

3

Estimativa das poropressões na modelagem de Bacias

O objetivo deste capítulo é apresentar os fundamentos das estimativas de pressões na modelagem de Bacias. Primeiramente será exposto um histórico da modelagem de bacias e a evolução dos modelos matemáticos utilizados para representar o fenômeno das poropressões. Em seguida, é apresentado um resumo da teoria da estimativa de poropressão na modelagem de Bacias, e finalmente se descreve a metodologia escolhida para a estimativa das poropressões na área em estudo.

3.1. Histórico da modelagem de Bacias

O termo da modelagem de Bacias é utilizado para descrever a modelagem quantitativa dos processos geológicos para as Bacias sedimentares na escala do tempo geológico. (HANTSCHEL e KAUERAUF, 2009). Os primeiros *softwares* especializados na modelagem de Bacias foram desenvolvidos a final da década de 1980, eles incluíram a modelagem do fluxo de calor, bem como a modelagem da compactação. O principal objetivo da modelagem do fluxo de calor era simular os processos da geração e da expulsão dos hidrocarbonetos para avaliar a maturação da rocha fonte (*source rock*). Por outro lado, a modelagem da compactação era realizada com o objetivo de conhecer as variações da porosidade, e desta forma, avaliar a condutividade termal total da rocha para os modelos de fluxo de calor.

Posteriormente, na década de 1990, foram desenvolvidos novos *softwares* que incluíam: o fluxo de fluidos multifásico, a solução da Lei de Darcy em duas dimensões, a tectônica, o efeito do sal, o efeito das falhas, o processo da difusão, e a cimentação do quartzo, entre os principais fenômenos. Porém, a principal limitação permanecia sendo a capacidade de processar dos computadores, por isso, os modelos tinham simplificações, nas variáveis, ou nas geometrias, o que fazia que eles não representassem de maneira certa a realidade das bacias. (HANTSCHEL e KAUERAUF, 2009).

Desde 1998 foram desenvolvidos novas versões dos *softwares* ajudados pela rápida melhora dos computadores, esses *softwares* não tem mais os problemas de capacidade de processamento. A principal característica é a capacidade de resolução dos modelos em três dimensões, utilizando quando requerer configurações especiais de computador, para diminuir o tempo dos cálculos. Outra importante incorporação foi a consideração da tectônica compressiva e a tectônica de distensão, em consequência, os resultados refletem de melhor forma as condições reais das bacias sedimentares.

Por outro lado, um dos primeiros modelos matemáticos com o objetivo de explicar o fenômeno das sobrepressões foi proposto por (BREDEHOEFT e HANSHAW, 1968). Eles admitiram a hipóteses de uma camada de folhelho homogênea, de grande extensão, onde o fluxo principal é na direção vertical. Outros modelos matemáticos que ajudaram à modelagem das poropressões na modelagem de bacias foram propostos por (MANN e MACKENZIE, 1990), (LUO e VASSEUR, 1992), (Borge, 2000), (XIAORONG, LOUJUN e XUEYI, 2006). Esses modelos consideram as características de interação entre os mecanismos de geração das poropressões, os mecanismos de distribuição dessas pressões, e os mecanismos de dissipação ao longo do tempo geológico em bacias sedimentares.

Atualmente, os principais processos geológicos considerados na modelagem de bacias são: a deposição dos sedimentos, a compactação e geração das poropressões, o fluxo de calor geração de petróleo, análises de composição dos fluidos, a migração dos hidrocarbonetos, e estimativas dos volumes do reservatório, como se exhibe na Figura 3.2. Esses processos são simulados em *softwares* de solução numéricas dos quais os mais conhecidos são: o TemisFlow^{MT} do instituto francês do petróleo, o PetroMod^{MT} da Schlumberger, o PredicPressage^{MT} da Halliburton, o BasingMod^{MT} da Plate River Association (PRA), o Trynity^{MT} da ZetaWare, inc, e o SEMI-Pressim^{MT} do instituto de pesquisa da Noruega, SINTEF.

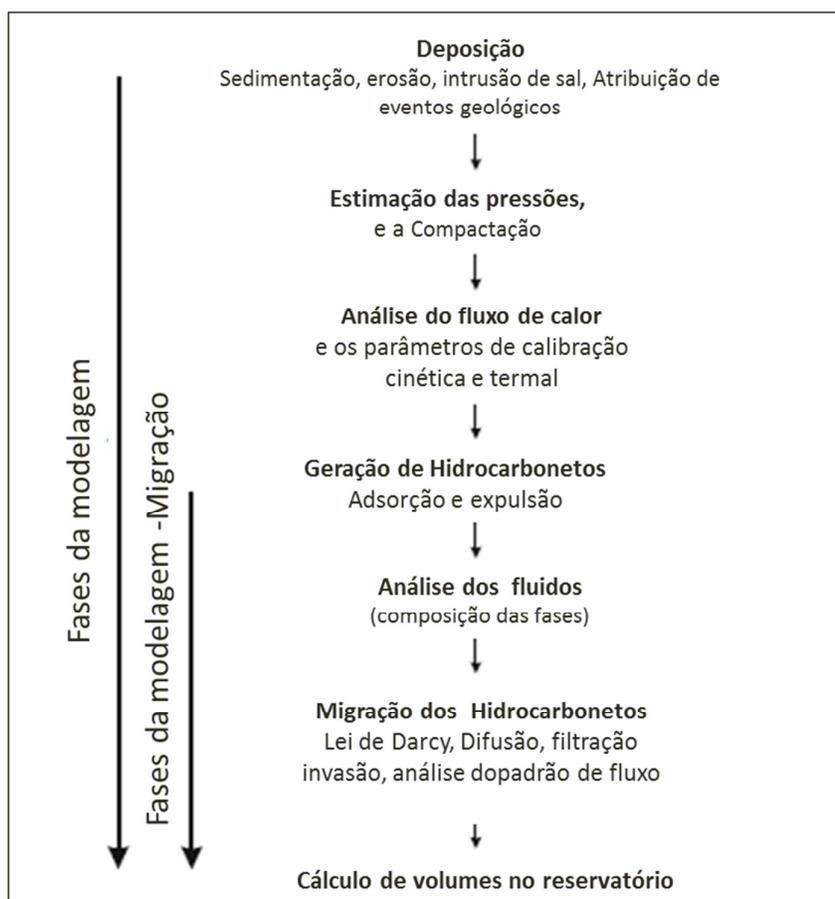


Figura 3.1 – Principais processos geológicos na modelagem de bacias, editado de (HANTSCHHEL e KAUERAUF, 2009).

3.2.

Modelagem das pressões controladas por falhamento em bacias sedimentares, (Borge, 2000)

(Borge, 2000) apresentou um modelo para a estimativa das pressões de poros baseado no conceito de compartimentos de pressões. Esse modelo considera os mecanismos de geração de pressão, bem como, o mecanismo de dissipação das pressões ao longo do tempo geológico. Os processos geológicos considerados são: a compactação e a drenagem dos folhelhos, a compactação mecânica das areias, a cimentação do quartzo nas areias, a transformação mineral, o fluxo lateral e o fluxo vertical dos fluidos, e o fraturamento hidráulico.

A metodologia de (Borge, 2000) considera o fluido nos poros como 100% água. Essa simplificação é válida, uma vez que na escala de bacia sedimentar, a

proporção de outros fluidos como os hidrocarbonetos é mínima, se comparada com a água.

3.2.1. Modelo de geração de pressões

O modelo proposto por (Borge, 2000) para analisar a geração de pressões, inicia com a definição da compressibilidade para a água nos poros da rocha, eq.(3.1).

$$\tilde{c} = -\frac{\frac{\Delta V}{V}}{\Delta P} = -\frac{1}{V} * \frac{dV}{dP} \quad (3.1)$$

Onde

\tilde{c} Compressibilidade da água de formação

Considerando a definição da compressibilidade da água nos poros, e os resultados do trabalho experimental de (STANDING, 1974), (Borge, 2000) propôs a eq.(3.2) para descrever as mudanças nas pressões das rochas sedimentares.

$$dP = -\frac{1}{V} * \frac{dV}{\tilde{c}} \quad (3.2)$$

Se for considerado que os grãos são totalmente incompressíveis e que as rochas estão totalmente saturadas, então, o volume dos fluidos pode ser representado pela porosidade (ϕ), conseqüentemente a eq.(3.2) pode ser reescrita como mostra a eq.(3.3), a qual representa a geração das sobrepressões em função da variação do volume poroso e da compressibilidade da água de formação (\tilde{C}). (Borge, 2000).

$$dP = -\frac{1}{\tilde{c}} \frac{d\phi}{\phi} \quad (3.3)$$

Conforme destacado anteriormente, a compactação dos folhelhos é um dos mecanismos considerados na geração da poropressão. A seguir será detalhado o modelo para descrever este fenômeno.

3.2.2. Pressão gerada pela compactação dos folhelhos

A principal variação na porosidade ($d\phi$) da eq.(3.2) pode ser em consequência de fatores mecânicos, como a compactação dos folhelhos e das areias, à medida que eles vão sendo soterrados. Essa variação também pode ocorrer por fatores químicos como a dissolução e a precipitação do quartzo durante a diagênese das rochas. O modelo de (Borge, 2000) supõe somente deformação vertical, o qual é razoável para camadas de sedimentos em uma escala de bacias sedimentares.

A variação da porosidade pelo efeito da compactação mecânica dos folhelhos é representada pela eq.(3.4) e pela eq.(3.5). Essas equações foram propostas por (BALDWIN e BUTLER, 1985) baseadas em dados experimentais de diferentes bacias sedimentares do mundo. A eq.(3.4) apresenta a curva de compactação para folhelhos em condições hidrostáticas, e a eq.(3.5) representa a curva de compactação em folhelhos sobre pressurizados. As duas curvas são mostradas na Figura 3.2.

O volume representado pela eq.(3.6) é gerado pela diferença entre as duas curvas da Figura 3.2, o qual é interpretado como a água expulsa dos folhelhos que vai aumentar o volume da água nas areias vizinhas, e como consequência gerar uma pressurização nelas.

$$\phi_h = 1 - \left(\frac{z}{6020} \right)^{0.15748} \quad (3.4)$$

$$\phi_p = 1 - \left(\frac{z}{15000} \right)^{\frac{1}{8}} \quad (3.5)$$

$$\Delta V = 2\gamma \tilde{A} (\phi'_p(z) - \phi'_h(z)) \Delta z \quad (3.6)$$

Onde

γ Espessura dos folhelhos acima e embaixo do reservatório

\tilde{A} Área de um compartimento de pressão

$\phi'_p(z)$ Porosidade a uma profundidade (z) em condições pressurizadas

$\phi'_h(z)$ Porosidade a uma profundidade (z) em condições hidrostáticas

Δz Intervalo de profundidade

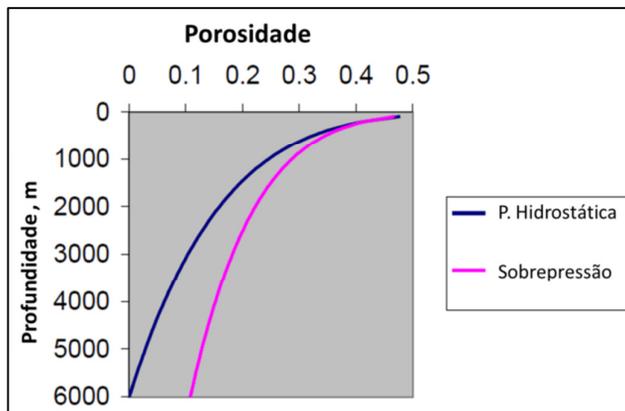


Figura 3.2 – Modelos de compactação mecânica dos folhelhos. (Borge, 2000).

No entanto, se os arenitos se encontrarem pressurizados a quantidade de água recebida será menor do que a expressa pela eq. (3.6). Sendo assim, (Borge, 2000) propôs o conceito de fator de acumulação da eq.(3.7) que se multiplicado pela eq.(3.6) levará em conta a diminuição da capacidade de receber água a medida que as areias se tornam pressurizadas.

$$f_{(\sigma)} = \left(1 - \frac{Pp - P_h}{S - P_h} \right) \Delta z \quad (3.7)$$

Onde

Pp Pressão de poros

Ph Pressão hidrostática

Δz Intervalo de profundidade

A eq.(3.8) representa a pressão gerada pela compactação dos folhelhos para um intervalo de profundidade entre z_0 e z_1 . P_0 representa a pressão na profundidade z_0 de cada intervalo e h representa o comprimento do intervalo, (Borge, 2000).

$$\Delta P = (S - P_H - P_0)(1 - e^x)$$

$$x = \frac{2\gamma}{\tilde{c}h\phi(S - P_H)} [(\phi_{p(z_1)} - \phi_{h(z_1)}) - (\phi_{p(z_0)} - \phi_{h(z_0)})] \quad (3.8)$$

Onde

S	Pressão litostática
P ₀	Sobrepresão na profundidade Z ₀
P _h	Pressão hidrostática
γ	Espessura dos folhelhos acima e embaixo do reservatório
̃c	Compressibilidade da água de formação
φ	Porosidade
φ _p (z)	Porosidade a uma profundidade (z) em condições pressurizadas
φ _h (z)	Porosidade a uma profundidade (z) em condições hidrostáticas

3.2.3. Pressão gerada pela compactação das areias

Segundo (Borge, 2000) dois fatores principais afetam a compactação das areias. O primeiro deles é a compactação mecânica similar à compactação dos folhelhos, no qual, assim que a tensão efetiva aumentar diminui a porosidade.

O segundo fator é a compactação química que reduz a porosidade das areias quando a temperatura passa entre 80°C e 100°C. O modelo da diminuição da porosidade nas areias é representado pela eq. (3.9) que foi proposta por (WALDERHAUG, 1996). O valor de V_(Q) é usado para substituir a variação de volume dV da eq. (3.2).

$$V_{(Q)} = \frac{M * r * A * t}{\rho} * V \quad (3.9)$$

$$r = r_1 10^{r_2 * T} \quad (3.10)$$

$$A = \left(1 - C\right) A_c \frac{\left(\phi_{c0} - \frac{V_q}{V}\right)}{\phi_{c0}} \quad (3.11)$$

$$A_c = \frac{6fV_c}{\phi_{c0}} \quad (3.12)$$

As constantes r_1 e r_2 foram propostas por (WALDERHAUG, 1996). O fator (f) define a fração do quartzo. O fator D representa o diâmetro médio dos grãos, e o fator (ϕ_{c0}) representa a porosidade no momento em que a precipitação química começa. Valores dessas constantes também foram propostas por (WALDERHAUG, 1996).

Para evitar problemas na solução do modelo numérico se a porosidade diminuir até valores aproximados de zero, (Borge, 2000) incluiu o valor da porosidade irreduzível (ϕ_{c1}), a qual modifica o fator (A_c) da eq.(3.11) como mostra a eq. (3.12).

$$A = \left(1 - C\right) A_c \frac{\left(\phi_{c0} - \phi_{c1} - \frac{V_q}{V}\right)}{\phi_{c0}} \quad (3.12)$$

A compactação química por causa da cimentação do quartzo começa quando a rocha atingir uma temperatura T_{CO} em uma profundidade Z_{CO} , representada pela eq. (3.13).

$$Z_{CO} = \frac{T_{CO} - T_0}{\partial T / \partial z} \quad (3.13)$$

Para as profundidades menores do que Z_{CO} , só ocorre a compactação mecânica, que é representada pela eq.(3.14) proposta por (ROBINSON e GLUYAS, 1992).

$$\phi = \phi_{s0} e^{\frac{z}{n_1 + n_2}} \quad \text{Se } Z < Z_{CO} \quad (3.14)$$

Nas profundidades maiores do que Z_{CO} ocorre principalmente compactação química, eq. (3.15), até alcançar a porosidade irreduzível ϕ_{c1} na profundidade Z_{C1} . Nas profundidades maiores do que Z_{C1} a porosidade permanece constante como mostra a eq. (3.16).

$$\phi = \frac{\phi_{c0} - \phi_{c1}}{Z_{c1} - \phi_{c0}} (Z + Z_{c0}) + \phi_{c0} \quad \text{Se } Z_{c0} < Z < Z_{c1} \quad (3.15)$$

$$\phi = \phi_{c1} \quad \text{Se } Z > Z_{c1} \quad (3.16)$$

3.2.4.

Modelo de dissipação de pressão por fluxo lateral

A principal hipótese do modelo de (Borge, 2000) é considerar que a dissipação lateral das pressões é regida pela capacidade de fluxo das falhas, o que gera a compartimentalização nos reservatórios. Essa capacidade de fluxo das falhas é quantificada pela transmissibilidade (T), Figura 3.3. Esse modelo é representado pela eq.(3.17) que depende da altura do reservatório (H), da longitude da falha (ΔL) e da espessura da zona de falha (b).

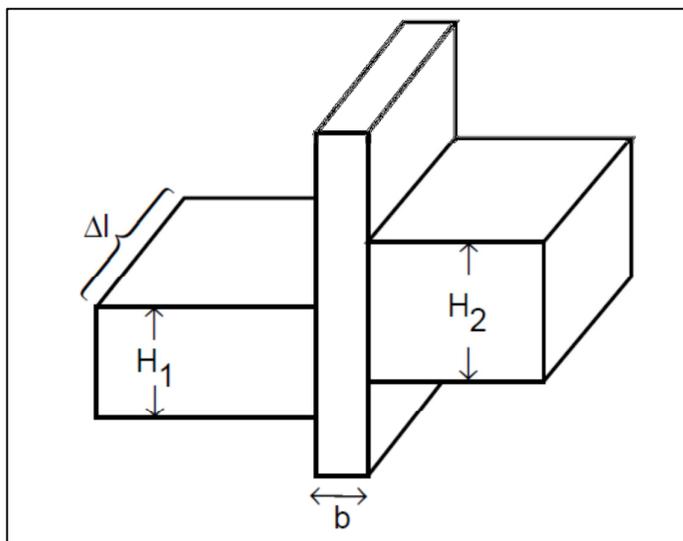


Figura 3.3– Modelo de transmissibilidade (Borge, 2000).

$$T = \frac{\Delta L * H * K}{b} \quad (3.17)$$

No modelo de transmissibilidade é muito importante o deslocamento do plano de falha (θ) uma vez que a transmissibilidade geral da eq. (3.17) é modificada, dependendo da interação dos compartimentos de pressão. Por exemplo, na Figura 3.4, se os compartimentos ficassem em superposição ($\theta < 0$) a transmissibilidade será representada pela relação linear da eq.(3.18), a qual segundo (Borge, 2000) é suportada pelo trabalho numérico de (HEATH, WALSH

AND WAATTESON, 1994). Mas, se eles ficassem separados ($\theta > 0$) a transmissibilidade será representada melhor pela relação exponencial da eq.(3.19). Essa variação da transmissibilidade é apresentada graficamente na Figura 3.5.

$$T(\theta) = \frac{\Delta L * H * K}{b} * [(p-1) * \theta + pH], se \theta < 0 \quad (3.18)$$

$$T(\theta) = \frac{\Delta L * pH}{b} * \frac{K}{\sqrt{b^2 + \theta^2}}, se \theta > 0 \quad (3.19)$$

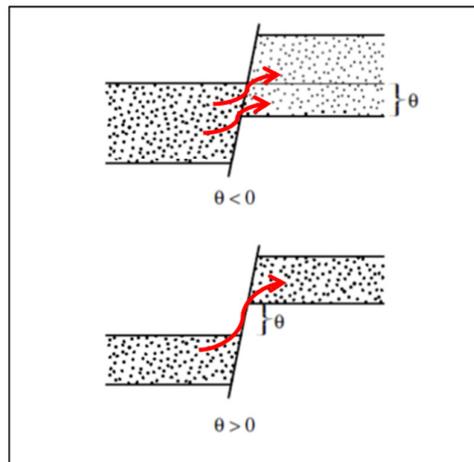


Figura 3.4 – Superposição dos compartimentos de pressão. (Borge, 2000).

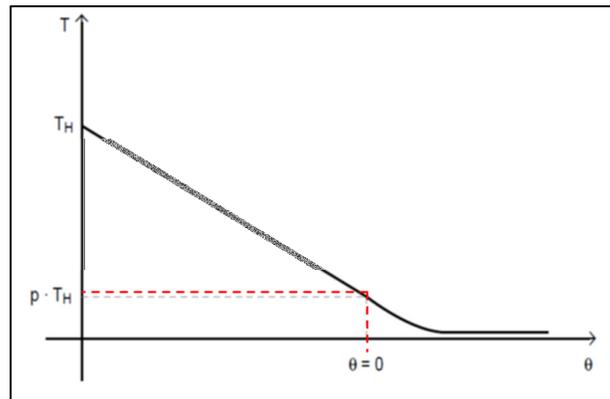


Figura 3.5 – Variação da transmissibilidade com o deslocamento do plano de falha. (Borge, 2000).

O modelo de transmissibilidade também considera a variação da permeabilidade (K) na zona de falha com respeito à profundidade, como mostrado na Figura 3.6. Assim, para as zonas com menor profundidade, a permeabilidade é representada pela eq.(3.20) e para zonas com maior profundidade, pela eq.(3.21).

$$K = K_b \left(\frac{\phi}{\phi_b} \right)^{\delta_{de}}, \text{ se } \phi < \phi_b \quad (3.20)$$

$$K = K_b \left(\frac{\phi}{\phi_b} \right)^{\delta_{sh}}, \text{ se } \phi > \phi_b \quad (3.21)$$

O modelo de permeabilidade depende diretamente da porosidade a qual por sua vez é uma função exponencial, eq. (3.22) que depende da porosidade inicial (ϕ_o), da profundidade da água (WD), e da profundidade da falha (z).

$$\phi = \phi_o * e^{-C(WD-z)} \quad (3.22)$$

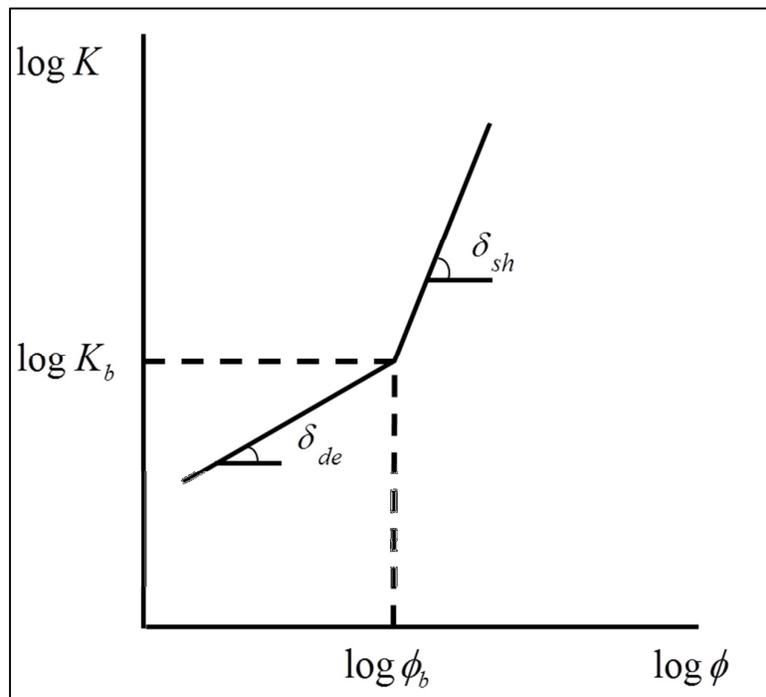


Figura 3.6 – Modelo de permeabilidade. (Borge, 2000)

A equação que considera o modelo de fluxo lateral no cálculo das poropressões do modelo de (Borge, 2000) faz uma analogia à interação entre os compartimentos de pressão vizinhos, mostrado na parte esquerda da Figura 3.7 e à interação elétrica entre dois pontos de um circuito descrito pela Lei de Ohm,

representado pela parte direita da Figura 3.7. Deste modo, a eq. (3.23) e a eq.(3.24) representam a equivalência entre a Lei de Ohm e da Lei de Darcy respectivamente.

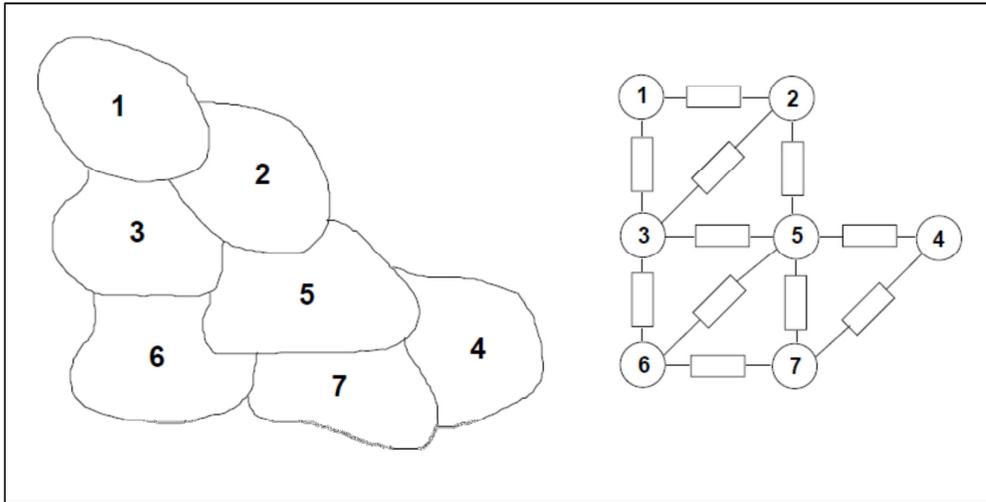


Figura 3.7– Modelo de compartimentos de pressão (esquerda), modelo de rede (direita). (Borge, 2000).

$$I = G_{(ohm)} * V_{(ohm)} = \frac{V_{(ohm)}}{R_{(ohm)}} \quad (3.23)$$

$$Q = K * I = \frac{T}{\mu * B} * \Delta P \Rightarrow \Delta P = R * Q \quad (3.24)$$

Da eq.(3,24) pode-se deduzir que a pressão (P) em um compartimento vai depender da interação com os compartimentos vizinhos (representado pelo fluxo (Q)) e da transmissibilidade nas falhas, representada pelo fator (R) que por sua vez envolve a transmissibilidade (T).

3.2.5. Modelo de dissipação de pressão por fluxo vertical

O processo do fluxo vertical no modelo do (Borge, 2000) é considerado mediante a análise da Lei de Darcy através dos folhelhos, e alternativamente mediante o conceito de fator de acumulação (f_A).

A validade da Lei de Darcy nos folhelhos é uma das principais hipóteses do modelo de dissipação de pressões por fluxo vertical, eq. (3.25). A metodologia usa

uma permeabilidade média dos folhelhos, eq. (3.26), para aplicar a Lei de Darcy em cada célula do modelo. A eq. (3.27) representa o modelo de (YANG e APLIN, 1998) de permeabilidade para folhelhos, o qual foi incluído na metodologia do (Borge, 2000).

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = \frac{\tilde{A}k}{\mu} * \frac{\Delta P}{\Delta L} \rightarrow Q = \tilde{A} \frac{k}{\mu} \left(\frac{\partial P}{\partial z} \right) \quad (3.25)$$

$$\bar{K} = \frac{Z_1 - Z_0}{\int_{z_0}^{z_1} \frac{dz}{k(z)}} \quad (3.26)$$

$$k = k_0 \left(\frac{e}{e_0} \right)^{C_k} \quad (3.27)$$

Por outro lado, o conceito de fator de acumulação da eq. (3.27), também controla a distribuição de pressão. Segundo esse critério, a coluna estratigráfica pode se dividir em três zonas principais como mostra a Figura 3.8. A primeira delas é a zona de drenagem onde ($Z < Z_A$). Nessa zona o fluxo vertical é considerado livre por isso não são geradas sobrepressões.

A segunda é a zona de acumulação ($Z_A < Z < Z_S$) onde começa a geração de sobrepressões como resultado da diminuição da permeabilidade. Nessa zona, uma parte da água que entra nas células é drenada, e outra parte é acumulada elevando a pressão. A última das três é a zona de selo ($Z > Z_S$) onde o fluxo vertical é considerado nulo, por tanto a água que entra nas células, eleva a pressão até atingir o critério de ruptura hidráulica.

$$f_A = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{z - z_A}{z_S - z_A} \right)^A \quad (3.27)$$

Uma vez que a pressão começa a se elevar, existe um limite máximo de pressurização limitado pelo critério composto de ruptura de Griffith-Coulomb, como mostra a Figura 3.9a. A parte parabólica da curva representa o critério de

Griffith no espaço das tensões de distensão, o qual simula a geração de micro fraturas de tração, enquanto o critério de Coulomb está representado pela parte reta da curva no espaço das tensões de compressão, levando a rupturas por cisalhamento, eq.(3.29). Os dois tipos de ruptura podem gerar condutos de migração para os fluidos.

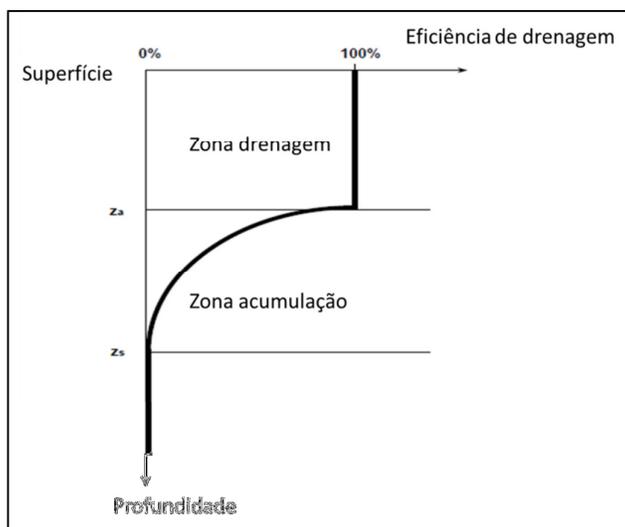


Figura 3.8 – Fator de acumulação f_A . Zonas de fluxo vertical. (Borge, 2000)

$$\tau^2 - 4T_0 * \sigma_N - 4T_0^2 = 0 \text{ se } \sigma < \frac{T_0(1-\nu^2)}{\nu^2} \quad (3.28)$$

$$\tau = S_0 + \nu \cdot \sigma_N \text{ se } \sigma > \frac{T_0(1-\nu^2)}{\nu^2} \quad (3.29)$$

Após de a ruptura ocorrer, é considerado o critério do coeficiente de atrito para materiais sem coesão, vide na Figura 3.9b, eq.(3.30).

$$\tau = \nu \cdot \sigma_N \quad (3.30)$$

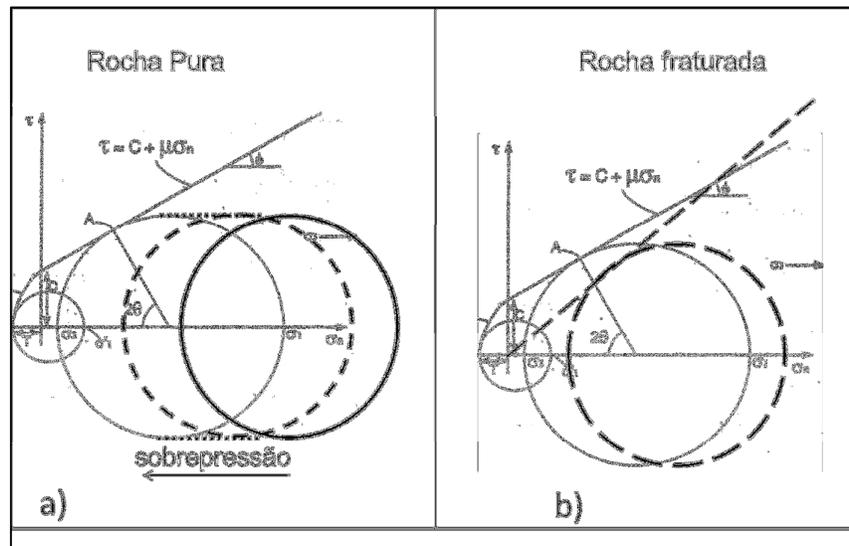


Figura 3.9 – Critério de ruptura hidráulica de Griffith-Coulomb. (SINTEF, 2012).

Considerando que o modelo de (Borge, 2000) leva em conta os principais mecanismos geológicos que podem ocorrer em uma bacia sedimentar marinha, decidiu-se aplicá-lo na caracterização das pressões na bacia sedimentar de Guajira, na Colômbia com o objetivo de complementar as metodologias convencionais que podem ser utilizadas para a caracterização dos perfis de pressão, com aplicação para projetos futuros de perfuração.