resultados obtidos.