

2 Previsão de pressão de poros em ambientes geologicamente complexos

A perfuração de poços em ambientes geologicamente complexos, em especial as bacias evaporíticas, pode trazer problemas geomecânicos diversos (Zilberman *et al.*, 2003; Rohleder *et al.*, 2003; Dusseault *et al.*, 2004; Wilson e Fredrich, 2005; Saleh *et al.*, 2013). A boa previsão da pressão de poros é um ponto fundamental à perfuração mais segura nestas locações, porém, estes cenários complexos não são bem representados pelas metodologias convencionais de previsão.

As características específicas dos evaporitos, como fluência e selo, constituem ponto chave na complexidade geológica de bacias evaporíticas e devem ser tratadas com bastante critério. Esses complexos selantes, presentes em muitas regiões produtoras do mundo, estão frequentemente associados a acumulações de óleo, gás ou salmoura sobrepressurizados (Zilberman *et al.*, 2001), o que os faz cenários atraentes à perfuração.

Este capítulo aborda conceitos gerais de previsão de pressão de poros e os desafios impostos à perfuração em bacias evaporíticas, apresentando e comparando estudos de caso desenvolvidos por abordagens metodológicas diversas.

2.1. Métodos convencionais e não convencionais de previsão de pressão de poros

Por métodos convencionais entende-se estudos 1D de previsão a partir dados de perfis geofísicos de poço, parâmetros de perfuração ou velocidades sísmicas para estimar a pressão de poros de rochas argilosas e calibrá-las com medições diretas em rochas permeáveis. Juntos, esses métodos compreendiam quase a totalidade das análises de pressão de poros para a perfuração de poços até há poucos anos (Huffman, 2002; Rocha e Azevedo, 2009). Serão aqui apresentados alguns dos métodos existentes em cada linha, de forma a apresentar uma visão geral da abordagem das previsões.

Por métodos não convencionais entende-se a modelagem de bacias, a modelagem geológica-geomecânica 3D e a modelagem pelo método dos elementos finitos. São métodos mais recentes que se desenvolvem de forma atrelada à evolução tecnológica, visto que necessitam de processamento computacional robusto. Estudos 3D por métodos sísmicos podem ser considerados convencionais ou não convencionais, a depender do uso integrado ou não com dados de poços.

Uma das diferenças marcantes dos dois primeiros em relação aos métodos convencionais é a preocupação em honrar a geologia da área modelada, para a partir dela prever o cenário de pressões. Fazem uso de base integrada de dados e conhecimento multidisciplinar em geoengenharia e geociências. A modelagem por elementos finitos busca modelar a evolução do cenário de pressões com o tempo em função das deformações impostas pela fluência dos evaporitos.

Os itens de modelagem de bacias e modelagem geológica-geomecânica 3D, foco deste trabalho, serão aqui abordados apenas em contexto global e melhor detalhados em capítulos específicos.

2.1.1.

Métodos de previsão de pressão de poros 1D por perfis elétricos

Na década de 1960 surgiram os primeiros métodos de previsão de pressão de poros com base nos estudos de Terzaghi (1947) sobre compactação de solos e relação entre tensões totais e efetivas, observando especificamente o mecanismo de subcompactação com retenção de fluidos. Nessa década foram desenvolvidos o método empírico de Hottmann e Johnson (1965) e o método da profundidade equivalente, de Foster e Whalen (1966). Os dois métodos fazem uso do desvio do perfil sônico (Dtc) em relação a uma tendência de compactação normal, porém há diferenças fundamentais quanto à acurácia e aos dados de entrada.

Hottman e Johnson (1965) calibram esse desvio a partir de medições diretas em sedimentos adjacentes, traçando uma curva de correlação ajustada para o campo em estudo. Neste caso, leituras diretas são dados essenciais à aplicação do método. Foster e Whalen (1966), por outro lado, não usam medições diretas, mas partem da hipótese de que a tensão efetiva em uma dada profundidade de uma zona de pressões anormais (desvio de Dtc) é igual àquela observada para uma profundidade equivalente de mesmo valor de Dtc do trecho normalmente compactado anterior à zona de transição para pressões anormais.

A natureza empírica do método de Hottman e Jhonson (1965) permite que o mesmo capte parcialmente outros mecanismos além da subcompactação, mas depende de abundância de medições diretas para calibração. O método de Foster e Whalen (1966) não depende dessas medições, mas não deve ser adotado para grandes intervalos de profundidade, pois mesmo que a subcompactação seja o único mecanismo presente, qualquer mudança litológica é capaz de influenciar consideravelmente nos resultados.

Na década seguinte, Eaton (1972, 1975) questiona alguns aspectos do trabalho de Hottman e Jhonson e propõe um método que relaciona as tendências de compactação com a tensão efetiva, e a partir dela, obtém a pressão de poros. O método atenta para o mecanismo de subcompactação com base nos experimentos de Terzaghi. O método de Eaton se aplica tanto a perfis geofísicos (resistividade e sônico) quanto ao expoente “d”, derivado de parâmetros de perfuração (apresentado no item 2.1.2).

Para a aplicação do método, o perfil de interesse deve ser filtrado para que a curva corresponda apenas a rochas argilosas. Traça-se uma tendência linear de compactação normal em escala semi logarítmica com a profundidade e assume-se que desvios em relação à tendência de compactação normal possam ser correlacionados com o aumento de pressão de poros por subcompactação. Calcula-se também a sobrecarga e aplica-se a Equação 2.1 e/ou Equação 2.2. O autor sugere a calibração dos expoentes para o campo de estudo.

$$G_{PP} = G_S - (G_S - (G_{PP})_N) \left(\frac{R_o}{R_n} \right)^{1,2} \quad \text{Equação 2.1}$$

$$G_{PP} = G_S - (G_S - (G_{PP})_N) \left(\frac{\Delta t_n}{\Delta t_o} \right)^{3,0} \quad \text{Equação 2.2}$$

Onde

$(G_{PP})_N$ é o gradiente de pressão de poros normal (psi/ft)

R_n é a resistividade normal - (ohm.m)

R_o é a resistividade observada (ohm.m)

Δt_n é o tempo de trânsito normal – do NCT - (μ s/ft)

Δt_o é o tempo de trânsito observado (μ s/ft)

O método de Eaton, por sua praticidade, é ainda o método mais utilizado para a previsão de pressão de poros. Como o mecanismo de subcompactação é o mais abundante em bacias sedimentares (Law e Spencer, 1998), em geral gera

bons resultados. Em ambientes com a presença de mecanismos secundários e/ou de maior complexidade geológica, contudo, seu uso não é recomendado.

Seguindo uma linha de pesquisa diferente dos anteriores, Holbrook e Hauck (1987) propõem um método de previsão com base em modelos petrofísicos, onde variações das propriedades de uma mesma litologia são consideradas. Os autores fazem uso de propriedades como porosidade e volume de argila para a previsão da pressão de poros. O método, contudo, por considerar parâmetros petrofísicos diversos, possui subjetividade considerável.

Bowers (1995) discute a aplicabilidade dos métodos anteriores em ambientes onde mecanismos secundários estão presentes. Ao se aprofundar nos conceitos dos mecanismos geradores, verifica que os métodos de “expansão de fluidos” implicam em comportamento diferenciado na porosidade dos sedimentos. A partir desta hipótese, modela curvas para efeitos de compactação (curva virgem de adensamento – a tensão efetiva nunca foi maior que a atual) e *rebound* (redução da tensão efetiva em função do aumento da pressão de poros), como ilustrado na Figura 2.1.

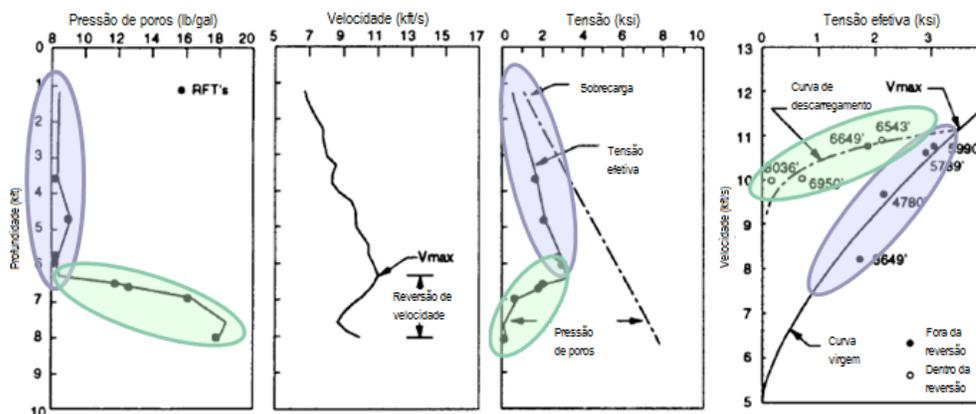


Figura 2.1 – Efeitos de mecanismos primários e secundários na pressão e na velocidade, e ajustes da curva virgem de adensamento e curva de descarregamento (editada de Bowers, 1995).

O ajuste de curvas diferenciadas para compactação e descarregamento é fundamentada no comportamento elastoplástico de sedimentos, que durante o descarregamento recuperam apenas parcialmente a deformação imposta pelo carregamento. As equações que modelam o fenômeno são apresentadas na Figura 2.2.

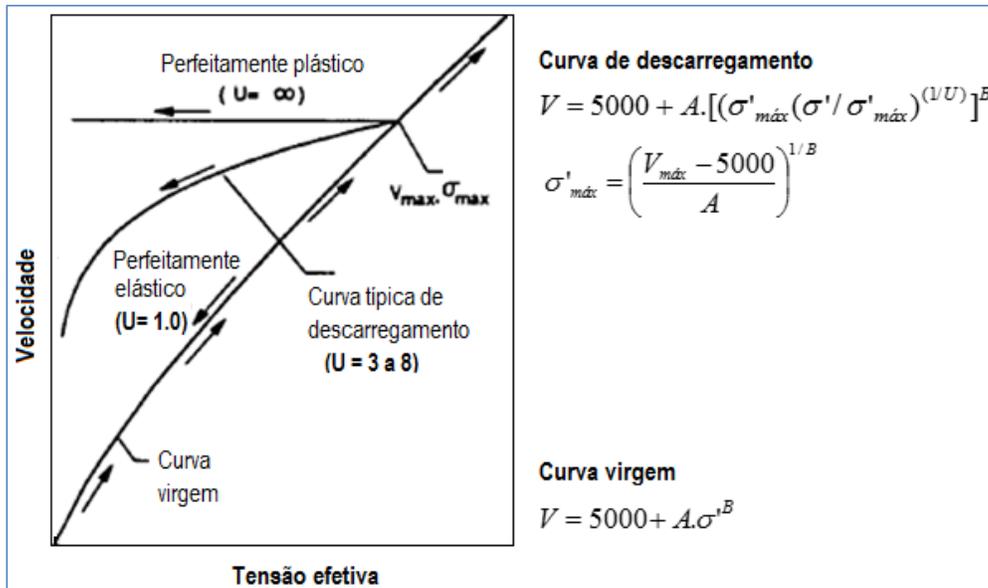


Figura 2.2 – Modelagem das curvas de carregamento e descarregamento do método de Bowers (1995).

Bowers (2001) questiona e complementa o próprio método ao observar que o perfil base adotado em seu método não é capaz de captar, por si só, a ocorrência ou não de mecanismos secundários. O autor observa que a má compreensão da ocorrência ou não de mecanismos secundários pode levar à superestimativa da pressão de poros em trechos erroneamente identificados como contidos em zona de descarregamento (ver Figura 2.2). Para melhor compreender e delinear a ocorrência desses mecanismos, Bowers e Katsube (2002) analisam os tipos básicos de poros e sua resposta aos efeitos de descarregamento (Figura 2.3).

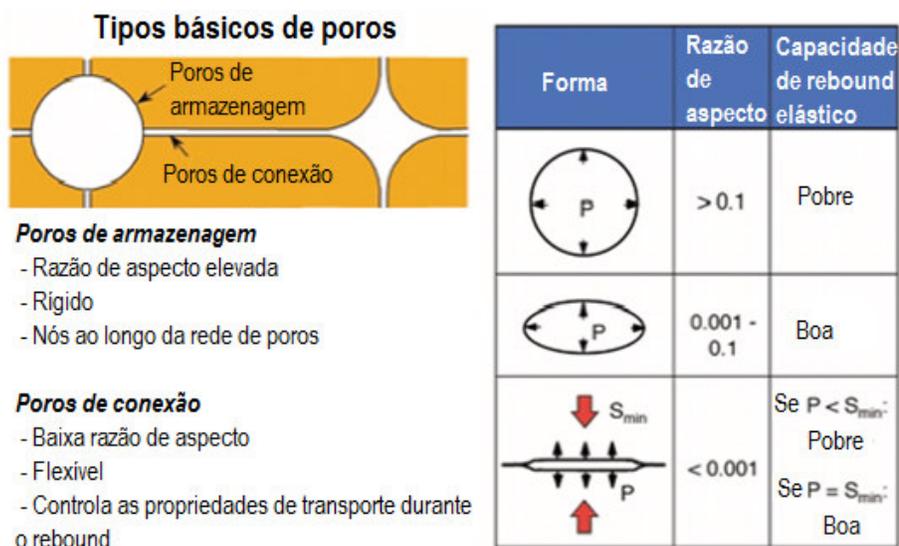


Figura 2.3 – Tipos de poros e seus comportamentos (editado de Bowers, 2002).

Notar que os poros de estocagem são rígidos e, portanto, apresentam expansão desprezível durante o descarregamento. Os poros de conexão, contudo, são bastante flexíveis e expandem sob o efeito de descarregamento. A expansão é crítica às propriedades de transporte, como Dtc e resistividade, mas pouco afetam propriedades volumétricas, como densidade e porosidade. Diante desta observação, Bowers (2001) propõe o uso de *crossplots* entre o perfil densidade e o perfil Dtc para detectar zonas de descarregamento (Figura 2.4).

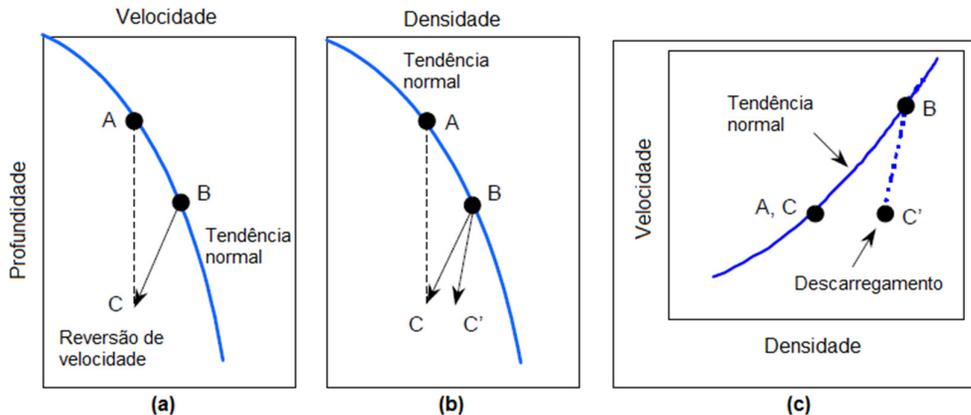


Figura 2.4 – Detectando descarregamento em zona de reversão de velocidades.

É possível observar que no ponto C não cabe a estimativa de pressão por descarregamento, em que métodos como os da profundidade equivalente ou Eaton podem atender bem às previsões. O ponto C', contudo, corresponde a um ponto de descarregamento, logo, a estimativa por estes métodos subestimaria as pressões finais. Assim, os autores estabelecem metodologia para detectar reversões decorrentes de mecanismos secundários e calcular a pressão de poros com base em Bowers (1995), com algumas complementações do método original.

Notar que as metodologias de aplicação dos métodos seguem um fluxo similar, reproduzido de forma generalizada na Figura 2.5. Notar que um questionamento principal dá início ao estudo: há um poço perfurado previamente na área de estudo e que seja indicado como poço de correlação? Em caso afirmativo, o projeto assume este poço por base; em caso negativo, recorre-se às velocidades sísmicas processadas com resolução adequada ao estudo de poços.

Caso exista poço de correlação, são coletados dados de leituras de pressão e analisados eventos de perfuração possivelmente associados aos cenários de pressão. Esses dados e eventos podem ser utilizados para calibrar a pressão de poros do poço perfurado e servir como aprendizado da área para o estudo do poço de projeto.

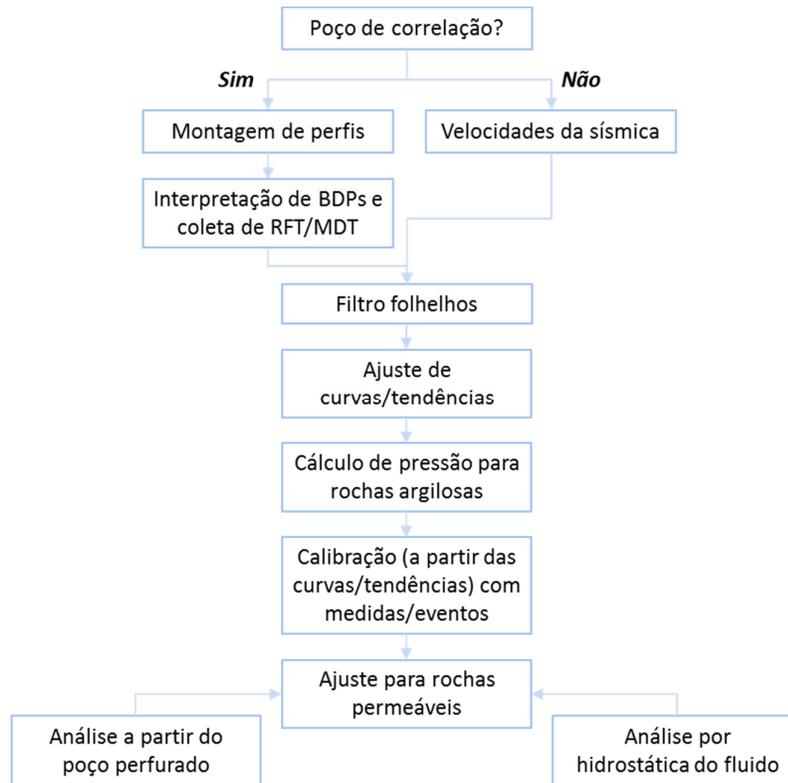


Figura 2.5 – Metodologia geral de aplicação dos métodos convencionais.

Como indicadores do estado de pressão da formação, Mouchet e Mitchel (1989) indicam:

- torque e drag excessivo em formações argilosas;
- perda ou ganho de fluido em formações permeáveis (kicks são uma forma de medir diretamente a pressão no fundo do poço);
- corte de lama por gás;
- cascalhos lascados em formações argilosas (formato característico de ruptura por excesso de pressão da formação em relação ao fluido de perfuração);
- aumento da taxa de penetração enquanto os demais parâmetros de perfuração permanecem inalterados;
- aumento da temperatura;
- prisão de coluna em rochas permeáveis (diferencial de pressão) ou em rochas argilosas (fechamento de poço).

Esses eventos podem auxiliar diretamente na calibração das curvas ou indicar a possibilidade de ocorrência de pressões anormais. Devem ser analisados sempre em paralelo com o peso de lama (MW) e com a densidade equivalente de circulação (ECD). Caso não exista poço a ser usado como correlação, esta etapa não fará parte do processo.

A etapa seguinte é o filtro do perfil base (Dtc ou resistividade; em geral Dtc) para eliminar dados pertencentes a rochas não argilosas. Após esse filtro será ajustada uma tendência ao perfil ou serão calibradas curvas de correlação entre pressão e Dtc/velocidade/densidade ou entre tensão efetiva e estes dados. A partir de então são aplicados os cálculos para obter a pressão ao longo do poço em rochas argilosas. Caso disponíveis (poço de correlação), os devidos ajustes de calibração são aplicados.

Nas rochas permeáveis é assumida distribuição de pressão por hidrostática de fluido. Caso seções 2D estejam disponíveis e atestem inclinação dessas camadas, aplica-se ajuste hidrostático entre topo e base.

2.1.2. Métodos de acompanhamento em tempo real

Durante a perfuração de poços em ambientes onde são esperadas pressões anormais, é importante acompanhar a perfuração para observar se o comportamento previsto se mantém, e assim evitar acidentes. Para esta finalidade foram desenvolvidos os métodos de acompanhamento de pressão de poros em tempo real. Esses métodos fazem uso exclusivamente de dados de perfuração para calibrar a curva de pressão de poros.

Mouchet e Mitchel (1989) apresentam uma boa revisão sobre esses métodos, que trabalham de forma similar aos métodos convencionais, adotando um perfil referência em profundidade vertical, filtrando litologias, traçando tendências e calculando pressões anormais onde o perfil referência se distancia da tendência traçada (tendência normal esperada). Esses perfis referência tomam por base a taxa de penetração (ROP) e a perfurabilidade das rochas como indicadores de pressões anormalmente altas.

Na década de 60, pesquisadores analisaram o mecanismo de corte de brocas de cones e observaram que rochas subcompactadas são mais porosas e apresentam menor resistência ao corte (Figura 2.6). A partir dessa observação, verificaram que a taxa de penetração poderia ser usada para detectar pressões anormais, se tornando, naquela época, a principal forma de detecção de pressões anormais (Mouchet e Mitchel, 1989).

Contudo, logo observaram que há muitos outros parâmetros envolvidos na taxa de penetração: litologia, compactação, diferencial de pressão entre o peso de lama e a pressão de poros da formação, peso sobre a broca (WOB), velocidade

de rotação (RPM), torque, parâmetros hidráulicos, tipo de broca, desgaste da broca e equipe de sonda.

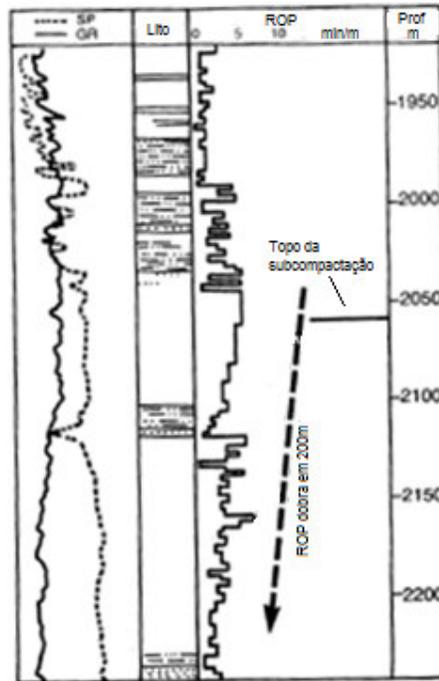


Figura 2.6 – Aumento da ROP em folhelhos subcompactados da Nigéria (Mouchet e Mitchel, 1989).

Buscando minimizar esses fatores, foram desenvolvidas diversas formas de normalização da ROP, sendo a primeira delas o expoente “d” de Bingham (1964), Equação 2.3, que considera os efeitos do WOB, RPM, litologia e diâmetro da broca na ROP.

$$\frac{ROP}{RPM} = a \left(\frac{WOB}{D} \right)^d \quad \text{Equação 2.3}$$

Onde

ROP é a taxa de penetração em pés/min

RPM é a velocidade de rotação em RPM

a é a constante litológica

WOB é o peso sobre a broca em lb

D é o diâmetro da broca em pol

d é o expoente de compactação (adimensional)

Jorden e Shirley (1965) reorganizaram a equação de Bingham para unidades padrão da indústria (Equação 2.4 e Equação 2.5) para aplicação em

trechos de litologia constante ($a = 1$). Em seguida normalizações do expoente d se deram para o peso de lama (Rehn e MacClendon, 1971 – Equação 2.6) e para o desgaste de broca (não apresentadas aqui) recebendo o nome de expoente D_c .

$$d = \frac{\log_{10} \frac{ROP}{60 \cdot RPM}}{\log_{10} \frac{12 \cdot WOB}{10^6 \cdot D}} \quad \text{Equação 2.4}$$

$$d = \frac{1.26 - \log_{10} \frac{ROP}{RPM}}{1.58 - \log_{10} \frac{WOB}{D}} \quad \text{Equação 2.5}$$

$$d_c = d \cdot \frac{d_1}{d_2} \quad \text{Equação 2.6}$$

ROP é a taxa de penetração (acima em pés/h e abaixo em m/h)

RPM é a velocidade de rotação em RPM

WOB é o peso sobre a broca em lb (acima em lb e abaixo em ton)

D é o diâmetro da broca em pol

d_c é o expoente d corrigido (adimensional)

d_1 é a densidade hidrostática regional do fluido da formação (1.00 a 1.08)

d_2 é a densidade equivalente do MW

Além do expoente d e d_c , foi proposto o sigmalog na década de 70 (detalhes em Mouchet e Mitchel, 1989) e o modelo de Bourgoyne e Young (1974) para a obtenção de ROP. Esses autores se baseiam em oito funções (as equações não serão apresentadas neste texto) que consideram: (i) perfurabilidade da rocha (com base na resistência da rocha e tipo de broca, além de tipo de fluido e conteúdo de sólidos); (ii) efeito da compactação normal no aumento da resistência da rocha; (iii) subcompactação em zonas de pressões anormalmente altas; (iv) diferença entre peso de lama e pressão de poros; (v) WOB; (vi) RPM; (vii) desgaste da broca; (viii) hidráulica da broca.

Uma vez definidos os expoentes, são aplicados os métodos de Eaton (1975) e Zamora (1972). Parâmetros conforme equações de Eaton, exceto d_c .

$$G_{PP} = G_S - (G_S - (G_{PP})_N) \left(\frac{dc_n}{dc_o} \right)^{1,2} \quad \text{Equação 2.7}$$

$$G_{PP} = G_{ppN} \left(\frac{dc_n}{dc_o} \right) \quad \text{Equação 2.8}$$

Além dos métodos de previsão com base na ROP, eventos e parâmetros indicadores diversos são utilizados no acompanhamento de pressão de poros

durante a perfuração em selos sedimentares clásticos, como sugeridos por Rocha e Azevedo (2009): (i) mudança no aspecto dos cascalhos; (ii) aumento de torque e arraste; (iii) corte de lama por gás; (iv) aumento local do gradiente geotérmico; (v) mudança de temperatura. Em sedimentos permeáveis, além das medições diretas (ex.: RFT – *Repeated Formation Test* - e MDT - *Measured direct test*), podem ser observados perdas e ganho (*kick*) de fluido além de prisão de coluna por diferencial de pressão.

A interpretação conjunta desses eventos com os métodos anteriormente descritos permite a calibração dos mesmos e previsões mais acuradas de pressão ao longo da perfuração. Atualmente, com a introdução das ferramentas de LWD (*Logging While Drilling*), é possível também aplicar métodos convencionais em perfis para o acompanhamento das pressões.

Stunes (2002) apresenta uma revisão sobre os métodos anteriores e as possibilidades atuais com perfil sônico em tempo real. O autor apresenta estudo com previsão de pressões pelos métodos de Zamora (1972) e Eaton (1975) aplicados ao expoente dc e pelo método de Bourgoyne-Young (1974) usando tendência única de perfurabilidade e tendência específica por litologia. Os resultados obtidos (curvas em azul na Figura 2.7 e Figura 2.8) são comparados à curva de pressão de poros final calibrada do poço (em verde nas figuras), fornecida pela operadora que perfurou o poço em estudo. Notar que melhores resultados são obtidos pela aplicação do método de Bourgoyne e Young.

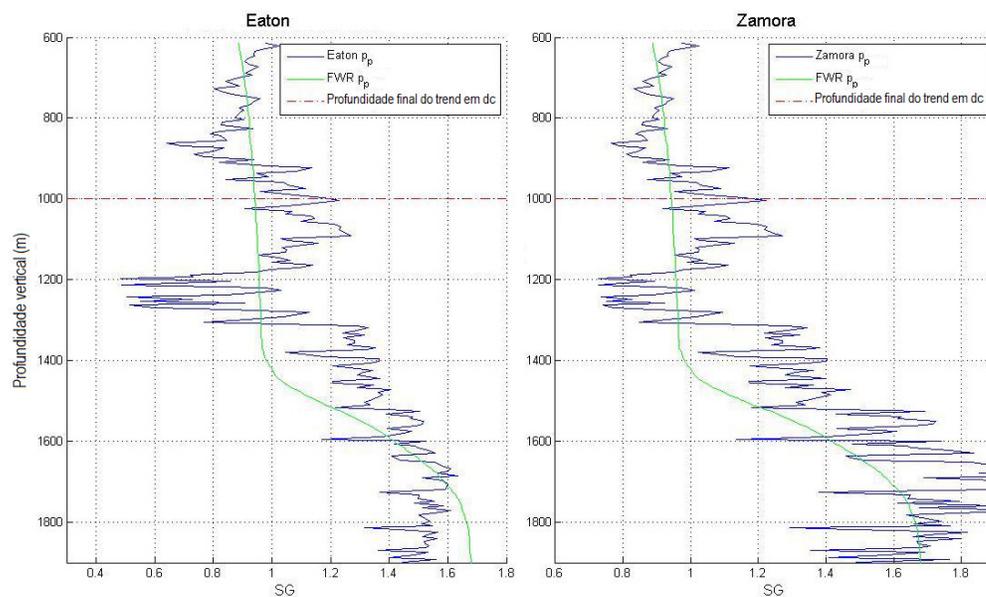


Figura 2.7 – Previsão de pressão de poros pelos métodos de Eaton e Zamora aplicados ao expoente dc (Editado de Stunes, 2012).

Notar que, ao usar a relação entre ROP e pressão de poros pelo expoente dc, a perfurabilidade da formação é considerada constante, além de não ser efetivamente usado algum ajuste por mudanças na litologia (Stunes, 2012). Estes e outros fatores, como a falta de ajuste do expoente em função do desgaste e tipo de broca, podem comprometer as estimativas.

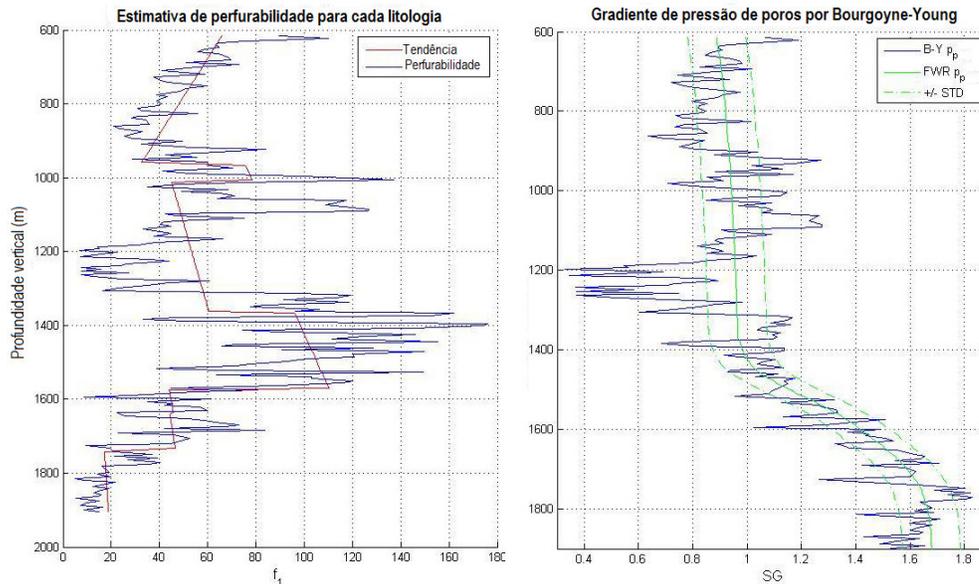


Figura 2.8 – Previsão de pressão de poros pelo método de Bourgoyne-Young com média e desvio padrão (Editado de Stunes, 2012).

Como os métodos com base em parâmetros de perfuração dependem de muitas variáveis, há também maior subjetividade na previsão. Recomenda-se, quando possível, priorizar o uso de métodos com base nos perfis em tempo real, porém com calibração por meio de dados e eventos de perfuração.

2.1.3. Métodos sísmicos

Também na década de 60, Pennebaker (1968) percebeu que velocidades da sísmica poderiam ser utilizadas para a previsão de pressão de poros. Para tanto, o autor utilizou velocidades intervalares geradas a partir do processamento de Dix (1955). O autor observou que as velocidades intervalares eram afetadas basicamente por três fatores: pressão de poros (subcompactação); litologia; e idade geológica. Propôs então a Equação 2.9, com resultados na Figura 2.9.

$$\Delta t = Pp.l.a.Z^{-0.25}$$

Equação 2.9

Δt é o tempo da trânsito intervalar

P_p é pressão de poros

l é a litologia

Z é a profundidade

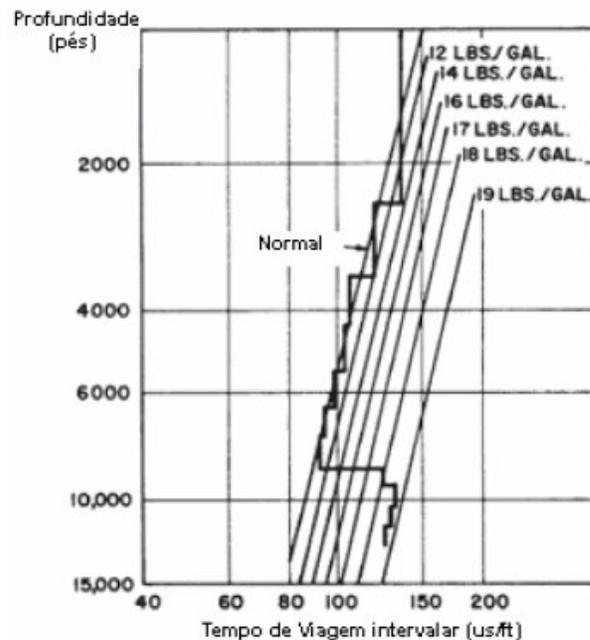


Figura 2.9 – Estimativa de pressão de poros por velocidades intervalares em superposição a curvas de gradientes calibrados (Pennebaker, 1968).

Partindo do princípio de conversão das velocidades intervalares em tempo de trânsito, também o método de Eaton pode ser aplicado a seções ou cubos sísmicos. As principais evoluções nos métodos sísmicos se tratam da melhoria da qualidade do processamento sísmico, como apresentado em Huffman (2002). Uma das inovações discutidas pelo autor se trata da inversão pós empilhamento.

Conforme Huffman (2002), a inversão pós empilhamento permite maior resolução ao viabilizar ao analista a separação entre a onda sísmica e a série de reflexões representadas pelas formações geológicas. O resultado é a estimativa de impedância residual de cada camada, como ilustrado na Figura 2.10.

Como fluxo geral (Figura 2.11), estudos sísmicos são realizados a partir de cubos de velocidade intervalar processados para obter resolução adequada ao estudo de pressão de poros e em seguida aplicar métodos convencionais de previsão. Três etapas são de extrema importância na obtenção de um cubo de

velocidades sísmicas de boa resolução: aquisição, processamento e migração tempo vs profundidade.

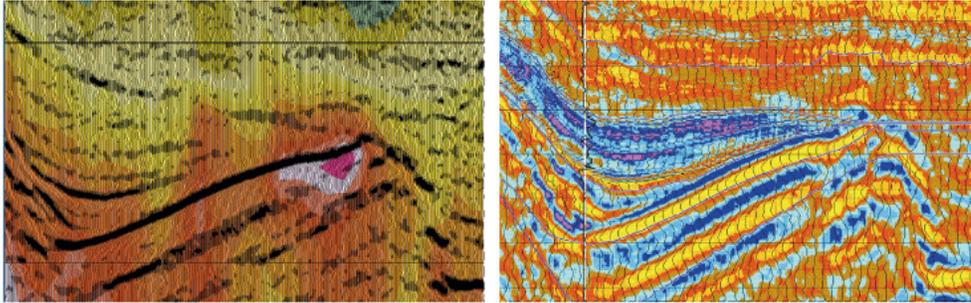


Figura 2.10 – Comparação entre análise de velocidade convencional por traços sísmicos (esq.) e inversão pós estaqueamento (dir.). Notar a diferença entre as resoluções. Editado de Huffman (2002).

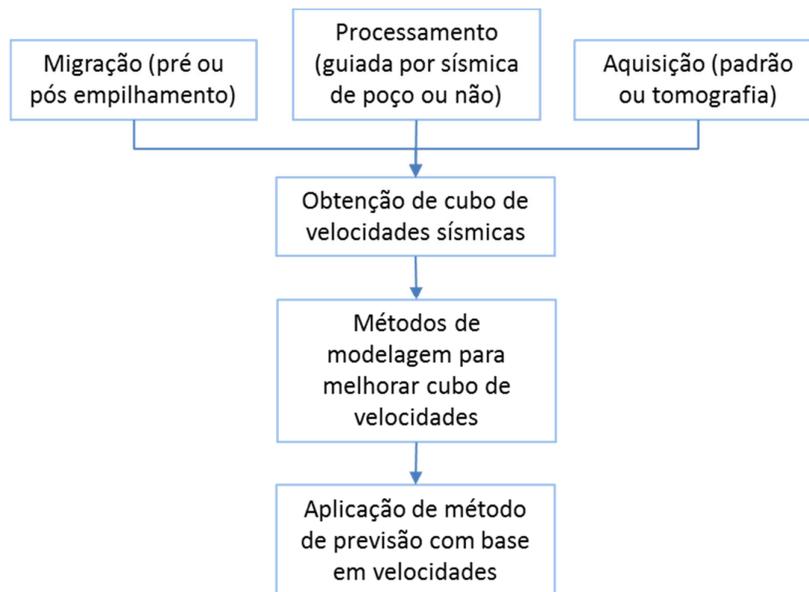
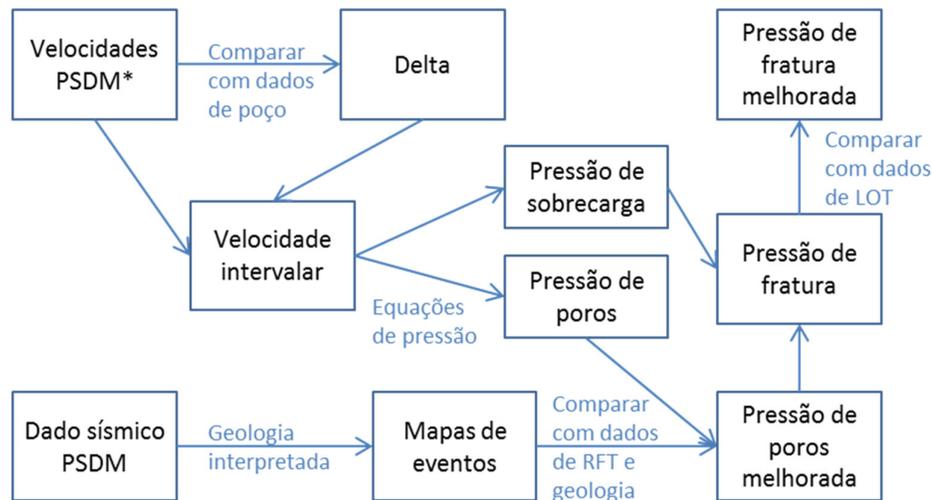


Figura 2.11 – Fluxo básico dos estudos de pressão por sísmica.

As variações, em geral, são a obtenção de modelos de velocidade mais robustos, seja por calibração com dados de perfis de poços, seja por aquisição por tomografia 3D, seja pela aplicação de técnicas de modelagem geológica na obtenção de cubos de alta resolução obtidos pelo uso de técnicas de krigagem com tendência (maior peso é atribuído aos poços e o cubo de velocidades funciona como tendência entre poços).

Estudos que adotem os conceitos de modelagem serão parcialmente adotados neste item e parcialmente discutidos no item específico de estudos por modelagem geológica geomecânica. Lopes *et al.* (2004) apresentam estudo com uso de algumas técnicas de modelagem geológica para melhorar a qualidade das previsões pelo método sísmico (metodologia apresentada na Figura 2.12). É aqui abordado por estar fundamentalmente embasado em métodos sísmicos.



* PSDM – migração em profundidade pré estaqueamento.

Figura 2.12 – Fluxograma de previsão de pressão de poros apresentada por López *et al.* (2004).

Notar que as previsões obtidas pela aplicação de métodos 1D ao modelo de velocidades intervalares 3D são melhoradas após análise geológica e comparação com dados de pressão medida em poços. O resultado final obtido pelos autores é uma previsão em ambiente 3D com resolução acima daquela obtida em estudos convencionais por sísmica.

Outra aplicação de previsão de pressão de poros usando métodos sísmicos (este seguindo naturalmente o fluxo padrão), é apresentada em Yuhong *et al.* (2010), que usam velocidades obtidas pela inversão de perfil sísmico vertical com métodos convencionais para a previsão de pressão de poros pré-perfuração. Os resultados são comparados e validados com os perfis pós perfuração conforme Figura 2.13.

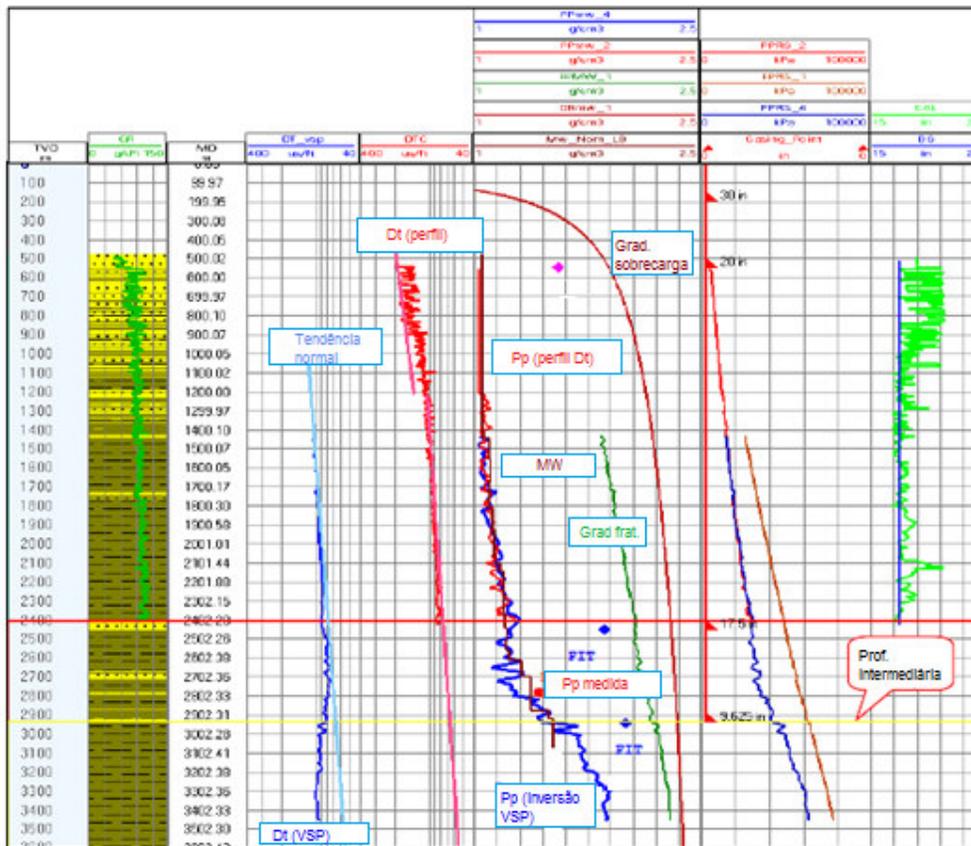


Figura 2.13 – Previsão de pressão de poros por inversão de velocidades sísmicas e validação com perfis pós perfuração (Yuhong *et al.*, 2010).

2.1.4. Modelagem de bacias – não convencional

A modelagem de bacias se trata de uma técnica de modelagem desenvolvida para fins de previsão de reservas de hidrocarbonetos em caráter de exploração, com seus primeiros programas desenvolvidos na década de 80. Busca reproduzir o histórico de formação da bacia sedimentar, desde a deposição da primeira camada de sedimentos até o cenário atual.

Conforme Hantschel e Kaureauf (2009), inicialmente o foco dos estudos era exclusivamente a modelagem do fluxo de calor e da compactação de sedimentos, para avaliar a maturação de hidrocarbonetos. Evoluíram, posteriormente, para melhor representar os demais processos que influenciam não só na geração, mas na migração, no armazenamento e na pressão de HCs nos reservatórios.

Dessa forma, os principais processos de geração e evolução de uma bacia sedimentar são considerados: deposição dos sedimentos; compactação e

geração de pressão de poros; fluxo de calor e geração de HCs; análises de composição dos fluidos; migração; e estimativas de reservas.

Modelos para a representação desses fenômenos foram desenvolvidos por autores como Bredehoeft e Hanshaw (1968), Mann e Mackenzie (1990), Luo e Vasseur (1992) e Rowan (1993). Esses modelos acabam por considerar a interação entre os mecanismos de geração, distribuição e dissipação de sobrepressões ao longo do tempo geológico em bacias sedimentares (Tarazona, 2013). Como consequência, a técnica se torna uma ferramenta poderosa para a aproximação de pressões da bacia na fase exploratória, já que analisa a bacia como um todo e pode captar pressões anormais geradas pela distribuição de pressões a partir de outras áreas com pressões anormalmente altas da bacia.

Recentemente surgiram esforços no sentido de utilizar a técnica não só para a previsão de reservas, mas de aproveitar seu potencial de previsão de pressões ao longo da bacia. Um desses exemplos é a tese de Borge (2000), que desenvolve o módulo de previsão de pressão de poros (PRESSIM) do modelador SEMI^{MT}, do SINTEFF), onde trata do problema de compartimentos de pressão.

A modelagem de bacias envolve, portando, equipes multidisciplinares nas áreas de geociências e ge engenharia, como sedimentólogos, geoquímicos, geólogos estruturais e engenheiros geomecânicos. Dentre os dados de entrada estão a geometria atual das camadas e suas idades geológicas, paleobatimetria (batimetria ao longo das idades das camadas), evolução estrutural da bacia (rifteamento), curvas de compactação de sedimentos, relação porosidade x permeabilidade, temperaturas de fundo de poço ou gradiente geotérmico e dados cinéticos (geoquímicos).

O fluxo global de um estudo de modelagem de bacias é apresentado na Figura 2.14, tendo seus processos integrados de forma iterativa. Nem todas as etapas, contudo, precisam ser necessariamente contempladas no estudo. Não se dispendo de dados geoquímicos, por exemplo, é possível prever o cenário de pressões geradas por subcompactação, transferência lateral e diagênese, mas não por geração de HCs.

Como exemplo, pode ser apresentado o estudo de Yardley e Swarbrick (2000), que adotam a modelagem de bacias 2D em estudo sintético contendo uma camada espessa de argila e aquífero composto por arenito inclinado (Figura 2.15_a). Não são realizadas análises de geração de hidrocarbonetos (HCs), sendo a água o único tipo de fluido considerado. O objetivo dos autores é melhor compreender os efeitos da transferência lateral de pressão no cenário final de pressão em uma bacia.

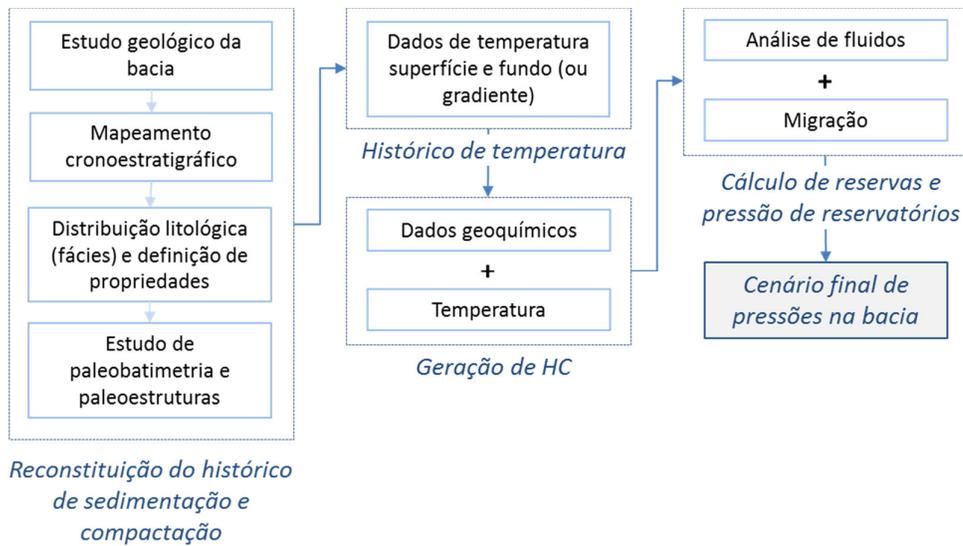


Figura 2.14 – Fluxo geral de modelagem de bacias e obtenção do cenário inicial de pressão de poros (Editado de Hantschel e Kaureauf, 2009).

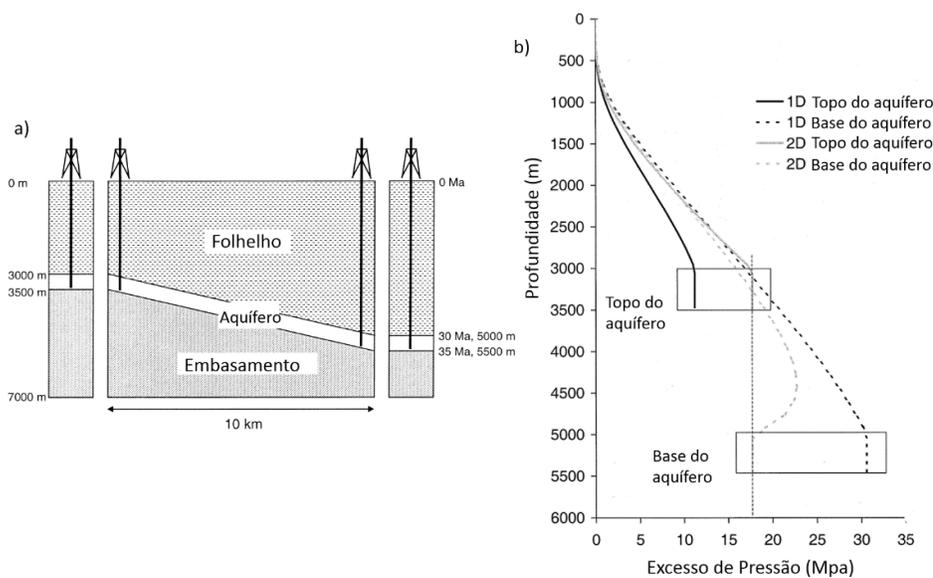


Figura 2.15 – a) Modelo de estudo; b) resultados obtidos para estudos 1D e 2D. Editado de Yardley e Swarbrick (2000).

São avaliados dois poços sintéticos que atingem o reservatório inclinado em seus extremos inferior e superior de profundidade. Para comparação, são realizadas análises individual (modelagem 1D) e integrada (seção 2D longitudinal interceptando os dois poços) no Petromod (1998), pacote de modelagem de bacias da Schlumberger.

A hipótese adotada pelos autores é de que a inclinação do aquífero se deve ao efeito de diferentes taxas de sedimentação dos folhelhos nos dois extremos laterais da região modelada, e que tal diferença gera diferentes ordens de grandeza de sobrepressões pelo mecanismo de subcompactação. O modelo elaborado simula a deposição de ambientes deltaicos, como o sudeste da Ásia e áreas de falhas de crescimento do Delta do Mississippi, GoM.

A análise 1D não simula drenagem lateral, portando, assim como esperado pelos autores, apresentou maiores excessos de pressão por subcompactação no poço mais profundo (maior retenção). No estudo 2D o excesso de pressões se distribui igualmente no reservatório devido à sua elevada permeabilidade (Figura 2.15_b). Notar que, ao não identificar a continuidade lateral de um aquífero nestas condições, erros críticos de previsão de pressão de poros podem ser gerados, e logo, problemas de perfuração.

Os autores observaram ainda que o alívio estrutural do aquífero e a taxa de sedimentação possuem influência maior nos resultados que as propriedades dos folhelhos, o que fundamenta o uso de misturas de folhelhos e areais para simplificar espessas camadas em estudos diversos de modelagem de bacias.

Os autores também comparam os resultados do estudo 2D (Figura 2.16_a) com resultados obtidos pelo cálculo de efeito centroide (os folhelhos são considerados impermeáveis e não há alívio de pressões do aquífero para os folhelhos do entorno, gerando mudanças abruptas de pressão na interface), Figura 2.16_b. Nos estudos de transferência lateral, há alívio de pressões para os folhelhos, que possuem permeabilidade baixa, porém suficiente para realizar alguma troca de pressões ao longo do tempo geológico. Verifica-se a superestimativa considerável de pressões no topo e subestimativa na base do reservatório pelo efeito centróide.

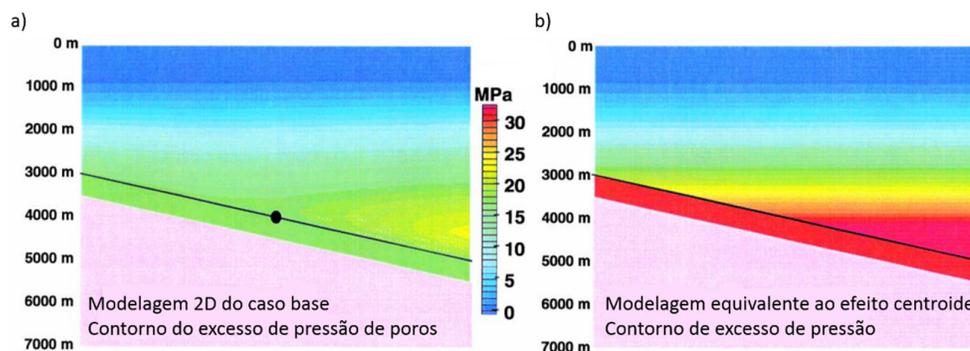


Figura 2.16 – Excesso de pressão calculado por a) modelagem 2D de bacias; b) conceito de efeito centroide.

Tarazona (2013) também realiza estudo de pressão de poros por modelagem de bacias. O autor usou a ferramenta PRESSIM/SEMI (do SINTEFF) para modelar a distribuição de pressão de poros na Bacia de Guajira, na Colômbia. A bacia é composta basicamente por areias, folhelhos e carbonatos, tem denso sistema de falhas, e apresenta gradientes de pressão medidos de até 16 lb/gal em um dos poços.

O autor desenvolveu trabalho comparativo entre resultados 1D gerados a partir do método de Eaton (1975) e os resultados de estudo de modelagem 3D no PRESSIM. Notou, no estudo por modelagem de bacias, melhor distribuição global de pressões, captando sobrepressões oriundas de redistribuição de pressão não modelados pelo método de Eaton.

Os estudos mostram o potencial da técnica para a previsão de pressão de poros em cenários exploratórios e fundamenta o seu uso para cenários geológicos complexos, onde a previsão por métodos convencionais pode não captar adequadamente o cenário de pressões.

2.1.5.

Modelagem geológica-geomecânica 3D – não convencional

Assim como a modelagem de bacias, a modelagem geológica geomecânica 3D pôde evoluir à medida que a capacidade de processamento e armazenagem de computadores aumentaram.

Trata-se de uma caracterização tridimensional de subsuperfície, definida por Houlding (1994) como *3D Site Characterization*. Esse tipo de modelagem é dividido em duas etapas macro: a modelagem estratigráfica e estrutural, que modela o arcabouço geológico (definida por Turner (2006) como modelagem geométrica); e a modelagem de propriedades discretas e contínuas, onde o arcabouço estratigráfico estrutural é preenchido com as propriedades do meio (a que o autor denomina modelagem preditiva). Busca-se representar, por um modelo mais fidedigno possível, a geologia desse meio.

Para fins de engenharia, esse modelo também deve comportar propriedades que caracterizem espacialmente o comportamento geomecânico da região modelada. Neste contexto, Doyen (2007) destaca que modelos numéricos 3D de subsuperfície vem desempenhando um crescente papel central na indústria de E&P, tendo como uma de suas aplicações o planejamento de novos poços. Tal técnica permite integrar dados de fontes e escalas diversas na elaboração dos modelos, tais como: perfis e estratigrafia de poços, dados de perfuração,

resultados de ensaios de campo e laboratório, sísmica e batimetria/topografia de superfície.

A previsão de pressão de poros em ambiente 3D é uma das aplicações diretas desses modelos geológico-geomecânicos. Um fluxo básico de aplicação para a previsão de pressão de poros, adaptado de metodologia desenvolvida pelo autor e equipe de modelagem geológica do GTEP em projeto conjunto com o CENPES/Petrobras (GTEP, 2014), é apresentado na Figura 2.17.

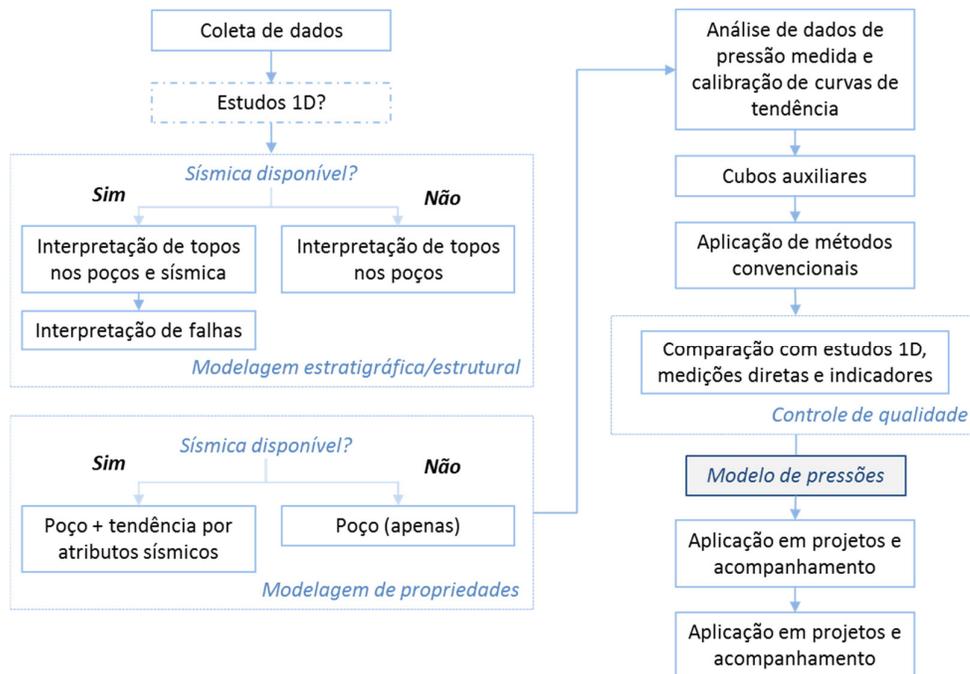


Figura 2.17 – Fluxograma geral de estudos de pressão de poros por modelagem geológica geomecânica 3D.

Valderrama Cruz (2009) realiza modelo 3D simplificado de pressão de poros para um campo em bacia brasileira. O estudo tem por hipótese a ocorrência apenas do mecanismo de subcompactação, mas são empregados dois métodos de previsão no software Predict Drillworks 3D: Eaton (1975) e Bowers (1995).

Todas as considerações de um estudo 1D de pressão de poros são cautelosamente avaliadas e aplicadas em estudo prévio em que são realizadas estimativas 1D. São usados dados de testes de formação e peso de lama para a calibração das curvas, sendo o filtro de rochas argilosas previamente estabelecido nos perfis de tempo de trânsito.

O modelo 3D, contudo, fica comprometido em função da ferramenta adotada para o desenvolvimento do modelo, que não permite modelar horizontes distintos

e estratigrafia de camadas inclinadas, pelo contrário, realiza interpolação pelo inverso da potência da distância em função da profundidade vertical. Os erros obtidos nos poços de validação foram inferiores a 1 lb/gal e em média aproximadamente 0,5 lb/gal.

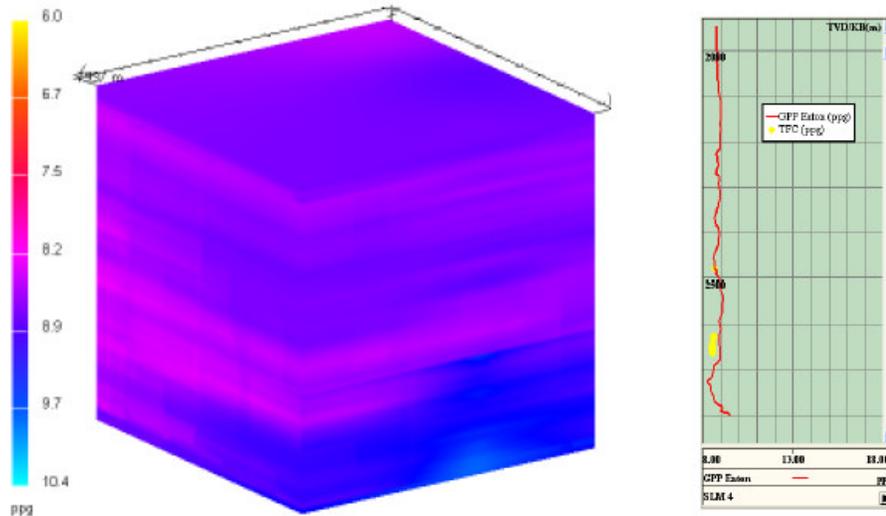


Figura 2.18 – Cubo de gradiente de pressão de poros em lb/gal (a) e validação cruzada com dados de campo (b). Editado de Valderrama Cruz (2009).

Para campos de geologia simples, sem grandes variações de lâmina d'água, e pouca heterogeneidade horizontal, esta metodologia pode gerar resultados satisfatórios, aproximando a pressão de poros de forma razoável. Variações de até 0,5 lb/gal são considerados bons resultados. Para ambientes com geologia complexa, contudo, as heterogeneidades podem ser despercebidas.

Silveira (2009) faz a previsão de pressão de poros para o mesmo campo, também por Eaton e Bowers, porém, ao invés de fazer uso de software dedicado a pressão de poros, utiliza o modelador geológico Petrel™ para a modelagem 3D. Silveira modela as unidades geológicas por cronoestratigrafia e distribui os dados de Dtc, Rhob e GR por krigagem (método geoestatístico de interpolação a ser melhor discutido no capítulo 3). Por motivos de confidencialidade de dados o estudo não conta com dados de levantamento sísmico, logo, não possui estimativas com integração poço e sísmica.

No estudo de Silveira, o filtro entre rochas argilosas e arenosas é realizado com base na distribuição de GR. É realizada análise de fluidos e de conectividade das rochas permeáveis com base no gráfico de pressão em função da profundidade vertical, de onde se conclui que não há compartimentos de pressão

no campo, bem como não é observado efeito *buoyancy* (empuxo gerado pela diferença de densidade entre fluidos). Após análise de dados, entende-se que apenas o mecanismo de subcompactação está presente.

Os cubos de pressão são gerados pelos métodos de Eaton e Bowers (Figura 2.19). Para Eaton, é considerada tendência única para o campo, sem variação lateral da tendência. Para Bowers, assume curva virgem de compactação correlacionando tensão efetiva vertical com o tempo de trânsito. Não é apresentada validação cruzada, apenas discutida a coerência dos resultados com as pressões medidas ao longo do campo.

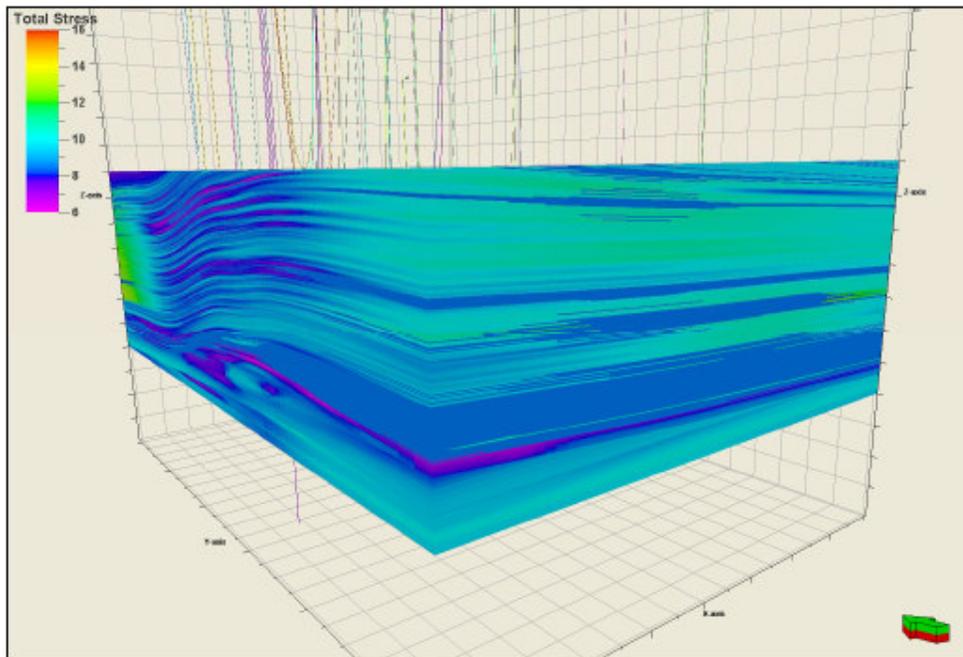


Figura 2.19 – Gradiente de pressão de poros (lb/gal). Silveira (2009).

2.2.

Desafios geológicos e geomecânicos impostos pela presença de evaporitos

A previsão de pressões em bacias evaporíticas exige análises específicas em função do comportamento bastante característico e diferenciado dos evaporitos em relação aos demais sedimentos. Métodos convencionais podem falhar na previsão nestes ambientes, cujas especificidades são abordadas neste item.

A Figura 2.20 apresenta a distribuição de bacias sedimentares (produtoras ou não) com presença de evaporitos ao redor do mundo. O processo de formação

dessas estruturas e seu possível impacto nos sedimentos adjacentes é aqui apresentado, iniciando pelo processo de deposição para em seguida descrever a evolução dos mesmos nas bacias sedimentares e as possíveis implicações de sua deposição e movimentação.

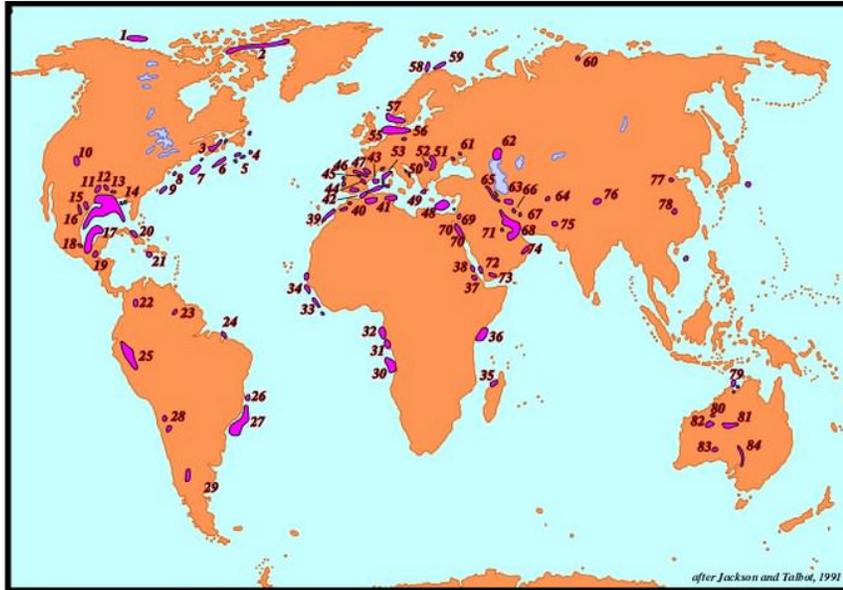


Figura 2.20 – Bacias com evaporitos no mundo

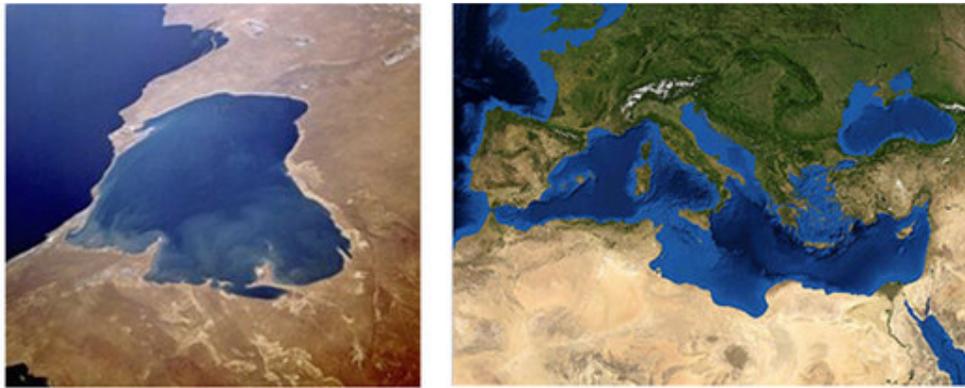
(<http://homepage.ufp.pt/biblioteca/GlossarySaltTectonics/Pages/>, em 24.05.14).

2.2.1. Características específicas dos evaporitos

Uma das principais características desses materiais é a sua permeabilidade desprezível, sendo considerado um selo perfeito. Essa característica, ditada pelo processo de formação dos evaporitos, tem grande influência no cenário de pressões do meio em que se encontra.

O modelo hoje aceito para a sedimentação de evaporitos, conforme Mohriak *et al.* (2009), é de que os evaporitos são formados em bacias de regiões áridas onde há restrição de influxo de água do mar e evaporação da água do pelo calor do sol. Dessa forma, os evaporitos são rochas formadas pela deposição sucessiva de sais diversos. Ambientes modernos favoráveis à deposição de evaporitos, em regiões áridas influenciadas por mar restrito, são apresentados na Figura 2.21.

A depender do ambiente de deposição (bacias intracratônicas, crostas continentais divergentes, crostas continentais convergentes e transição para bacias oceânicas), sequências estratigráficas específicas podem ser observadas.



a) Lago Kara-Bogaz

b) Mar Mediterrâneo

Figura 2.21 – Ambientes favoráveis à deposição de evaporitos.

Algumas das possíveis sucessões estratigráficas, conforme Screiber (1978), *apud* Mohriak *et al.* (2009) são: camadas continentais, evaporitos e marinho normal; sedimentos continentais, carbonatos/ evaporitos, sedimentos marinhos; camadas continentais, evaporitos não marinhos, ambiente marinho raso, evaporitos marinhos, ambiente marinho normal; evaporitos com substrato oceânico, ambiente marinho normal, evaporitos marinhos, sedimentos marinhos, crosta transicional a oceânica.

É um material atípico dentre as demais rochas sedimentares, uma vez que não resistem a tensões cisalhantes, sendo esperadas longas deformações a depender do tempo de carregamento e das propriedades físicas do material (Poiate *et al.*, 2006 *apud* Botelho, 2008). Este comportamento (fluência/*creep*) é a evolução das deformações plásticas com o tempo devido à aplicação contínua de tensão (Costa *et al.*, 2005 *apud* Botelho, 2008). É a principal característica dos evaporitos, e que os torna materiais complexos para estudos convencionais.

Devido ao comportamento de fluência, a ação de tensões não isostáticas sobre os evaporitos leva à movimentação dessas camadas e formação de corpos com geometrias variadas (tectônica salina ou halocinese), consequentemente causando perturbações nos sedimentos vizinhos (Alsop *et al.*, 2000). Conforme Costa *et al.* (2005) *apud* Botelho (2008), a fluência dos evaporitos é influenciada pela espessura da camada de sal, pela temperatura da formação, pela composição mineralógica, pelo teor de água, pela presença de impurezas e pela extensão em que a tensão diferencial é aplicada.

Quanto à mineralogia, carbonetos e sulfatos (ex.: anidrita) são essencialmente imóveis, enquanto os cloretos com água na composição mineral (ex.: bischofita, carnalita e taquidrita) apresentam as maiores taxas de fluência. A

halita (cloreto sem água) é um dos minerais mais abundantes em depósitos evaporíticos e é menos móvel que os cloretos com água, porém, a depender das condições de temperatura e tensão cisalhante a que se encontra submetida, pode apresentar grandes taxas de fluência.

Em geral, os evaporitos apresentam baixas densidades e elevadas velocidades de onda P, mas há também grande variação de propriedades entre os diversos tipos de evaporitos, conforme apresentado na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Propriedades físicas de evaporitos em leituras de perfis de poço
(Editado de Mohriak *et al.*, 2009).

Mineral	Fórmula	Rhob (g/cm ³)	Dtc (ms/pé)	Nphi (%)	GR (API)
Halita	NaCl	2,03	67,0	0	0
Anidrita	CaSO ₄	2,98	50,0	0	0
Gipsita	CaSO ₄ .H ₂ O	2,35	52,5	49	0
Polihalita	K ₂ Ca ₂ Mg(SO ₄) ₄ H ₂ O	2,79	57,5	15	180
Carnalita	KMgCl ₃ .6H ₂ O	1,57	78,0	65	200
Silvita	KCl	1,86	74,0	0	500
Langbeinita	K ₂ Mg ₂ (SO ₄) ₃	2,82	52,0	0	275

2.2.2.

Interação entre os evaporitos e sedimentos de uma bacia evaporítica

Dadas as características apresentadas nos itens anteriores, a presença de forças cisalhantes pode levar os evaporitos a grandes deformações que evoluem com o tempo em função da fluência.

Os sedimentos próximos a um diápiro tendem a apresentar fraturas, falhas, deformação plástica ou até mesmo zonas de deformação tão intensa que leve à completa ruptura da estrutura porosa e formação das *gouge zones*. O tipo de deformação/ruptura (Figura 2.22) depende da heterogeneidade e grau de compactação dos sedimentos hospedeiros e da proximidade com o corpo salino (Alsop *et al.*, 2000).

Dusseault *et al.* (2004) abordam duas hipóteses para a formação de estruturas salinas: regimes de tensão vs fluência; diapirismo de sal como fraturamento hidráulico lento. As duas abordagens envolvem a propriedade de fluência dos evaporitos, que ao não comportarem tensões cisalhantes, a longo prazo atingem o estado hidrostático de tensões.

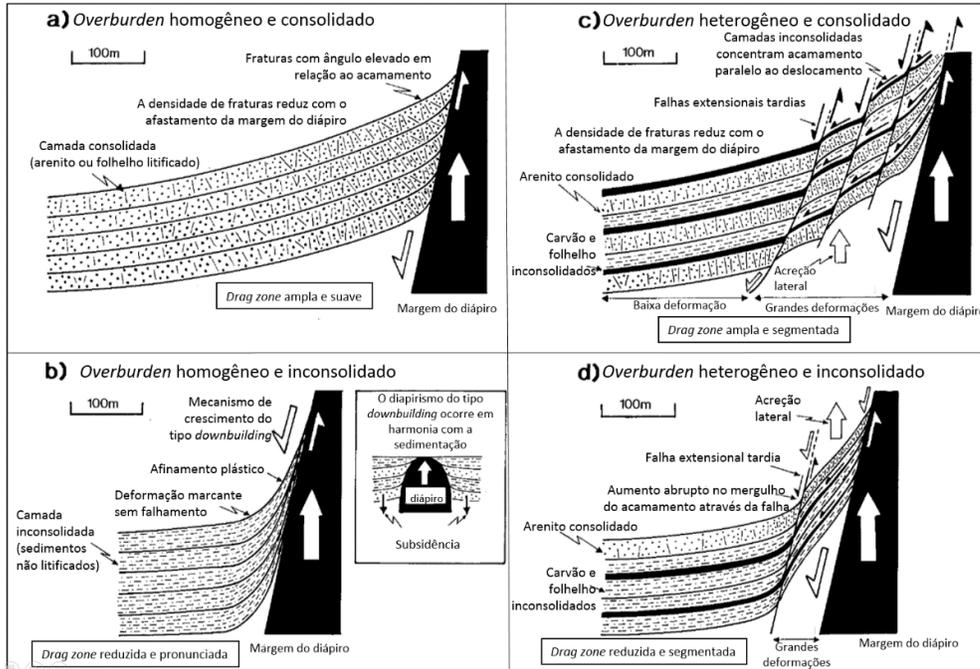


Figura 2.22 – Esquema de zonas de perturbação dos sedimentos hospedeiros no entorno de um diápiro (editado de Alsop *et al.*, 2000).

Na primeira das hipóteses, a força motora inicial para a formação das estruturas é o desbalanceamento da sobrecarga dos sedimentos acima da camada de sal (Figura 2.23) ou a atuação de forças tectônicas de compressão ou extensão, combinados com a mobilidade do sal. A manutenção da fluência se daria em função da baixa densidade dos evaporitos (com algumas exceções, como a a anidrita) em relação aos demais sedimentos, fazendo com que o sal se mova para profundidades mais superficiais.

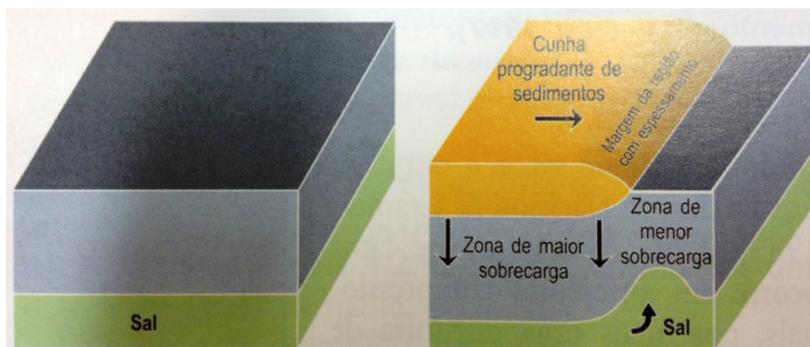


Figura 2.23 – Gradiente de pressão devido à progradação sedimentar como mecanismo causador do movimento de sal (Mohriak e Szatmari, 2009, modificado de Jenyon, 1986).

Esse desbalanceamento é mantido pela continuidade da sedimentação (ou atuação de forças tectônicas) durante o crescimento do domo, transmitindo tensões de baixo para cima através da coluna de sal por fluxo viscoso e pela erosão dos sedimentos soerguidos na superfície.

O diapirismo cessa quando a resistência ao cisalhamento das rochas hospedeiras é capaz de sustentar as forças de fluabilidade desbalanceadas ou quando a fonte de sal é exaurida, formando-se uma “cicatriz” de sal (*salt weld*). Mohriak e Szatmari (2009) discutem a atuação conjunta desses dois fatores, uma vez que a resistência à movimentação nas interfaces superior e inferior do sal aumenta à medida que a espessura da fonte reduz.

Na segunda hipótese apresentada por Dusseault *et al.* (2004), dada a aproximação do estado hidrostático de tensões no interior do sal, é gerada diferença de tensões na interface entre o sal e a rocha adjacente. Esta, por sua vez, é capaz de manter a diferença de tensões (por resistência ao cisalhamento) até que seja atingida sua tensão de fratura. Neste momento a rocha se rompe e o sal começa a fluir para este espaço, propagando a fratura existente e a preenchendo lentamente.

O efeito da pressão transmitida de baixo para cima reduziria com a distância em função da natureza lenta do processo de fluência. Este suportaria alguma pequena parcela de tensões cisalhantes e cessaria a partir de certa distância da rocha fonte.

Dusseault *et al.* (2004) e Seymour *et al.* (1993) abordam de forma esquemática a perturbação das tensões ao redor de diápiros a depender de como foram gerados e alocados. Os autores alertam que o crescimento do domo pode gerar forças de extensão acima do domo, de forma que as tensões radial e tangencial se tornem mínimas durante a alocação do domo e sejam geradas falhas radiais e circunferenciais, conforme observado no GoM (Figura 2.24_a) e no Mar do Norte. A Figura 2.24_b apresenta uma generalização do estado de tensões e possível falhamento associado ao redor de um domo em crescimento.

Assim como as tensões, o cenário de pressão é afetado pela alocação desses corpos salinos, mas a evolução das pressões nesse cenário ainda é um desafio (Malloy *et al.*, 1996; Saleh *et al.*, 2013). Malloy *et al.* (1996) verificam que, quanto maior o tempo de permanência do corpo salino em determinada posição espacial, e quanto mais jovens os sedimentos adjacentes durante sua alocação, maiores as pressões anormais esperadas. Este efeito é o tema de interesse deste trabalho.

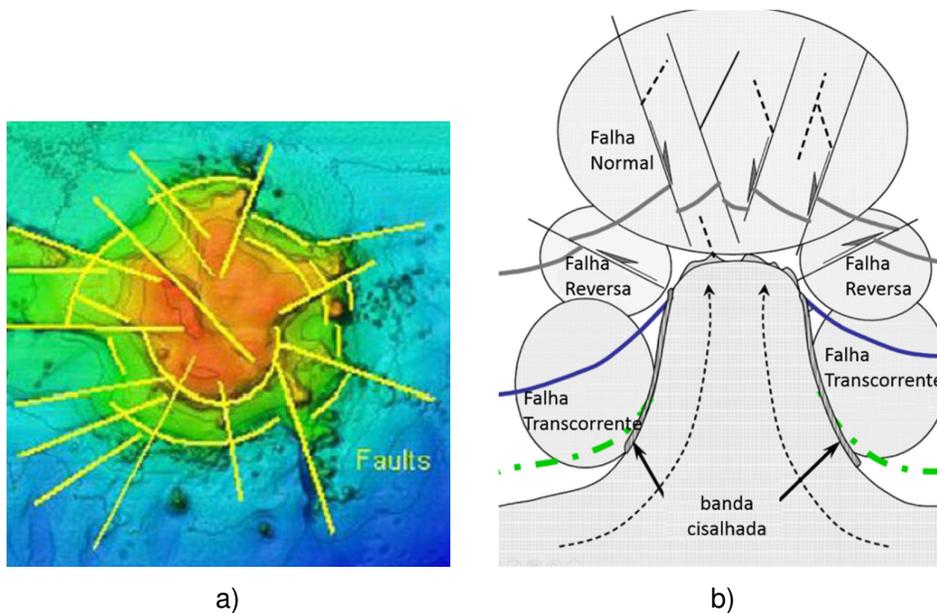


Figura 2.24 – Falhas interpretadas acima de domo, GoM (Dusseault *et al.*, 2004).

2.2.3. Problemas geomecânicos enfrentados na perfuração devido à pressão de poros

Dadas as características físicas e de crescimento dos evaporitos, a perfuração próxima ou através deles é complexa e pode trazer vários desafios geomecânicos. Aqui serão abordados aqueles problemas relacionados ao cenário de pressão de poros, de forma a realçar a importância de um bom estudo de pressões nessas áreas. Willson e Fredrich (2005) apresentam de forma esquemática alguns desses principais riscos na Figura 2.25. As consequências da perfuração nessas regiões podem ser:

- perdas massivas;
- corte de lama por gás;
- *cavings* (queda de blocos) em regiões fraturadas (*rubble zones*);
- *kicks*;
- fraturas induzidas seguidas de perdas;
- prisão de coluna por diferencial de pressão;
- preenchimento do poço com *tar* (material viscoso composto por resíduos de HC pesados e degradados durante a migração para regiões superiores da bacia);
- instabilidade da parede do poço próximo ao diápiro (redução da janela operacional);
- formação respirando (*breathing* - perda de fluido para fraturas da formação durante a circulação e retorno para o poço quando do desligamento das bombas).

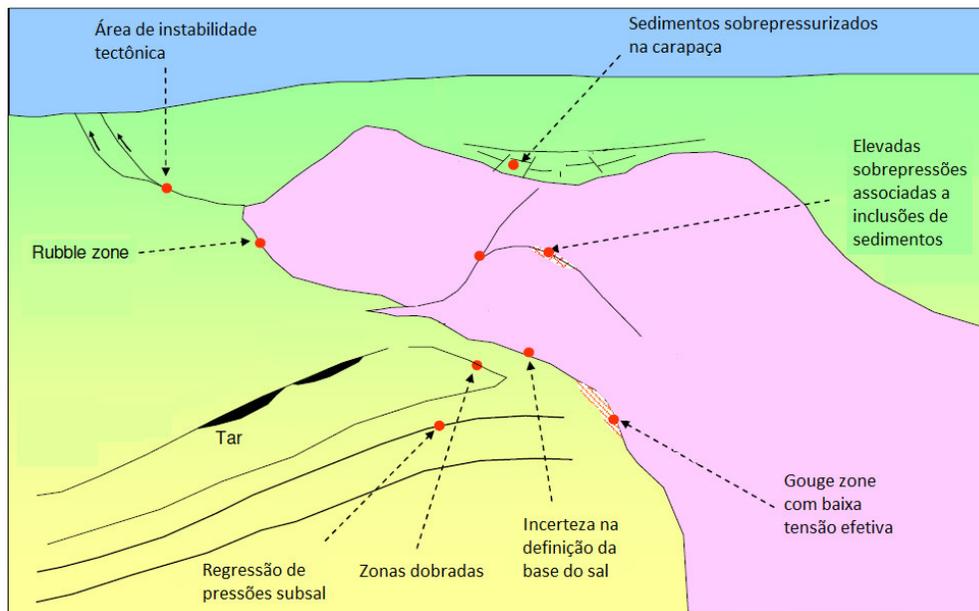


Figura 2.25 – Visão esquemática de riscos geomecânicos, por pressão de poros, da perfuração próxima ou através do sal. Adaptada de Willson e Fredrich (2005).

A presença da rede de falhas e fraturas gerada pelo crescimento dos domos (Seymour *et al.*, 1993; Alsop *et al.*, 2000; Dusseault *et al.*, 2004) está, em geral, associada à ocorrência de compartimentos de pressão, onde mudanças bruscas de pressão e tipo de fluido podem ser encontradas (Seymour *et al.*, 1993; Borge, 2000).

Acima dos domos é possível encontrar gás sobrepresurizado oriundo de reservatórios inferiores (Seymour *et al.*, 1993; Dusseault *et al.*, 2004), geralmente associados a falhas e fraturas oriundas do crescimento do domo (Figura 2.26, Figura 2.24), como observado no GoM e no Mar do Norte. Nesses casos podem ocorrer kicks simultaneamente à perda de fluido em formações permeáveis, além do corte da lama por gás em rochas argilosas (Dusseault *et al.*, 2004).

Além de gás raso, HC pesados (*tar*) também podem migrar por meio dessas falhas e fraturas de crescimento e ficarem contidos em pequenas “cavernas”, mantendo pressão de poros próxima ao valor da sobrecarga. Durante a perfuração pode haver influxo contínuo desse material viscoso e sobrepresurizado para o interior do poço (Willson e Fredrich, 2005). Há espessuras desse material superiores a 40 m no GoM. Ele teria fluído até o fundo do mar e posteriormente soterrado por sedimentos Willson e Fredrich (2005).

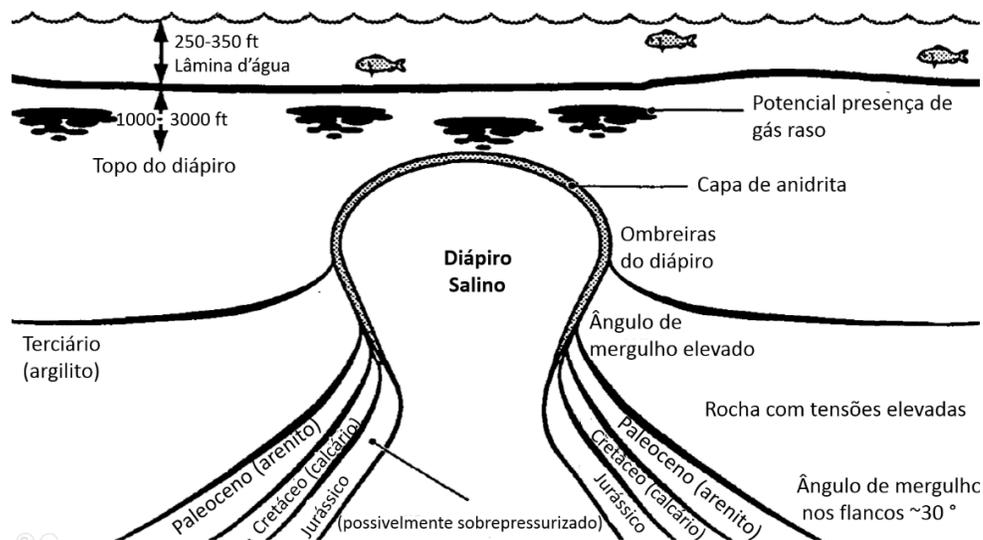


Figura 2.26 – Diápiros do Mar do Norte. Editado de Seymour *et al.* (1993).

Ao atravessar o sal, é possível encontrar inclusões de sedimentos dentro do corpo evaporítico, que podem apresentar pressão de poros próxima ao valor da sobrecarga (Willson e Fredrich, 2005). Isto se dá em função da extrema deformação e selo a que é submetido no interior do evaporito, que tende a manter estado “hidrostático” de tensões.

Após a perda de mais de uma dezena de poços na bacia Dnepr-Donets, na Ucrânia, Zilberman *et al.* (2001) verificam que há intercalações entre evaporitos e folhelhos sobrepressurizados em uma sequência de até 1.500 m de espessura. Dentre os principais problemas enfrentados na perfuração estão corte de lama por gás, kicks e até mesmo blowouts sem indicativo prévio na perfuração. Neste caso, as intercalações funcionam como selos no topo e na base dos sedimentos.

Willson e Fredrich (2005) citam a ocorrência de kicks com gradientes de pressão superiores a 18 lb/gal em intercalações entre evaporito e dolomito no Mar do Norte, além de pressões de aproximadamente 95 % da sobrecarga em kicks observados em suturas de sal em poço do GoM. Em geral os problemas estão associados à comunicação com reservatórios inferiores por meio da presença de sistemas de falhas e fraturas.

Dussealt *et al.* (2004) e Mohriak *et al.* (2009) apontam que, em corpos salinos ainda conectados ao depósito original de evaporito, a pressão simultaneamente abaixo e ao lado desse corpo está submetida a um sistema de compartimento, possivelmente sobrepressurizado e deformado em função da força de fluência do sal para cima, como discutido e ilustrado em caso real por den

Boer *et al.* (2011). Camadas dobradas durante o crescimento do diápiro tendem a ter pressão de poros elevada e resistência baixa devido ao carregamento rápido imposto pelas tensões que levaram à dobra (Willson e Fredrich, 2005).

Após atravessar o sal, contudo, encontra-se um dos maiores e mais frequentes riscos da perfuração, pois os evaporitos constituem um selo bastante efetivo, trapeando os fluidos abaixo. É bastante comum encontrar acumulações com formações anormalmente sobrepressurizadas imediatamente abaixo da seção de sal (Zilberman *et al.*, 2001; Saleh *et al.*, 2013). As pressões podem ser aproximadamente normais (Rohedler *et al.*, 2003) ou atingir até 93% do valor da sobrecarga (Saleh *et al.*, 2013).

Alguns dos fatores que impactam no estado da pressão de poros abaixo do sal são abordados em Saleh *et al.* (2013):

- Extensão lateral/continuidade do sal;
- Conexão existente ou não com o sal fonte;
- Formato da estrutura;
- Profundidade e idade dos sedimentos;
- Presença de sedimentos ricos em areias (permeáveis).

Em relação à profundidade e idade dos sedimentos, uma causa direta de geração de pressões anormais é a deposição ou alocação de evaporitos sobre formações jovens, pouco compactadas e sem condições de drenagem lateral. Neste caso, a presença do sal impede a expulsão vertical de fluidos e gera pressões elevadas abaixo do sal pelo mecanismo de subcompactação, com tendência de crescimento em profundidade, bastante observado em estudos no GoM, como Rohleder *et al.* (2003), Figura 2.27.

A extensão lateral (e vertical) é fundamental para manter a integridade do selo e garantir a ocorrência do mecanismo. Em caso contrário, o excesso de fluido pode migrar para a lateral e escapar verticalmente pelas bordas do selo. O formato da estrutura também é relevante, pois pode gerar altos estruturais com formação de câmaras de baixa permeabilidade, acumulando as sobrepressões, ou permitindo a lenta expulsão pela lateral.

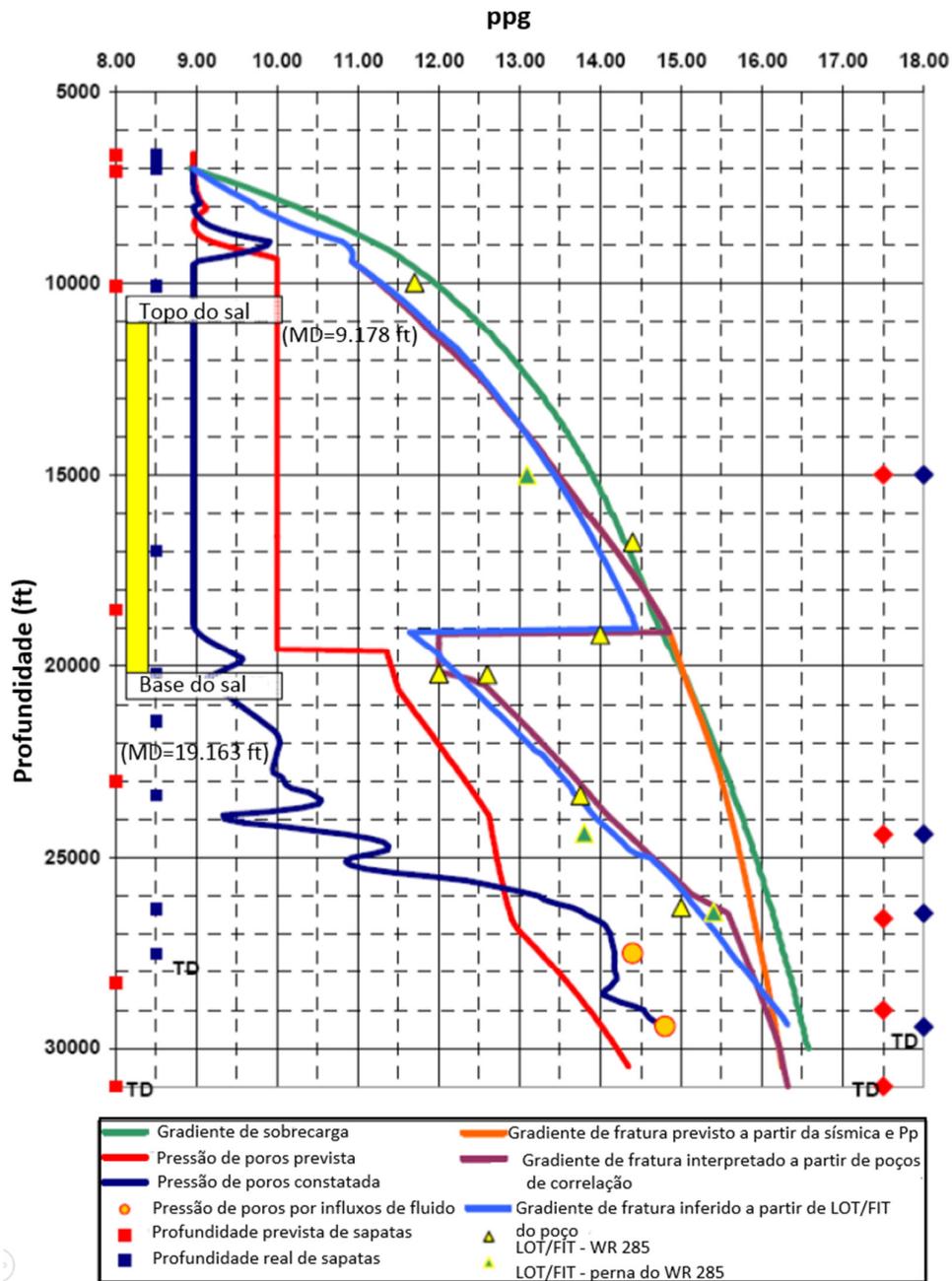


Figura 2.27 – Janela operacional do poço WR 285-1, GoM, com aumento do gradiente de pressão abaixo do sal (editado de Rohleder *et al.*, 2003).

Outro exemplo de sobrepessão elevada abaixo desses corpos lateralmente extensos se dá no GoM (Figura 2.28), conforme apresentado em Karpa (2001) *apud* Saleh *et al.* (2013_a). O primeiro poço perfurado é perdido em função de kicks e perdas descontrolados. Estudos são realizados em função desse primeiro poço e um novo poço é perfurado em locação com características similares, mas

a janela operacional abaixo do sal é bastante estreita e também este poço não atinge o objetivo.

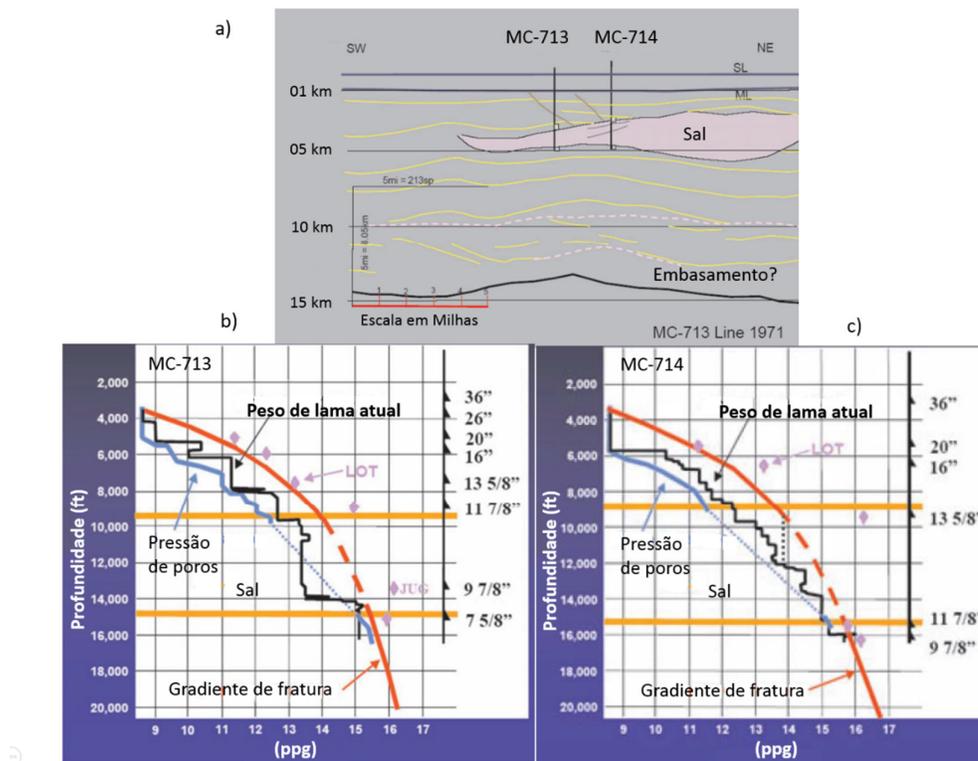


Figura 2.28 – Corpo salino alongado atravessado por dois poços no GoM (a); janela operacional apresentando o cenário de pressões elevadas abaixo do corpo salino nos poços b) e c). Karpa (2001) *apud* Saleh *et al.* (2013).

Em geral, eleva-se o peso de fluido para perfurar o corpo salino, de forma a evitar a sua fluência, porém, na saída do sal, o gradiente de fratura é baixo (*rubble zones*) e a pressão de poros pode variar conforme abordado, implicando em possível ocorrência de *cavings* (que em geral não são logo identificados) ou mesmo perda ou ganho de fluido da formação (Willson e Fredrich, 2005).

O grande problema, neste caso é aproximar bem o valor da pressão de poros e da tensão horizontal mínima. Conhecendo-se ambas é possível adotar estratégia de controle dinâmico do peso do fluido de perfuração (Saleh *et al.*, 2013_a).

2.3.

Previsão de pressão de poros ao redor de corpos salinos

Devido aos problemas diversos enfrentados durante a perfuração próximo ou através de corpos salinos, especial atenção é dada à análise de pressões nesse ambiente. As formas de abordagem são variadas. Este item discorre sobre diferentes técnicas adotadas na literatura para a previsão e apontar possíveis pontos fortes e fracos de cada uma.

Ao final são apresentadas conclusões parciais explicando a escolha dos métodos de modelagem de bacias e modelagem geológica-geomecânica 3D como metodologias sugeridas para o estudo de pressões nesses ambientes.

2.3.1.

Abordagem convencional

Apesar de ser consenso na literatura (Fertl e Chilingar, 1987; Zilberman *et al.*, 2001) que os perfis geofísicos não são diretamente relacionáveis ao comportamento da pressão de poros próximo a estruturas salinas, a abordagem mais frequente de estudo de pressão de poros nessas regiões se dá pela aplicação de métodos convencionais 1D com base nesses perfis. Tal abordagem se explica pela inexistência de métodos de aplicação rápida/prática para estas previsões. Estudos por modelagem geológica ou de bacias e métodos numéricos requerem estudos mais aprofundados.

Freire *et al.* (2010) apresentam estudo de pressão de poros em poços com objetivos imediatamente acima de corpos salinos em uma bacia brasileira. Os autores realizam estudos 1D, porém com olhar voltado para a geometria da bacia.

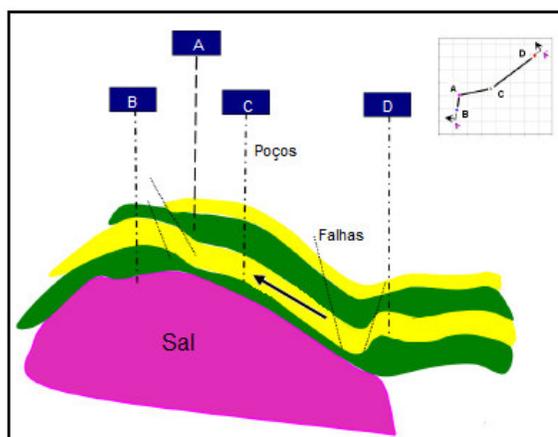


Figura 2.29 – Seção geológica e planta com poços em relação ao corpo salino (arenitos em amarelo e folhelhos em verde). Editado de Freire *et al.* (2010).

Estudos 1D são realizados com base em tendências aplicadas ao perfil sônico, observando possíveis zonas de subcompactação, aplicando o método de Eaton (1975) para as previsões. Da seção geológica e de evidências de campo (kicks e medidas de pressão), verifica-se a presença de outros mecanismos agindo na região. Ao observar a geometria da seção, os autores identificam a transferência lateral como um mecanismo de transferência atuante no poço C, que chega a gradientes de pressão de 15 lb/gal (notar Figura 2.29 e Figura 2.30). Da mesma forma, A e B também apresentam pressão anormalmente alta, com gradientes até a ordem de 14 lb/gal.

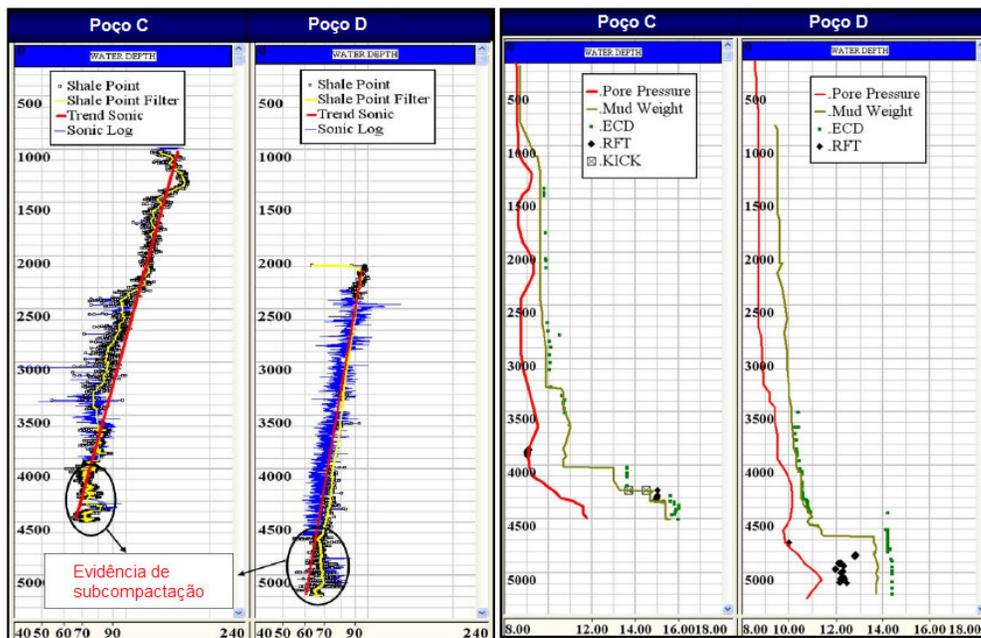


Figura 2.30 – Ajuste de tendência e evidências de subcompactação (esq.) e Pp prevista x MW, ECD e medições diretas (dir.). Editado de Freire *et al.* (2010).

Os autores notam rápida elevação da pressão de poros (da ordem de 3 lb/gal) nas proximidades do topo do sal, e entendem que a movimentação do sal poderia ser responsável por este comportamento. Observam ainda possíveis efeitos de temperatura como parcialmente responsáveis pelo cenário, já que o coeficiente térmico dos evaporitos propaga rapidamente as temperaturas dos sedimentos subjacentes para os sobrejacentes.

Verifica-se que os autores aplicaram inicialmente métodos de previsão de mecanismos primários e em seguida somaram os efeitos de mecanismos secundários por meio de evidências de perfuração, medidas diretas e geometria da bacia.

Saleh *et al.* (2013) testam métodos convencionais de previsão de pressão de poros (e algumas adaptações) em aproximadamente 100 poços do GoM para avaliar a aplicabilidade dos mesmos na análise de pressões abaixo de corpos salinos. Os evaporitos eram provenientes tanto do depósito original de evaporitos quanto de corpos com movimentação secundária para profundidades superiores.

Como fatores geológicos, os autores traçaram curvas em função das províncias tectono-estratigráficas (Figura 2.31) e profundidade de lâmina d'água, porém, não fizeram uso significativo dessa informação na previsão de pressões.

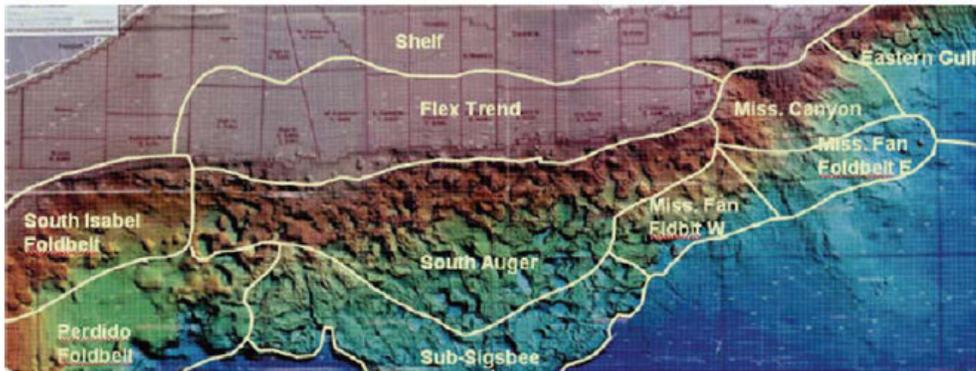


Figura 2.31 – Províncias tectono-estratigráficas no GoM. Saleh *et al.* (2013).

Os métodos comparados pelos autores focam basicamente no efeito de subcompactação, o que não seria capaz de prever as pressões em ambientes salinos, sendo o último a exceção: Eaton (resistividade); Miller (sônico); Eaton modificado 1 (velocidade com curva de compactação de Eberhart-Phillips, 1989); Eaton modificado 2 (velocidade com curva de compactação calibrada por dados de testes); modelo de velocidade (velocidade, volume de argila e porosidade são parâmetros de entrada); Modelo potência (Bowers). Ao final do estudo, foram calculados os erros médios das estimativas com curvas definitivas ajustadas aos BDPs e testes de pressão para cada método e em cada província (Tabela 2.2).

Tabela 2.2 – Erros médios de previsão do gradiente de pressão de poros (lb/gal) dos 95 poços estudados (Saleh *et al.*, 2013).

Província	Convencional			Não Convencional	
	Eaton (resistividade)	Miller (sônico)	Vp	Eaton Modificado	Modelo potência
Eastern Gulf	0,694	0,370	1,275	1,325	1,486
Flex	0,575	0,408	1,000	1,042	1,077
M Fan Fldblt E	0,403	0,404	1,047	0,985	1,071
M Fan Fldblt W	0,697	0,391	1,237	1,220	1,243
S Auger	0,518	0,324	0,861	0,882	0,749
Miss Cnyn	0,567	0,344	1,072	0,864	1,091
Sub Sigsbee	0,498	0,432	0,939	0,705	0,896
<i>Overall (all areas)</i>	<i>0,564</i>	<i>0,382</i>	<i>1,062</i>	<i>1,003</i>	<i>1,088</i>

Como os erros não variaram muito entre províncias, os autores concluíram que este fator não era predominante para as previsões, mas desconsideraram que as províncias traçadas eram bastante abrangentes e que a análise nas mesmas não considerava o comportamento global da região, mas sim a análise individual por poço. Nota-se que apesar da quantidade de poços disponível, os autores optaram por estudo simplificado e com abordagem relativamente superficial.

2.3.2. Estudos 1D e 2D com base em fundamentos geológicos

Uma iniciativa de estudo diferenciado em relação às técnicas convencionais em bacias evaporíticas é apresentada por Zilberman *et al.* (2001) na bacia Dneper-Donets, na Ucrânia. Na ocasião, o pouco conhecimento da distribuição regional de gás e a falta de uma metodologia específica para a previsão de pressões em ambientes evaporíticos levou à perda de inúmeros poços. Os eventos observados foram desde kicks e *gas shows* até blowouts. Os autores propuseram abandonar a abordagem simplista dos métodos 1D convencionais e realizar um estudo abrangente da bacia, buscando compreender o seu comportamento geológico como um todo e suas implicações no cenário de pressões.

Para compreender o cenário e prever as pressões, os autores apresentam uma estratégia em três etapas: (i) rastreamento de possíveis indicadores de aproximação de zonas sobrepressurizadas; (ii) localização da posição espacial dessas zonas; (iii) análise quantitativa das sobrepressões por mecanismo de fluabilidade. Apesar de não desenvolverem modelo 3D detalhado, os autores usam alguns conceitos de modelagem, onde se busca compreender possíveis mecanismos pela interpretação geológica e geomecânica do campo.

No rastreamento de indicadores, como não há zonas de transição de pressões internamente aos selos evaporíticos, os autores avaliam as ocorrências em poços já perfurados, notando uma sequência regional de evaporitos intercalados com acumulações de óleo e gás, com espessuras de até 1500 metros. Observam ainda que reservatórios satélite com pequeno volume, baixa permeabilidade e pressões acima de 1,9 vezes a pressão hidrostática podem ser encontrados, algumas vezes 500 a 600 m acima das grandes acumulações.

Notam então que as pressões anormalmente altas estavam associadas à presença de falhas e porções de trapa em cristas (Figura 2.32). Como indicador geológico, concluíram que uma camada regional de anidrita de pequena

espessura selava as zonas de sobrepressão e era imediatamente seguida de argilas com gás condensado e então das acumulações com pressões anormais.

Em análise complementar, foi também observada correlação espacial entre as observações de sobrepressão nas intercalações dos evaporitos do Permiano Inferior e formações estruturalmente enfraquecidas próximas aos corpos salinos. Tais estruturas eram ligadas a falhas que permitiram a migração vertical de gás e aprisionamento nas cristas.

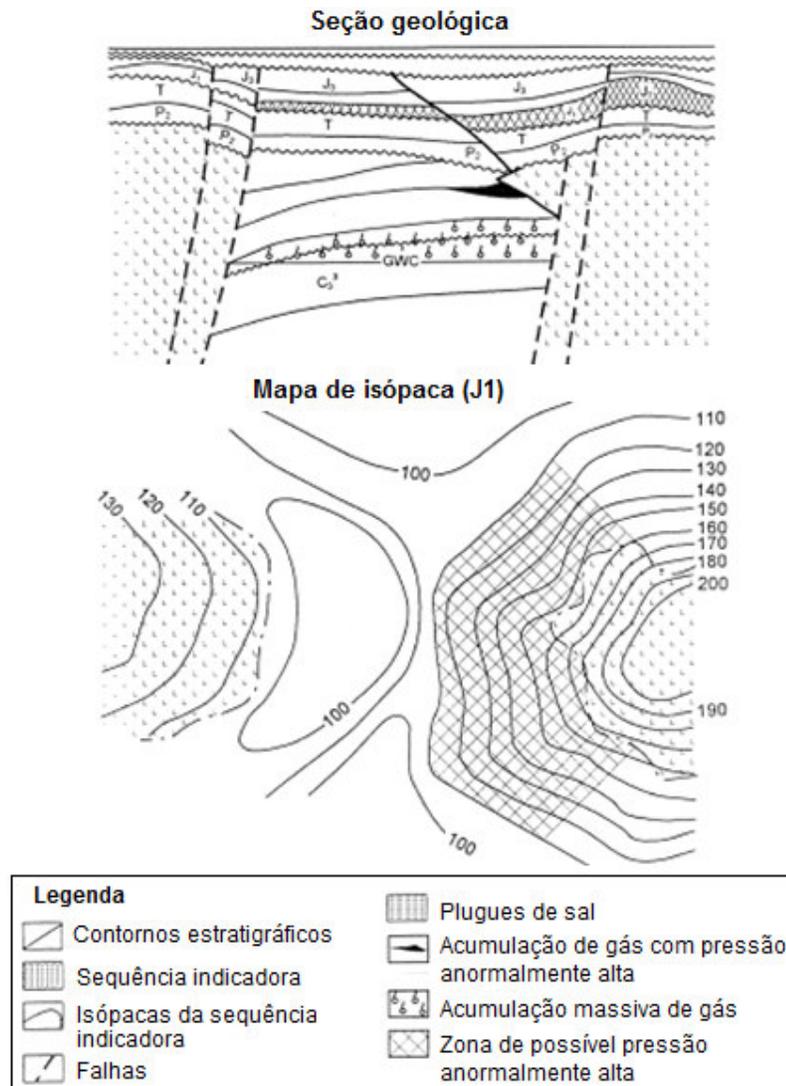


Figura 2.32 – Seção geológica com identificação de áreas de sobrepressões anormais - AHFP (editado de Zilberman *et al.*, 2001).

Como a sísmica não apresentava boa qualidade, os autores usaram dados de perfuração para identificar a extensão lateral das zonas enfraquecidas. Notaram que as camadas acima dessas zonas apresentavam maior espessura, indicando que a maior taxa de sedimentação era uma consequência do

enfraquecimento das rochas próximas a essas estruturas, mapeadas lateralmente a partir dos poços.

Descoberta a causa e identificadas as locações de risco, a previsão de pressões se deu então pelo cálculo dos valores de pressão por meio do conceito de fluabilidade do gás migrado verticalmente. Dada a pressão dos reservatórios principais e a profundidade do contato gás-água (conhecidos a partir dos poços previamente perfurados), os autores calcularam a pressão no topo das trapas por redução hidrostática de pressão.

2.3.3. Estudos por sísmica

Hooyman *et al.* (2003) estudam o cenário de pressão de poros do campo Cocuit, na Bacia de Veracruz, México. Os autores estudam o tempo não produtivo de perfuração associado à má previsão de pressão de poros e percebem que em alguns poços foi notável a perda de circulação causada por fraturamento resultante de peso de lama excessivo. Optam então pela previsão de pressão de poros 3D por meio de velocidades sísmicas 3D.

Para garantir a qualidade do cubo de velocidades, os autores fazem *upscale* dos dados de perfil Dtc convertido em velocidade e também invertem pares tempo/profundidade de *checkshots* e comparam os três (Figura 2.33). Notam que, dada a devida suavização, a velocidade sísmica é representativa do comportamento observado nos poços.

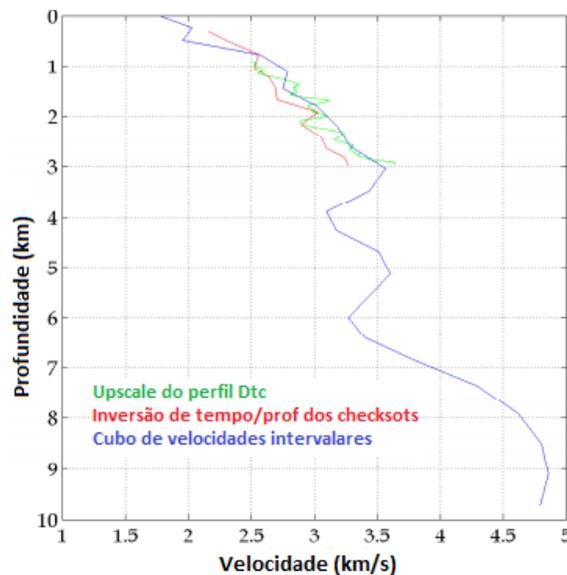


Figura 2.33 – Comparação entre velocidade intervalar e dados de Dtc e de checkshots em poços (Hooyman *et al.*, 2003).

Calculam a tensão vertical a partir de um perfil composto de densidade proveniente parcialmente de um poço da região modelada e complementado pelo perfil de outro poço localizado fora da região modelada da bacia. Os autores aplicam o método de Eaton (1975) ao cubo de velocidades (Figura 2.34_a) para calcular o cubo de pressão de poros. Utilizando o gradiente de sobrecarga e o cubo de velocidades, calculam o cubo de pressão de poros (Figura 2.34_b).

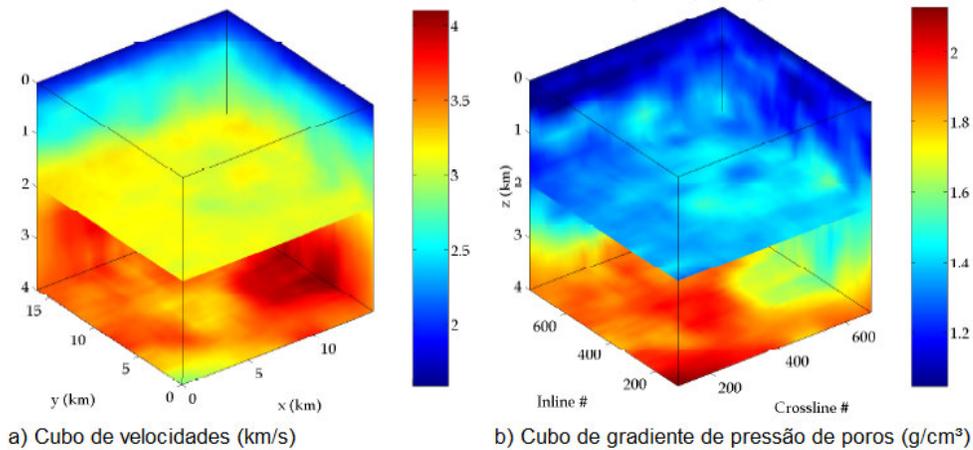


Figura 2.34 – Cubos de velocidade e de pressão de poros prevista com destaque para a profundidade de 2 km (Editado de Hooyman *et al.*, 2003).

Liaw *et al.* (2007) apresentam um estudo típico de previsão de pressão de poros 3D a partir de dados sísmicos no campo Gunnison, na área Garden Banks, no GoM (Figura 2.35). Poços perfurados no campo exaltam a compartimentação de pressões gerada pela movimentação dos evaporitos, que resultou em denso sistema de falhas, soerguimento e erosão, além de rotação de planos. A presença de *tar* também é observada em poços perfurados.

Os autores trabalham na obtenção de um cubo de velocidades com alta resolução por meio do uso de dados de velocidades de sísmica de poço e dados de perfis e estratigrafia de poços. Uma vez obtido o cubo de velocidades, calculam respectivamente os cubos de densidade, sobrecarga, tensão efetiva vertical, pressão de poros e tensão horizontal mínima. Para obter o cubo de densidades, calibram os coeficientes da correlação de Gardner (1974) entre os perfis densidade e D_{tc} de poços perfurados e aplicam a correlação ao cubo de velocidades. A sobrecarga é obtida pela integração vertical das densidades.

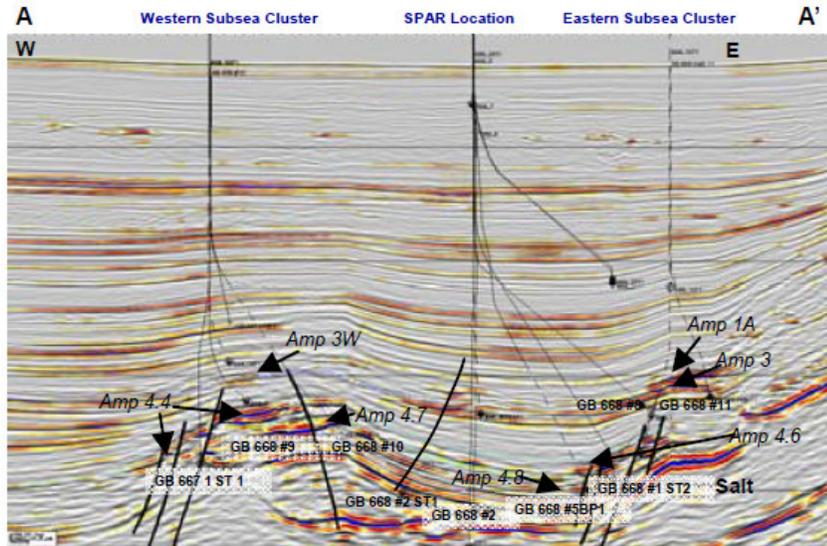


Figura 2.35 – Seção sísmica do campo Gunnison. Reservatórios produtores: Amp1, Amp3, Amp4.4, Amp4.6, Amp4.7 e Amp4.8 (Liaw *et al.*, 2007).

Para calcular o cubo de tensões efetivas, aplicam a curva de compactação normal de Bowers (1995) com os expoentes definidos pelo autor para o GoM. A pressão de poros (Figura 2.36) é obtida pela subtração entre a sobrecarga e a tensão efetiva. Observar que, conforme Bowers (1995), mecanismos que resultem em descarregamento não são captados pela curva normal, que atende ao estado de pressão normal e de pressões anormais geradas por subcompactação.

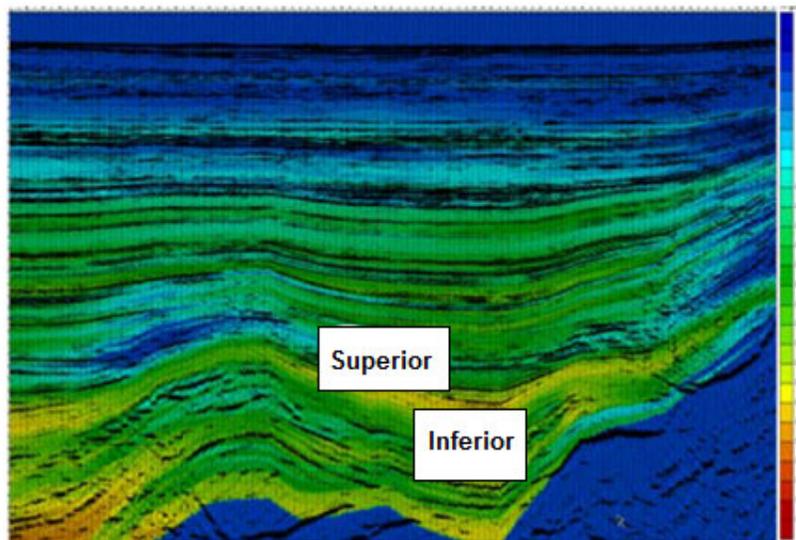


Figura 2.36 – Seção sísmica com escala de cores representando o gradiente de pressão de poros previsto - azul ~8,6 e laranja ~ 14 lb/gal. (Liaw *et al.* (2007).

Banik *et al.* (2014) faz uso de nova técnica de aquisição (dual-coil – 4 fontes e duas redes de receptores, dispostos simetricamente nos dois lados da região de mapeamento) para obter maior resolução e acurácia de dados abaixo do sal. O estudo é realizado no Green Canyon, GoM. Também faz uso de inversão sísmica específica para a obtenção da impedância abaixo do sal.

Os autores utilizam uma técnica que denominam TPP (previsão de pressão de poros orientada ao objetivo). Para tal, não fazem uso de processos múltiplos de obtenção de velocidades, densidade, sobrecarga e, a partir dos mesmos a pressão de poros. Calibram parâmetros de uma regressão linear entre a impedância acústica (IA) e a pressão de poros (Equação 2.10).

$$Gpp = A + B/IA \quad \text{Equação 2.10}$$

Onde

Gpp é o gradiente de pressão de poros

IA é a impedância acústica, obtida por inversão sísmica

A e B são parâmetros de calibração

A metodologia proposta pelos autores é apresentada na Figura 2.37, onde são realizados os processos de empilhamento, migração, processamentos e inversão para a obtenção de um cubo de impedância acústica calibrada a partir de um poço análogo para o poço objetivo. Esse poço deve dispor dos perfis Dtc e Rhob na região de interesse e possuir geologia similar ao poço objetivo. Esse mesmo poço é utilizado para calibrar os parâmetros A e B.

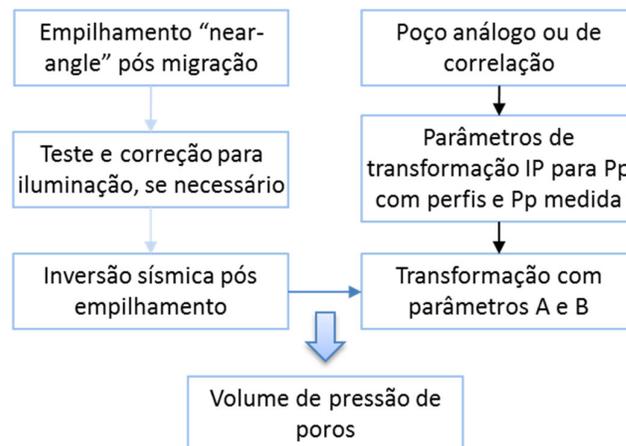


Figura 2.37 – Fluxograma de previsão de pressão de poros (Banik *et al.*, 2014).

Após calibrados os parâmetros, o cubo de pressão de poros é previsto diretamente a partir da impedância acústica. Notar que a IA é dada pela Equação

2.11, ou seja, é caracterizada tanto pelo tempo de trânsito quanto pela densidade do meio. Sua aplicação, portanto, é fundamentada para a correlação com a pressão de poros, conforme resposta desses dois perfis a mecanismos de subcompactação e descarregamento, discutidos em Bowers (2001).

$$IA = \rho_b \times Vp \quad \text{Equação 2.11}$$

Os autores calibram os parâmetros a partir de um dos três poços disponíveis e validam os resultados (Figura 2.38) por meio dos outros dois. Notar a boa relação entre as pressões nos poços (calibradas por medições diretas e dados de MW) e as pressões medidas por sísmica.

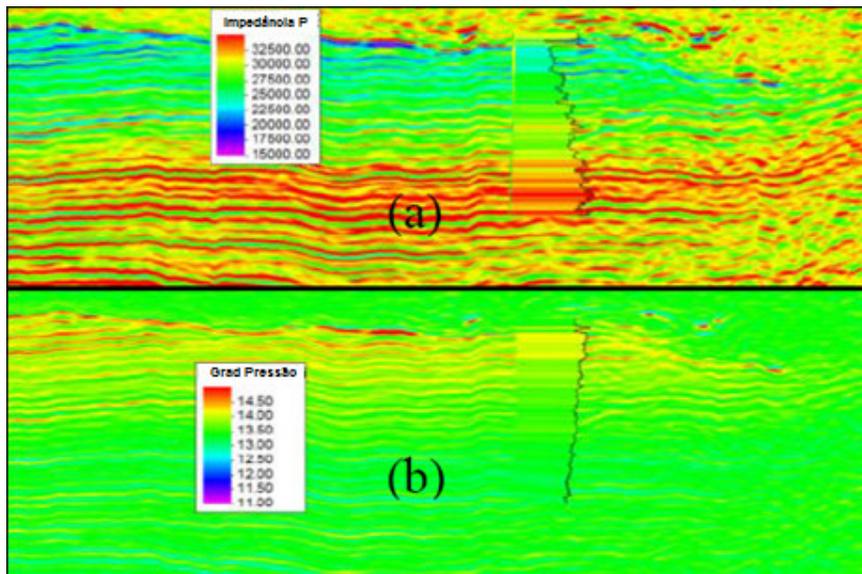


Figura 2.38 – IA (a) e Gpp previsto por sísmica (b) no poço. Banik *et al.* (2014).

Observa-se que os métodos sísmicos atentam mais para o problema da aquisição e processamento de dados para a obtenção de um bom cubo de velocidades e então fazem uso de métodos convencionais.

Notar que nos três estudos os autores geram modelo simplificado com base apenas nos dados do cubo de velocidades ou impedância acústica calibrada. Não detalham um modelo geológico com horizontes que definam zonas com propriedades espacialmente correlacionáveis, tratando toda a região modelada sem discretização litológica. Supõem, dessa forma, que as mesmas hipóteses possam ser aplicadas ao cubo como um todo, mas calibram especificamente para poço análogo. Tal metodologia pode não ser suficiente para modelar campos com grande heterogeneidade.

O uso direto da impedância acústica, contudo, é um novo olhar sobre o processo padrão, uma vez que relaciona a pressão de poros diretamente a um parâmetro obtido da sísmica e que possui intrinsecamente tanto o comportamento da velocidade quanto da densidade em resposta ao estado de pressão do meio.

2.3.4. Estudos por modelagem geológica geomecânica 3D

Os estudos por essa abordagem buscam fazer uso do contexto geológico e da integração de dados para evoluir tanto no conceito adotado por Zilberman *et al.* (2001) quanto nos conceitos apresentados nos estudos sísmicos, expandindo a análise para um modelo 3D onde seja possível representar de forma geométrica, topológica e quantitativa o campo ou bacia em estudo.

Bachrach *et al.* (2007) modelam uma área localizada acima de um corpo salino. Trabalham com um processamento sísmico capaz de fornecer velocidades de alta resolução e se preocupam com a integração entre dados de poços e sísmica na obtenção de modelos de velocidade mais acurados.

Fundamentam sua metodologia em quatro grandes passos: (i) obtenção de cubo de velocidades de alta resolução; (ii) previsão de pressão de poros e tensão efetiva; (iii) inversão sísmica multi-atributos; (iv) classificação Bayesiana de litofácies por IAp, IAs e tensão efetiva.

A análise do cubo de velocidades sísmicas é realizada por processo específico definido por Banik *et al.* (2003), mas o maior ganho para o cubo de velocidades é a modelagem geológica adotada para a obtenção do cubo de velocidades de alta resolução. Os autores modelam os horizontes estratigráficos, seu soergimento e afinamento nas proximidades do corpo salino (Figura 2.39 a).

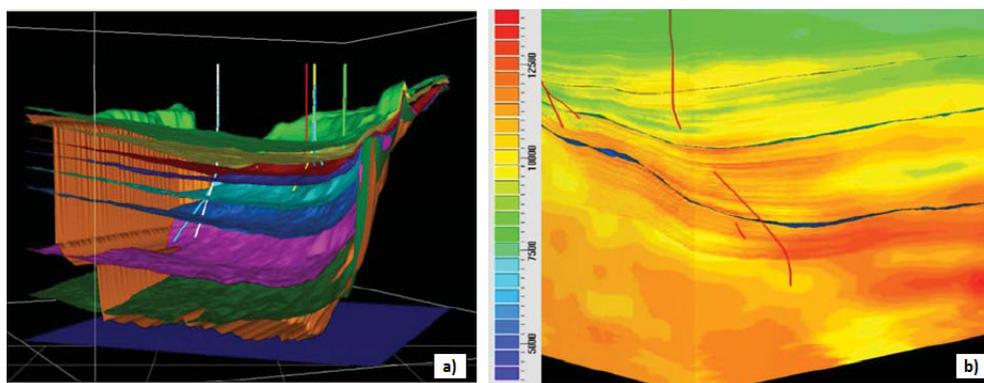


Figura 2.39 – Modelo estratigráfico e poços (a) e cubo de velocidades de alta resolução gerado por *trend kriging* (b). Editado de Bachrach *et al.* (2007).

Para a previsão de um cubo de velocidades mais acurado, adotam a técnica geoestatística denominada *trend-kriging*. Nesse algoritmo, os dados de poços são tratados como propriedade primária e o cubo de velocidades sísmicas é usado como tendência para a variação espacial da média entre poços (Figura 2.39 b). O resultado dessa abordagem é uma estimativa capaz de captar as heterogeneidades observadas nos poços e guiar a estimativa entre poços também pela propriedade secundária.

Para a previsão de pressão de poros (Figura 2.40), os autores usam dados de peso de lama e de dados de pressão (RFT) para calibrar uma curva de tensão efetiva em função das velocidades, como proposta por Bowers (1995). Calculado o cubo de velocidades “normais” e comparado ao cubo de velocidades de alta resolução, é possível obter a pressão de poros pelo método de Eaton (1975). Para a obtenção do cubo de densidade (consequentemente da sobrecarga), a mesma técnica de *trend-kriging* é aplicada para os dados de perfil de densidade e o cubo de densidade sísmica. Notar que em estudos 3D, ao contrário do 1D, a pressão de poros pode variar lateralmente em uma mesma profundidade.

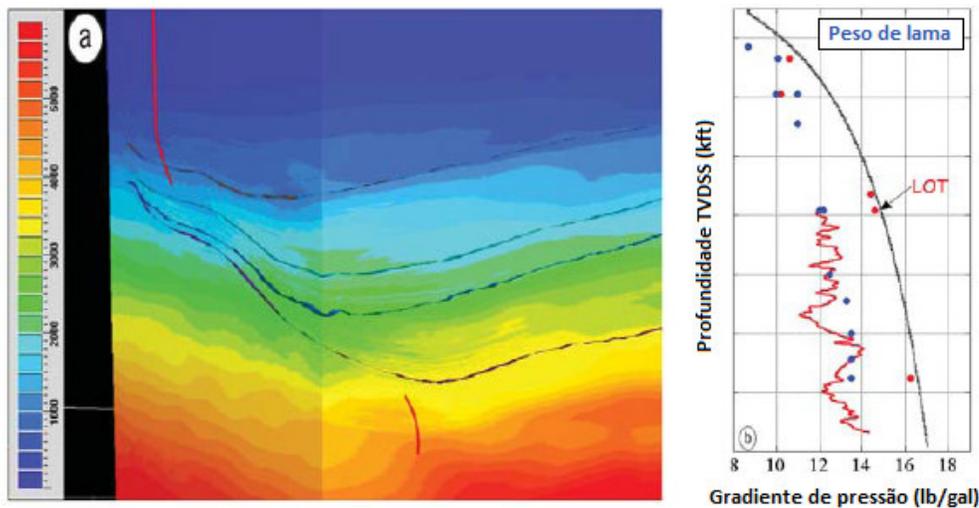


Figura 2.40 – Pressão de poros prevista em psi (a) e curva de gradiente de pressão em lb/gal em poço de calibração (b). Editado de Bachrach *et al.* (2007).

Verificar que os autores embasam o estudo na obtenção de um bom cubo de velocidades e na escolha de calibração de velocidades com tensões efetivas, ao invés de profundidade. Geram ainda um modelo estratigráfico para a aplicação de técnicas geoestatísticas de distribuição, mas aplicam o modelo de previsão ao cubo completo, sem distinção de camadas permeáveis, o que foge aos fundamentos do método. Analisam litofácies posteriormente para caracterizar os

fluidos do reservatório a partir dos cubos de tensão efetiva, IAp e IAs. Também não comentam possíveis distinções na análise de sedimentos próximos ao sal.

Den Boer *et al.* (2011) desenvolvem modelo 3D de previsão de pressão de poros no GoM utilizando o modelador Petrel™. O cenário modelado pelos autores (Figura 2.41), no Green Canyon, apresenta canópios de sal alóctone (formado a partir da camada de evaporitos originalmente depositada – autóctone), sendo um deles ainda ligado à camada de sal autóctone. Nota-se a possibilidade de geração de compartimentos de pressão, dada a barreira lateral de fluxo.

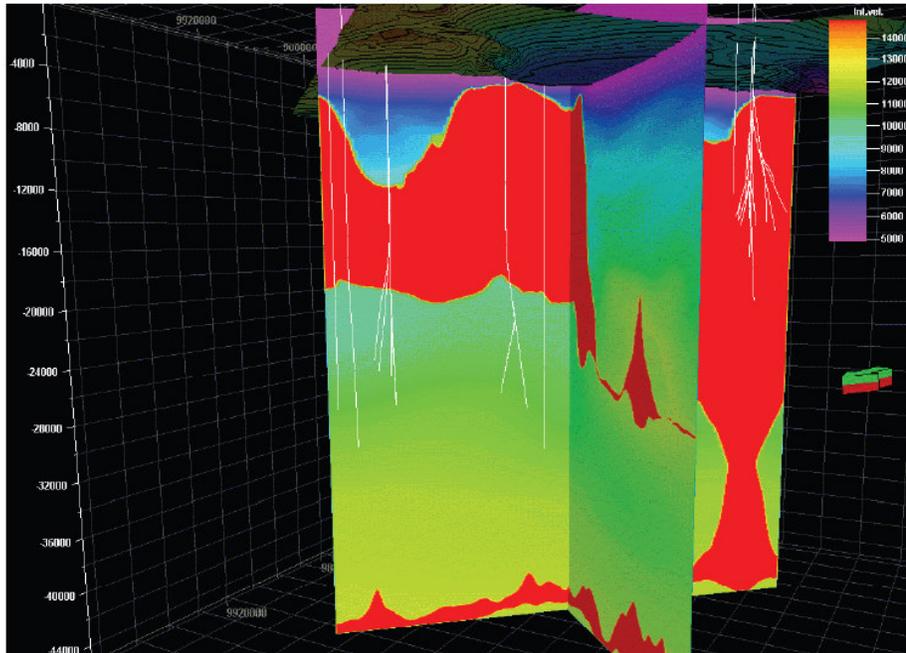


Figura 2.41 – Modelo 3D de velocidades sísmicas (pé/s) proveniente de tomografia (Den Boer *et al.*, 2011).

Os autores usam sísmica de alta resolução (por tomografia) para a obtenção do cubo de velocidades e calibram o modelo de velocidades com tensão efetiva a partir de tomadas de pressão, MDT e RFT, e peso de lama (com redução de 0,5 lb/gal). Buscam assim captar o padrão de variação de velocidades com as pressões observadas.

No estudo regional, verificam que há propensão ao desenvolvimento de pressões anormais por transformação mineral esmectita-ilita, portanto modelaram também a distribuição espacial da temperatura na área de estudo. Dados de temperatura de fundo de poço e de fundo do mar foram utilizados para a distribuição por krigagem. Para os evaporitos, aplicam taxa de variação de temperatura específica. Do modelo de temperatura obtido, observam propensão

a pressões anormalmente altas por este mecanismo apenas em profundidades acima de 25.000 pés (7620 m) abaixo do fundo do mar.

A pressão de poros é prevista em todo o campo (Figura 2.42) por meio do cubo de velocidades sísmicas de alta resolução. Para os evaporitos, com porosidade desprezível, o coeficiente de biot é considerado igual a zero e, conseqüentemente, a pressão de poros é nula. A pressão de poros prevista acima dos corpos salinos é normal ou levemente elevada, enquanto abaixo são encontrados gradientes de aproximadamente 14 lb/gal, com crescimento gradativo em profundidade, indicando potencial para altas pressões anormais.

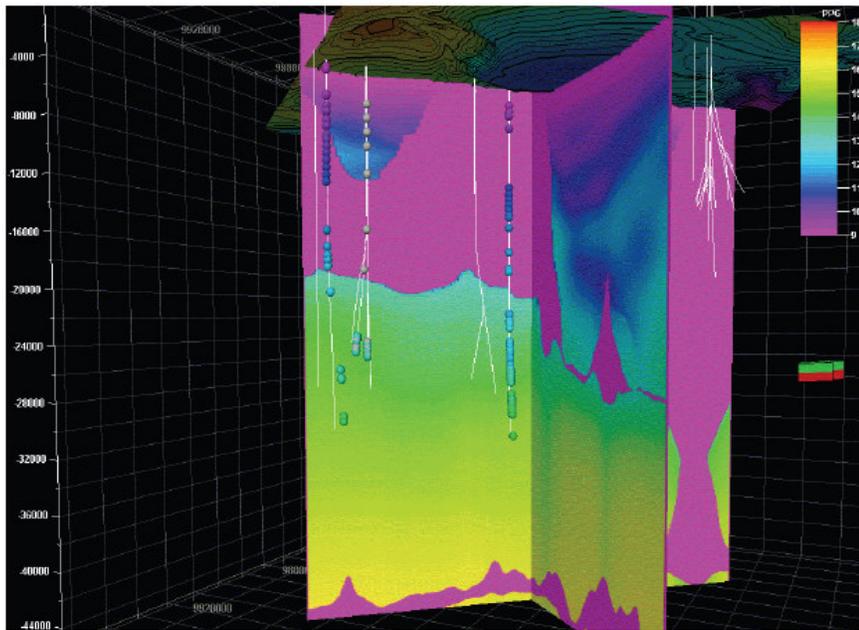


Figura 2.42 – Gradiente de pressão de poros previsto (lb/gal) para a área de estudo e tomadas de pressão em poços perfurados (Den Boer *et al.*, 2011).

Também neste caso verifica-se a aplicação do método de forma indiscriminada entre camadas argilosas e camadas permeáveis. Os autores indicam tal estudo como um balizador prévio à perfuração, a ser atualizado com dados durante a perfuração de novos poços. Esta facilidade de atualização é um dos potenciais da técnica. Vantagens desses estudos em relação aos de sísmica:

- Pode usar os dados de cubos sísmicos como entrada e distribuir propriedades com maior resolução e robustez quanto ao comportamento geológico espacial, pois pode modelar horizontes estratigráficos e usar técnicas geoestatísticas;
- Permite análise de distribuição de temperaturas e sua influência na pressão de poros;
- Permite mapear dados de pressão (e eventos de perfuração a ela relacionados) em ambiente 3D para guiar as estimativas.

2.3.5. Estudos por MEF

Os estudos de modelagem por MEF (Método dos Elementos Finitos) buscam contabilizar o efeito da variação de tensões imposta pelo tectonismo salino e, alguns mais recentes permitem avaliar a evolução das pressões até cenários futuros. Tem por vantagem em relação à modelagem geológica geomecânica a análise dinâmica de variação de pressões em função da halocinese, enquanto a modelagem geológica geomecânica é estática.

A modelagem de bacias permite maior acoplamento entre fenômenos geológicos de formação da bacia e seus efeitos no cenário de pressões, contudo, não possui acoplamento em relação às tensões. Considera como hipótese estado geostático de tensões, ou seja, a tensão vertical é uma das tensões principais e as tensões horizontais são consequência de rigidez lateral.

Fredrich *et al.* (2003) apresentam estudos da influência do relaxamento do sal no cenário de tensões ao redor de corpos salinos, utilizando modelagem numérica para representar o efeito de carregamento imposto aos sedimentos “hospedeiros” enquanto o evaporito se deforma e atinge o estado isostático de tensões. Os autores, contudo, não avaliam os efeitos desse carregamento no cenário de pressão de poros.

Nikolinakou *et al.* (2012) apresentam estudo por MEF para analisar a influência da relaxação de uma esfera de sal submetida a tensões desviadoras, no estado final de tensões e pressões ao seu redor. Os autores não consideram o efeito de selo desse material na previsão de pressões na base da esfera e alegam ser tema de próximas etapas de seu estudo. Também não são consideradas as condições de alocação desse corpo salino no meio em que se encontra, considerando pressões hidrostáticas e tensões geostáticas atuando inicialmente sobre o corpo.

A malha modelada pelos autores (axissimétrica) e as propriedades do material são apresentadas na Figura 2.43. O modelador adotado para o estudo é o ABAQUS e o modelo constitutivo é o poro-elastoplástico, de forma a também modelar pressão de poros induzida por tensões cisalhantes. Estudos não drenados (supondo situação crítica de geração de pressões anormais) são realizados adotando a teoria do adensamento com fator tempo adimensional (T_v) levando a um tempo característico de relaxamento do sal de 1 ano, resultando em quatro ordens de magnitude mais rápida que a dissipação da pressão de poros. Essa relaxação induz carregamento não drenado e é seguido de dissipação

transiente de pressão. Os resultados obtidos pelos autores para o carregamento não drenado (antes da dissipação) é apresentado na Figura 2.44.

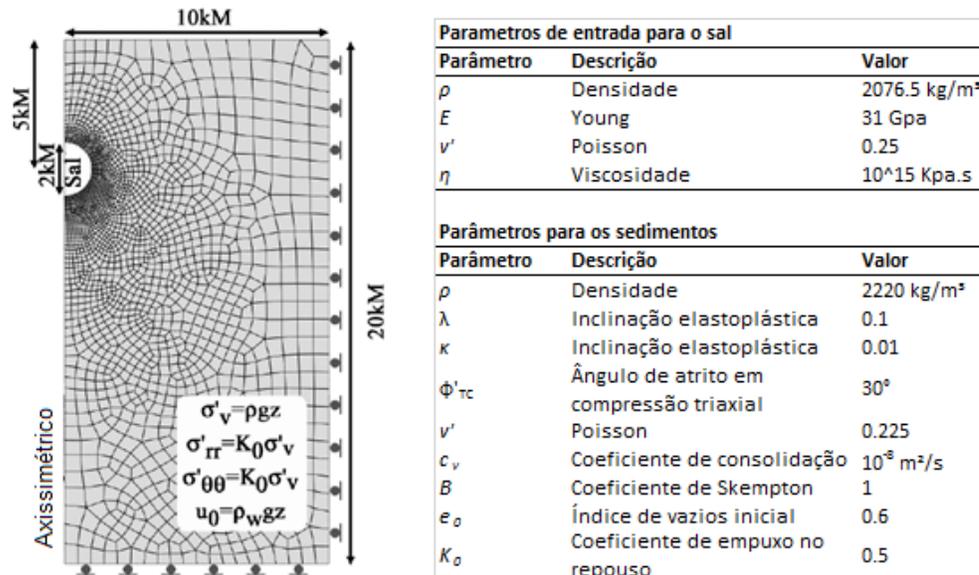


Figura 2.43 – Modelo de elementos finitos e seus parâmetros de entrada (Editado de Nikolinakou *et al.*, 2011).

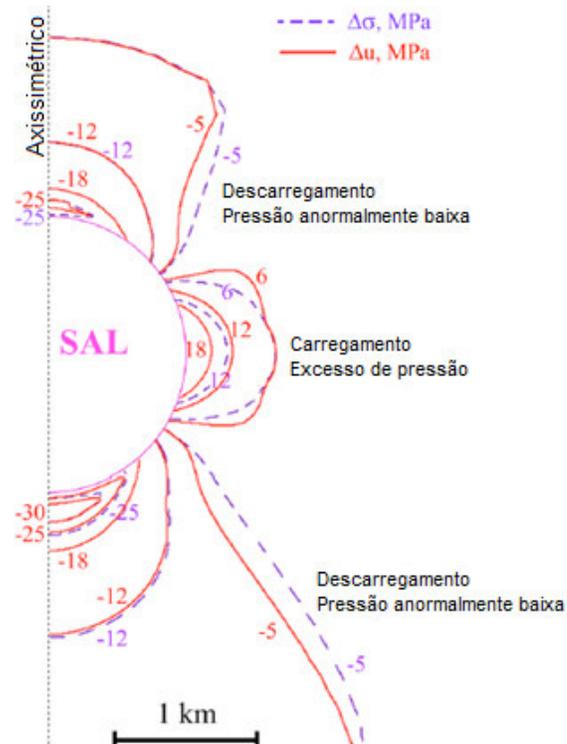


Figura 2.44 – Variação da tensão total média (linha roxa tracejada) e da pressão de poros (linha vermelha contínua) obtidas nos sedimentos não drenados em função do relaxamento do sal (Editado de Nikolinakou *et al.*, 2011).

Notar o considerável excesso de pressões gerado nos flancos do corpo salino e as pressões anormalmente baixas geradas no topo e na base desse corpo em função da deformação do sal para atingir o estado isostático de tensões, comprimindo os sedimentos laterais e descomprimindo topo e base.

Em análise transiente, os autores avaliam a dissipação das pressões geradas para três fatores de tempo, correspondendo respectivamente a 3200 anos, 65000 anos e 250000 anos após o relaxamento do sal. Verificam que os picos de pressão reduzem relativamente rápido, mas após 250000 anos ainda há efeito da mudança de deformação do sal nas pressões ao seu redor.

Em 2012, Nikolinakou *et al.* evoluem o estudo anteriormente apresentado, com resultados que incorporam a natureza dos poros dos sedimentos ao modelar o comportamento não elástico dos sedimentos por formulações avançadas de plasticidade dos solos que permitem simular a resposta acoplada do campo de pressão de poros. Consideram inicialmente um estado geostático de tensões e pressões hidrostáticas ao redor de um corpo salino esférico (Figura 2.45).

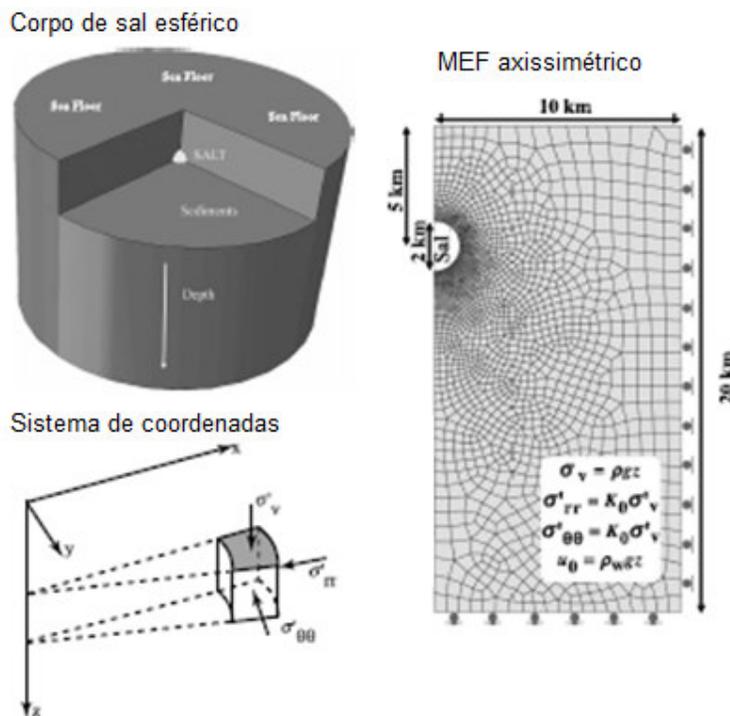


Figura 2.45 – Modelo de malha adotado para a modelagem (Nikolinakou, 2012).

Estudam por modelos poroelásticos e poroelastoplásticos a influência do relaxamento desse corpo no cenário de pressões e tensões ao redor das esferas. Fazem estudos de comportamento drenado (sem variação de pressões, que permanecem hidrostáticas) e não drenado nos sedimentos ao redor.

Como comportamento global, os autores notam que a modelagem não drenada implica em excesso de pressão de poros e tensão total média no flanco do corpo salino e redução das pressões e tensões no topo e base, principalmente na base.

Os autores observam que a modelagem poroelástica (Figura 2.46 esq.) leva a menores excessos de pressão e maiores elevações na tensão total média dos sedimentos laterais que a modelagem poroelastoplástica (Figura 2.46 dir.). A diferença entre as duas é que o modelo poroelastoplástico considera os efeitos das tensões cisalhantes no cenário de pressões.



Figura 2.46 – Variação da pressão de poros e da tensão total média pelo relaxamento poroelástico (esquerda) e poroelastoplástico (direita) do sal em sedimentos não drenados.

Analisando em perfil vertical o comportamento das pressões e tensões que o relaxamento do sal pode gerar, verifica-se que, ao final do relaxamento, na análise drenada espera-se aumento da janela operacional, uma vez que as três tensões principais sofrem aumento devido ao carregamento do sal (Figura 2.47). Notar, contudo, que esta interpretação levaria a riscos ainda maiores de perfuração, pois há plastificação dos sedimentos devido ao carregamento rápido, como observado nas *rubble zones* e nas *gouge zones*.

A mesma análise, levando em conta um cenário de sedimentos não drenados, leva à redução da janela operacional, dado que parte do carregamento imposto pela movimentação do sal é comportada pelos fluidos. Ao avaliar, porém, um perfil de pressões e tensões atravessando o centro do corpo salino, o cenário muda bastante, havendo grande perturbação nas pressões e tensões nas interfaces de topo e base. Tal perturbação implica na redução da janela operacional, evidenciando o risco de perfuração relatado por Dusseault *et al.* (2004), Rholeder *et al.* (2003) e Wilson e Fredrich (2005).

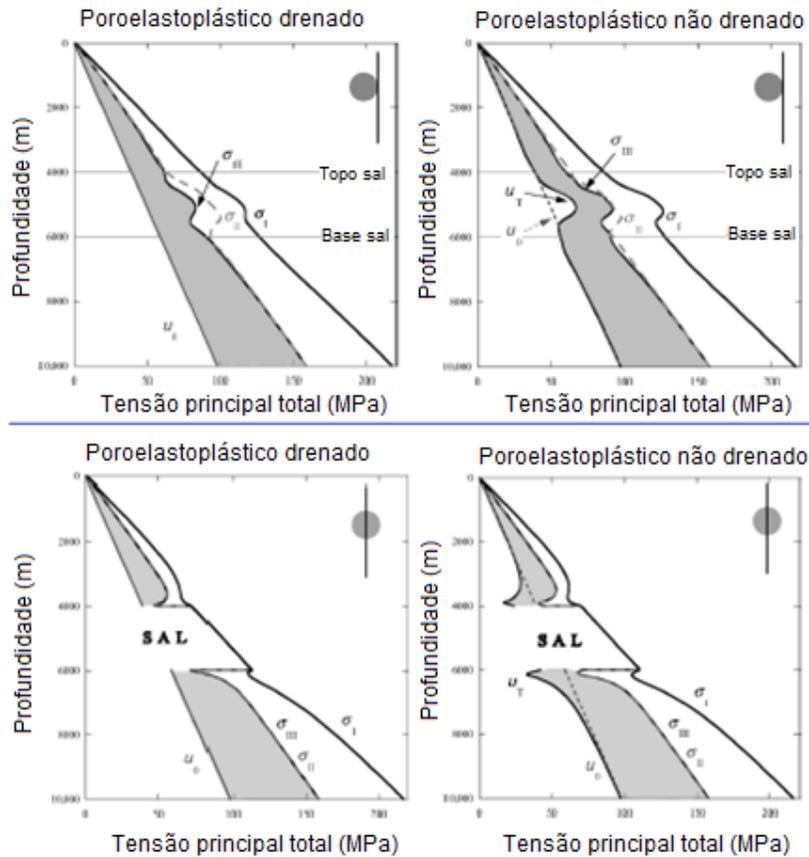


Figura 2.47 – Perfil de pressão e tensões no flanco (acima) e no eixo central (abaixo) do corpo salino após relaxamento drenado (esq.) e não drenado (dir.).

Esta análise não drenada, contudo, é um efeito de carregamento rápido sobre sedimentos de baixa permeabilidade. Com o tempo, as pressões geradas por este carregamento tendem a ceder até que o excesso de pressões seja redistribuído para o meio circundante. Para avaliar este comportamento, os autores realizam análise transiente pela Teoria do Adensamento. Avaliam o coeficiente de consolidação (Equação 2.12) dos sedimentos pela expulsão do excesso de fluido e o tempo necessário para essa expulsão para uma determinada face drenante (Equação 2.13) em análise considerando drenagem 1D.

$$c_v = \frac{k}{\eta \cdot m_v} \quad \text{Equação 2.12}$$

$$t_{consol} = \frac{T_v H_d^2}{c_v} \quad \text{Equação 2.13}$$

$$m_v = \frac{d\varepsilon_y}{d\sigma_v} \quad \text{Equação 2.14}$$

c_v é o coeficiente de consolidação

k é a permeabilidade

η é a viscosidade do fluido

m_v é a compressibilidade dos sedimentos

t_{consol} é o tempo requerido para a dissipação da pressão

T_v é um fator tempo adimensional

H_d é a distância até a face drenante mais próxima

A Figura 2.48 ilustra o comportamento de dissipação do excesso de pressões gerado pelo relaxamento do sal para três fatores de tempo que representam: a) 0.5%; b) 2.3%; c) 10% do tempo total de consolidação (adotando coeficientes de consolidação típicos de sedimentos). Nota-se que o tempo necessário para a dissipação de pressões em sedimentos de baixa permeabilidade pode ser de milhões de anos.

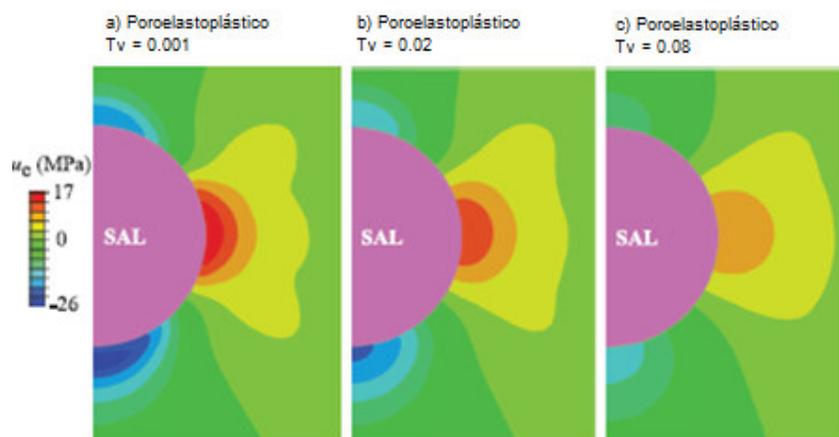


Figura 2.48 – Comportamento transiente de dispersão do excesso gerado de pressões. Nikolinakou *et al.* (2012).

Esta observação indica que, após cessada a movimentação do sal, milhões de anos são requeridos para a dissipação das pressões, ou seja, a perfuração de poços em bacias com corpos salinos, mesmo que já não se encontrem mais em movimento, está sujeita a variações de pressão e tensões.

2.3.6. Estudos por modelagem de bacias

Nas últimas décadas notou-se a utilidade da modelagem de bacias para a previsão de sobrepensões em campanhas de perfuração em regiões onde a previsão por métodos convencionais é complexa, como áreas subsal ou terrenos soerguidos (Allwardt *et al.*, 2009), pois simula efeitos de subcompactação,

transferência de pressão (lateral e vertical) e efeitos de temperatura (diagênese e geração de HC).

O'Brien *et al.* (1993) apresentam estudo de geração de pressões anormalmente altas simuladas em seção 2D composta basicamente de folhelhos e de uma lente de sal posicionada no trecho central da seção. Observam padrões interessantes de comportamento de pressões anormais, como a curta distância de influência lateral no cenário de pressões e o efeito drenante da inclusão de camada de rocha permeável abaixo dessa lente de sal. Os resultados gerados pelos autores são apresentados em perfis 1D e melhor detalhados no capítulo 6.

Malloy *et al.* (1996) estudaram a evolução de pressões ao longo de uma seção esquemática 2D típica da geologia do GoM, simulando poços com trajetórias verticais. Os autores dividem a seção em distâncias fixas e utilizam técnicas de modelagem de bacias 1D para estudar a evolução de pressões na bacia com o tempo. Notar que, neste caso, apenas fluxo vertical é considerado.

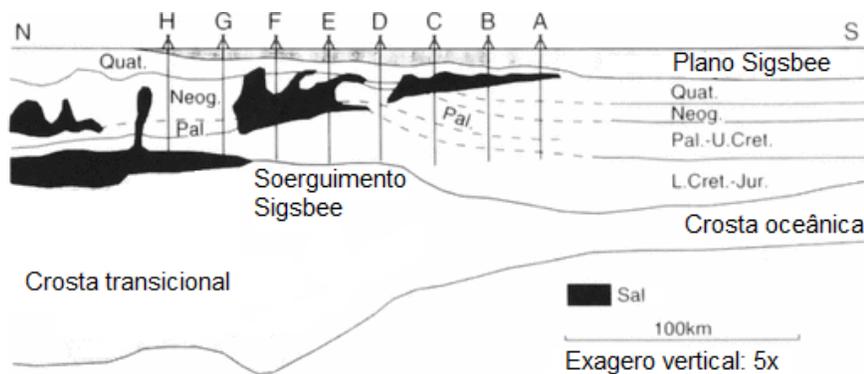


Figura 2.49 – Seção esquemática do GoM com localização de poços A a H em intervalos de 25 km (Editado de Malloy *et al.*, 1996).

Os autores consideram a movimentação lateral desses corpos salinos e sua influência no cenário de pressões ao longo dos poços previamente posicionados. Observam que a espessura do corpo salino e o tempo de permanência deste selo (em movimento) têm influência direta no cenário de pressões. Os resultados encontrados chegam a um excesso médio de pressão de fluido de aproximadamente 20 +/- 10 Mpa para espessuras de sal de 1.000 m. A profundidade da base do sal não é bem especificada para análises comparativas de excesso de pressão em relação à pressão hidrostática, mas cabe ressaltar que os valores não são desprezíveis.

Malloy *et al.* (1996) associam o desenvolvimento de pressões anormalmente altas abaixo do sal com a movimentação e variação de espessura do corpo salino em uma dada bacia sedimentar, assumindo as seguintes hipóteses:

- A aproximação do tempo inicial e final em que um corpo salino esteve presente trapeando os fluidos (e seu posicionamento), podem prover estimativas de limites para a retenção de HC;
- Quanto mais profundo o ponto “perfurado” pelo corpo salino, menor o excesso de pressão gerado por retenção de fluidos, uma vez que os sedimentos já se encontram mais compactados antes do seu posicionamento;
- Quanto mais cedo a retenção de fluidos ocorrer, maior a porosidade associada e maior a maturação dos HC ali presentes;
- A velocidade de movimentação do sal está associada à dissolução e à espessura do sal, assim como à retenção de porosidade dos sedimentos abaixo, com variações no padrão de deposição de sedimentos e fluxo de fluidos.

Os modeladores evoluíram para modelagens 2D e 3D com corpos salinos e Allwardt *et al.* (2009) aplicam a modelagem de bacias na previsão de pressão de poros supra-sal em seções 2D onde mini bacias são isoladas por cicatrizes de sal (*salt welds*) em ambiente de lâmina d’água rasa. Toda a sequência de sedimentos, exceto os evaporitos e carbonatos, são considerados como uma proporção de 70% folhelho e 30% areia.

Os autores entendem que um estudo 3D seria mais adequado, porém por falta de dados, estudam a variação espacial por seções perpendiculares que se interceptam próximo a um poço usado para calibração. Usam a interseção (Figura 2.50) para checar a espessura do sal em diferentes estágios.

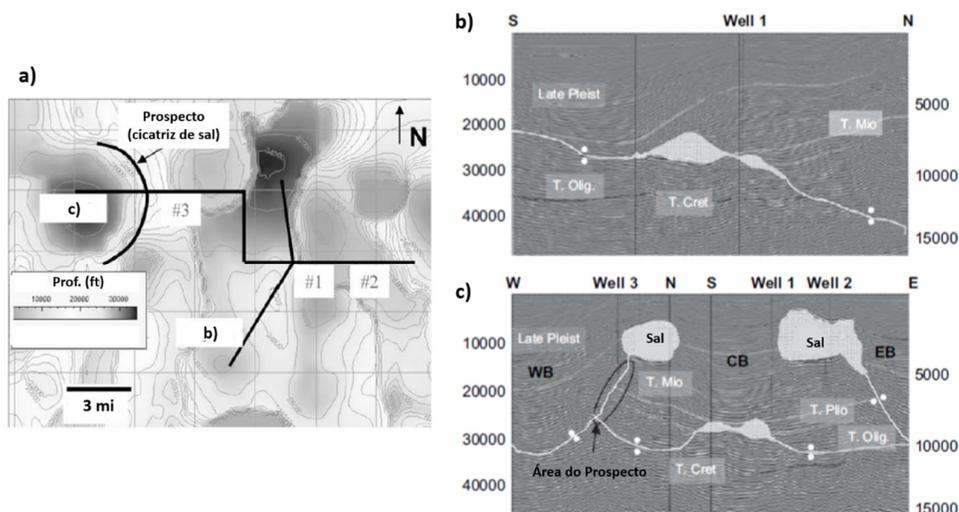


Figura 2.50 –a) Vista em planta das seções selecionadas e profundidade do topo do sal; b) seções NS e LO modeladas. Allwardt *et al.* (2009).

Outros dois poços são usados para validação dos resultados. Não detectaram a presença de grandes falhas, e restauraram a seção por *backstripping* sequencial por cisalhamento vertical. Como hipótese, adotam que a base do sal alóctone permaneceu inalterada durante a restauração supra sal e que todo o espaço criado pelos sedimentos foi preenchido com sal (Figura 2.51).

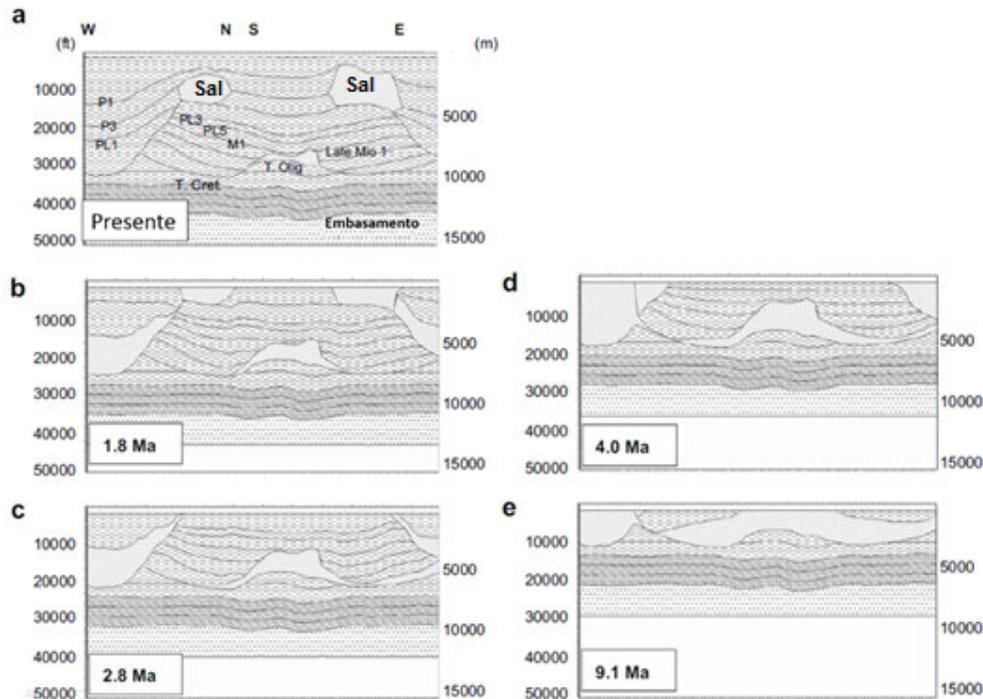


Figura 2.51 – Restauração da evolução estrutural do sal e das mini bacias da seção c) da Figura 2.50. Editado de Allwardt *et al.* (2009).

Pelo estudo cronoestratigráfico, os autores notaram rápida sedimentação em resposta ao recuo de sal alóctone da bacia no passado recente (7600 m nos últimos 2.8 Ma), o que poderia levar a pressões anormais por subcompactação. Adotam por hipótese que este é o único fator direto de geração de pressão anormal diretamente considerado no estudo (não é simulada a geração de HC e nem efeitos termais de expansão de fluidos ou diagênese). Notar que a transferência lateral (redistribuição de pressões) é naturalmente embutida no processo da modelagem, porém, como não modelam camadas essencialmente permeáveis, o efeito se dá em menores proporções que em aquíferos inclinados.

Para inferir as propriedades físicas dos materiais, os autores utilizam uma mistura entre folhelhos e areias conforme proporção interpretada a partir dos perfis de poços. Consideram fluxo livre na lateral do modelo durante a deposição e compactação de sedimentos. A calibração se dá pelo ajuste das propriedades de rochas até que os resultados estejam de acordo com o poço de calibração. Após

a calibração, verificam erros inferiores a 1 lb/gal nos gradientes previstos em relação aos poços de validação.

As seções perpendiculares NS e WE captam as condições extremas das mini-bacias para retenção de fluidos. A seção NS não apresenta barreiras laterais ao fluxo, enquanto a seção WE possui as cicatrizes laterais de sal conectadas aos corpos salinos superiores, restringindo o fluxo de fluido lateral (Figura 2.50). Os resultados confirmam a superestimação das pressões na seção WE mesmo após calibração (Figura 2.52), enquanto a seção NS seria um bom limitante inferior das pressões medidas.

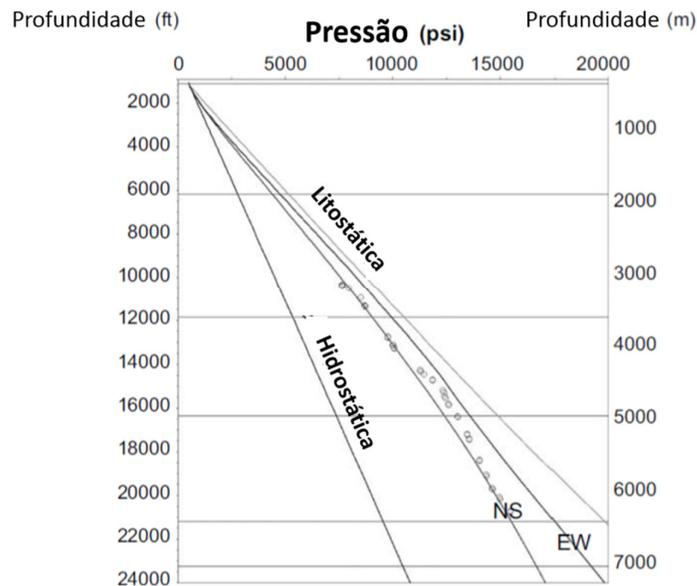


Figura 2.52 – Pressão estimada para as seções NS e EW (LO). Notar melhor ajuste da seção NS às medidas de pressão. Editada de Allwardt *et al.* (2009).

Dada esta observação, os autores realizam análise de sensibilidade nas pressões por meio da análise de três cenários de permeabilidade das suturas de sal: (a) não tem efeito na permeabilidade do conjunto; (b) reduz a permeabilidade em 1.5 log mD em relação cenário base, simulando material de preenchimento de falha; (c) presença de sal com permeabilidade de -16 log mD no interior da estrutura. Os resultados são apresentados na Figura 2.53.

Verifica-se que em (a), o modelo não apresenta grandes diferenças de pressão entre a mini-bacia central e as laterais, já que não há barreira impeditiva de fluxo após a migração do sal para regiões superiores da bacia. Há concentração de pressões elevadas abaixo dos corpos salinos e equalização das mesmas com as profundidades ao lado, fora da mini-bacia central; em (b), ao simular a presença de material de preenchimento com permeabilidade reduzida,

há concentração de pressões na mini-bacia central com diferença abrupta entre a mini-bacia central e as laterais, principalmente nas profundidades superiores, onde o sal ainda apresenta barreira vertical; em (c) as diferenças de pressão são consideráveis e abruptas entre a mini-bacia central e as laterais ao longo de todas as profundidades, levando a riscos de perfuração por efeito de compartimento de pressão. Neste caso, os gradientes da mini-bacia central são da ordem de 17 lb/gal, enquanto o das laterais é da ordem de 14 lb/gal.

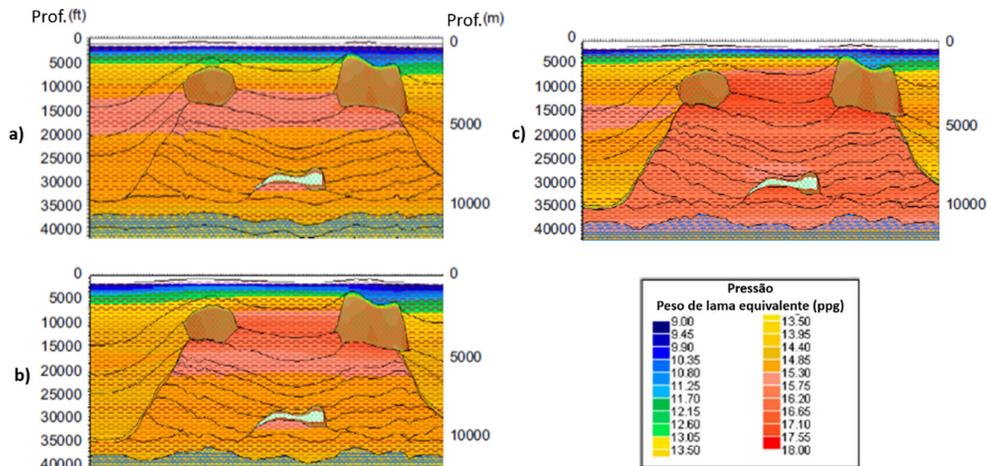


Figura 2.53 – Efeito das cicatrizes de sal na pressão: a) sem restrição de fluxo; b) preenchimento de falha; c) sal remanescente. Allwardt *et al.* (2009).

Essa análise revela a importância do entendimento da história geológica da bacia e de uma boa interpretação sísmica na identificação da possível ocorrência de lentes remanescentes de sal como restrição de fluxo de fluido. O estudo também alerta para a geração de pressões por subcompactação em áreas trapeadas abaixo de corpos salinos. Como visto em Malloy *et al.* (1996), o risco é maior quando o trapeamento ocorre em sedimentos recentes.

Até então os estudos apresentados se concentram especificamente na previsão de pressão de poros e adotam simplificações como: uso de dados sintéticos ou modelagem de áreas restritas; ignoram a geração de HC, considerando a água como único fluido presente.

Ribeiro (2011) não concentra seus estudos à análise de pressão de poros, mas modela uma seção 2D de toda a porção Sul da Bacia do Espírito Santo com enfoque geoquímico. Ao adotar este enfoque, estuda o processo de geração de HCs, que acaba por permitir a avaliação da ocorrência de outros mecanismos de geração e redistribuição de pressão ao longo da bacia. Os evaporitos deste estudo

de caso são autóctones, representando a deposição original e sua deformação, sem a formação de diápiros altamente deformados.

A sequência estratigráfica da bacia é dividida em três fases tectônicas (Vieira *et al.*, 1994 *apud* Ribeiro, 2011): rifte; transicional; e de margem passiva. A fase rifte é composta por sedimentos de origem flúvio-lacustre associadas a vulcanismo (136 Ma a 118 Ma). A fase transicional é composta por sedimentos recobertos por sal (principalmente halita e anidrita) depositados em condições de circulação restrita e clima árido. A fase de margem passiva marca a transição de ambiente continental para mar aberto. Nela se encontram arenitos depositados por leques aluviais, folhelhos, carbonatos e vulcanismo no extremo leste da bacia.

O trapeamento de fluidos da seção rifte é predominantemente estrutural por domos e secundariamente por evaporitos e folhelhos (Figura 2.54). Duas das quatro camadas interpretadas como geradoras (as de maior conteúdo orgânico total - COT) estão dispostas na seção rifte, logo, abaixo dos evaporitos. A evolução térmica no fundo do mar foi modelada a partir de modelos de bacias similares, em função de paleolatidade e batimetria da bacia, além do histórico de subsidência da bacia por fluxo de calor basal. A calibração se deu a partir de dados de temperatura máxima de quatro poços da área.

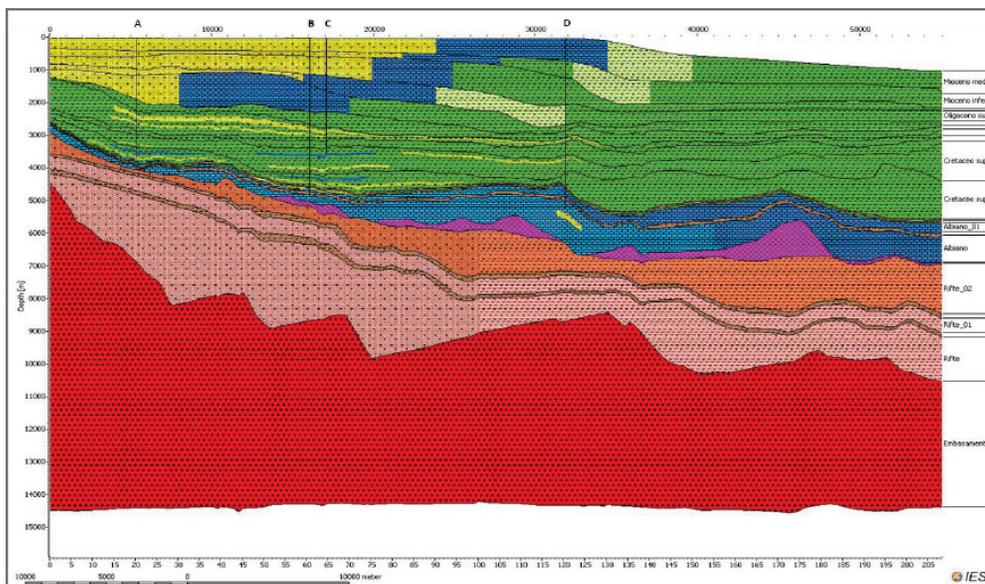


Figura 2.54 – Seção litoestratigráfica da porção Sul da Bacia do Espírito Santo (Ribeiro, 2011).

A calibração de pressão (Figura 2.55) se dá por dados de pressão de Domingues (2008), que registra sobrepressões em três dos cinco poços

estudados, porém esses dados não compreendem as profundidades pré-sal. Notar que Ribeiro aproxima razoavelmente bem as pressões registradas nos três poços, superestimando levemente as pressões nas profundidades próximas a 5.000 m, porém captando nova taxa de aumento das sobrepressões entre o Cretáceo Superior e o gerador Albiano.

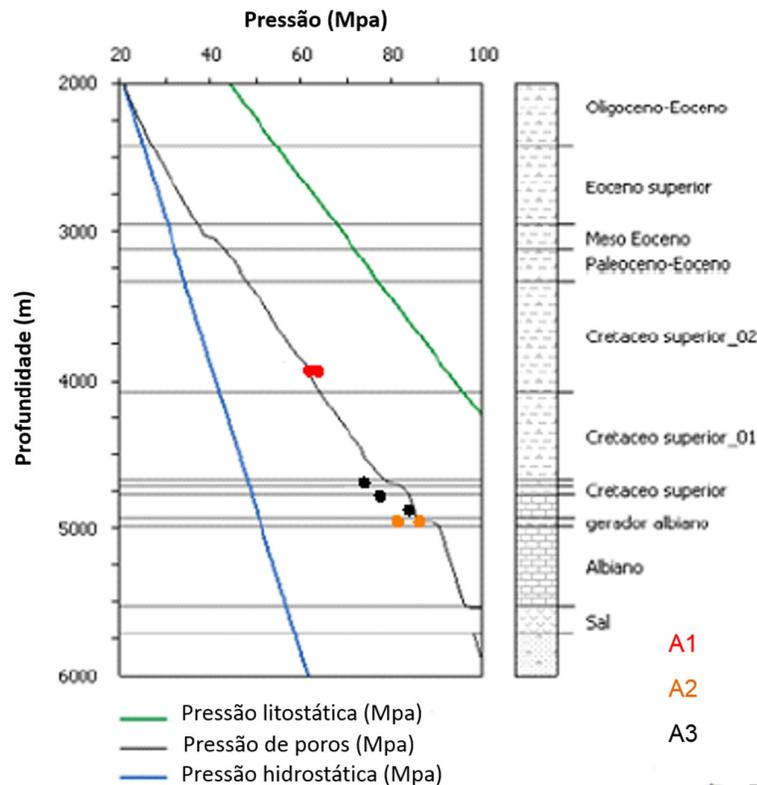


Figura 2.55 – Registros de pressão (Mpa) por testes de formação. Reta azul: pressão hidrostática. Curva preta: previsão de Ribeiro (2011).

A distribuição de pressões ao longo de toda a seção é apresentada na Figura 2.56, em que se verifica ocorrência de pressão de poros elevada (150 a 170 MPa) a partir da quebra da plataforma, abaixo da camada de sal. Acredita-se que tais sobrepressões sejam oriundas tanto da geração de HC (duas das quatro camadas geradoras se encontram abaixo do sal) e da subcompactação dos folhelhos da fase rifte, selados pelo sal.

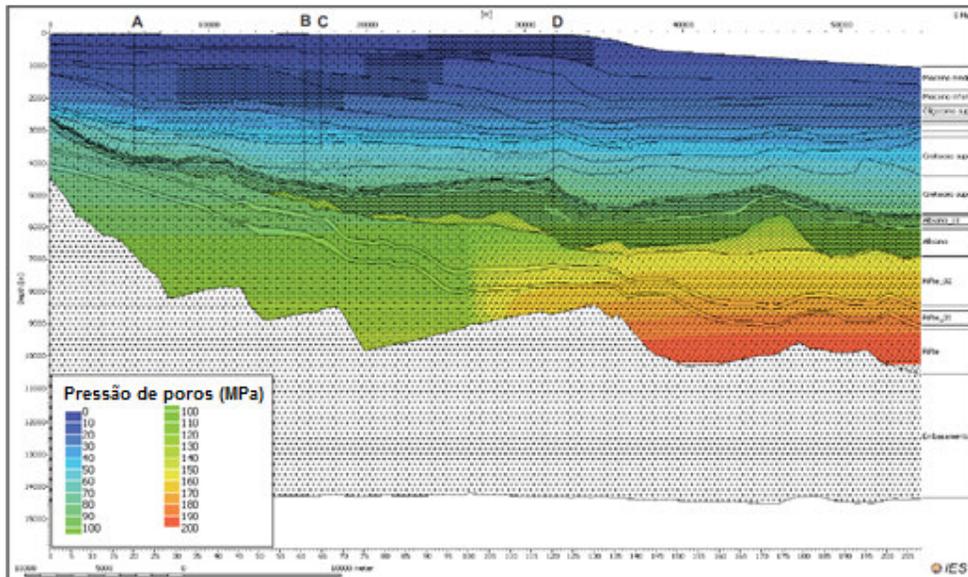


Figura 2.56 – Seção com previsão de pressão de poros no presente (0 Ma) ao longo das unidades litoestratigráficas modeladas por Ribeiro (2011).

2.3.7. Análise comparativa entre as técnicas

De Zilberman *et al.* (2001) é possível perceber a importância da compreensão geológica 3D da região estudada. De Den Boer *et al.* (2011) nota-se que, mesmo em estudos 3D com sísmica de alta resolução, só é possível aproximar a distribuição de pressões caso dados suficientes de poços perfurados estejam disponíveis para calibrar os modelos de curvas de tensão efetiva *versus* velocidade. De Saleh *et al.* (2013) percebe-se que, mesmo com grande quantidade de poços perfurados, a previsão de pressões 1D por métodos convencionais não é capaz de contemplar o cenário tridimensional de fluxo e consequente distribuição de pressões de uma bacia.

Dos exemplos apresentados, nota-se que em bacias com evaporitos, as previsões de pressão de poros por métodos convencionais buscam trabalhar com a experiência de poços já perfurados na região para embasar as análises, dada a complexidade desse tipo de ambiente (como em Karpa, 2004 e Saleh *et al.*, 2013). Os métodos, contudo, não são capazes de captar os efeitos da presença de corpos salinos no cenário de pressões de seu entorno, dado que a deformação imposta aos sedimentos tem influência direta nas propriedades de medida utilizadas por esses métodos, como os perfis Dtc, Rhob e resistividade.

A análise criteriosa de aspectos geométricos e geológicos contribuem para o entendimento do campo como um todo e melhor previsão do cenário de pressões. Alguns estudos 1D e 2D abordam de alguma forma estes aspectos e já apresentam ganhos nas estimativas, como em Zilberman *et al.* (2001).

Os estudos por sísmica, como Hooyman *et al.* (2003), Liaw *et al.* (2007) e Banik *et al.* (2014), buscam refinar ao máximo o cubo sísmico base para calibrar parâmetros para a aplicação de métodos convencionais de previsão. Esses cubos, em geral, se tratam da velocidade intervalar, ao qual são aplicados métodos de previsão como Eaton (1975) e Bowers (1995). Em alguns casos, contudo, os autores fazem uso da impedância acústica para a previsão, envolvendo não só a velocidade de propagação da onda nos sedimentos como também a sua densidade, buscando captar efeitos de mecanismos secundários nas previsões.

Na obtenção de cubos de maior resolução, técnicas avançadas de aquisição, migração e processamento vem sendo desenvolvidas. Independente do uso de cubos mais acurados, os métodos de previsão a eles aplicados não são capazes de captar todo o contexto necessário a estes ambientes complexos.

As dificuldades encontradas motivaram a busca por metodologias capazes de considerar de alguma forma o comportamento geológico da bacia e as propriedades de fluência e selo dos evaporitos. Nesse contexto, abordagens por MEF e modelagem geológica geomecânica 3D e de bacias tomam força.

A modelagem geológica geomecânica 3D possibilita um conhecimento global da área modelada, permitindo considerar fatores geológicos e fazer uso de base de dados integrada, inclusive utilizando a sísmica como um de seus dados de entrada. É recomendável para aplicação em campos em desenvolvimento ou final de fase exploratória, onde os dados e observações dos poços perfurados, juntamente com a sísmica, permitem modelar com riqueza de detalhes a geologia e acessar a ocorrência de mecanismos observados em poços como consequência dos fatores geológicos.

Há maior incerteza na técnica em áreas exploratórias, onde se faz essencial a calibração durante a perfuração. É possível observar que, neste caso, como não há dado para a calibração das curvas de tensão efetiva *versus* velocidade, o uso de valores padrão pode aumentar consideravelmente a incerteza do método.

A modelagem geológica geomecânica 3D, contudo, se trata de uma modelagem estática, não sendo a ela atribuída a análise numérica de deformação de corpos salinos e sua influência nos sedimentos vizinhos. É possível apenas utilizar a geologia e a análise de evidências de poços perfurados para prever o

comportamento das demais regiões do campo. Para esse tipo de modelagem despontam os métodos de elementos finitos e a modelagem de bacias.

A previsão por MEF tem evoluído no sentido de realizar análises acopladas dos efeitos de deformação de corpos salinos e respectiva variação de pressão, tensão e deformação dos sedimentos vizinhos e dissipação das pressões geradas ao longo do tempo. Estes métodos, contudo, ainda possuem aplicação restrita a casos bastante específicos, não considerando o contexto de formação e evolução do corpo salino como um todo, nem o comportamento frente aos demais elementos do campo ou bacia.

Dada a necessidade de entendimento dos processos de formação da bacia, movimentação dos corpos salinos e mapeamento de barreiras ou corredores de fluxo, a modelagem de bacias se apresenta como uma técnica promissora para o entendimento da evolução do cenário de pressões no tempo e espaço próximo ao sal (Zilberman *et al.*, 2001; Willson e Fredrich, 2005). Neste caso, ao invés de quantificar e mapear as pressões em função de dados de poços perfurados estima-se o processo de formação da bacia e as possíveis pressões geradas.

A modelagem de bacias busca unir os pontos fortes da modelagem geológica e o uso de métodos dos volumes finitos para uma análise mais abrangente, envolvendo de forma em partes acoplada e em partes interativa, os processos de formação e evolução de uma bacia. Modela-se, então:

- deposição dos sedimentos, inclusive evaporitos;
- compactação e consequente subcompactação, em função da taxa de sedimentação e capacidade de drenagem e adensamento dos diversos sedimentos modelados (notar que evaporitos constituem selos perfeitos, modificando a rede de fluxo do meio);
- temperatura da bacia e possíveis mecanismos de diagênese (efeito de compactação mecânica e redução de permeabilidade);
- geração de hidrocarbonetos (efeitos de pressão resultantes desse processo);
- análise de fluidos e migração lateral e vertical na bacia (permite introduzir elementos representativos de falhas e simular selo ou caminho preferencial de fluxo, representando efeitos de compartimento de pressão).

Sua principal contribuição para a indústria de óleo e gás consiste na previsão em cenários de exploração, onde há grande incerteza na aplicação dos métodos convencionais e mesmo na modelagem geológica geomecânica 3D, devido à falta de dados para calibrar quantitativos.

Apesar do grande potencial da análise de bacias, há também certa subjetividade na técnica, uma vez que os dados de entrada incluem variáveis diversas ao longo do tempo geológico, como identificação de paleobatimetria,

soerguimentos e erosão, estiramento crustal e fluxo de calor, momento de geração de falhas e suas propriedades aproximadas, dentre outros.

Dado que a modelagem de bacias trata também do uso de métodos numéricos, porém com maior abrangência e interação geológica que o MEF, as técnicas de modelagem geológica geomecânica 3D e modelagem de bacias foram escolhidas para estudo mais detalhado neste trabalho.

Para campos em fase final de exploração ou em desenvolvimento, a modelagem geológica-geomecânica 3D foi escolhida por permitir a integração de maior quantidade de dados e informações na obtenção do modelo final, além de permitir a modelagem de áreas mais extensas e de geometria complexa. Tais facilidades permitem melhor calibração dos resultados finais de previsão de pressões com os dados de testes e eventos de perfuração, além de maior flexibilidade na escolha das estratégias de previsão.

A modelagem de bacias foi escolhida para análise em cenários exploratórios, uma vez que permite modelar o histórico da bacia como um todo e possui ferramentas dedicadas ao estudo integrado de mecanismos de geração e redistribuição de pressões com base em dados geológicos. No caso de bacias evaporíticas, permite avaliar possíveis cenários de compartimentos de pressão, efeitos de intercalações e, principalmente, possíveis cenários abaixo do sal.