

## 2

### Revisão Bibliográfica

#### 2.1.

##### Pressão de poros anormal

Pressão de poros é a pressão do fluido presente nos poros da rocha. Uma pressão de poros anormal é definida por qualquer pressão de poros que seja diferente da pressão hidrostática da região, que é dada pelo peso da coluna de fluidos adjacentes. Pressões anormais podem ser geradas por diversos mecanismos, que, segundo Swarbrick e Osborne (1994), são classificados de acordo com o tipo de processo envolvido na geração de pressões: variação de tensões na formação, expansão volumétrica do fluido (por variação química ou térmica) e movimento de fluidos (ascensão de fluidos mais leves). Apesar de um grande número de mecanismos possíveis, os mecanismos de desequilíbrio na compactação (variação de tensões por sedimentação) e de geração de hidrocarbonetos (expansão de fluidos) vêm sendo apontados como os mecanismos significativos mais recorrentes (Martinsen, 1998, Law e Spencer, 1994). Observa-se que qualquer ocorrência de pressões de poros anormais deve ser encarada como um processo dinâmico, onde excessos de pressões são gerados pela inabilidade dos fluidos escaparem com uma taxa que permita restabelecer o equilíbrio com a pressão hidrostática da região. Ou seja, uma pressão anormal é um estado de desequilíbrio resultante da retenção de fluidos.

#### 2.2.

##### Compartimentos de pressão

No início dos anos 70, Powley e Bradley apresentaram o conceito “compartimento de pressão”, que se tornou muito útil para a previsão de pressões de poros (Bradley, 1975; Ortoleva, 1994b; Powley, 1990). Baseando-se em inúmeras observações, estes autores reconheceram que diversas bacias sedimentares ao longo

de todo o mundo exibiam um grau inesperado de segregação hidrológica. Eles observaram que certas regiões dessas bacias se comportavam como se estivessem isoladas por envoltórias de rocha de baixíssima permeabilidade (denominadas de selos) e que no interior dessas regiões, a rocha apresentava uma permeabilidade suficientemente alta para manter um gradiente hidrostático de pressão. Devido a essas características, os autores definiram essas regiões como “compartimentos de pressão”.

Após três décadas de estudos, o conceito consolidou-se (Ortoleva, 1994a). Constatou-se, em primeiro lugar, que a pressão de poros interna de um compartimento pode ser muito diferente das pressões de poros da vizinhança, que tendem a seguir o regime de pressões regional. Em segundo lugar, observou-se que as rochas de contorno de compartimentos não se encontram necessariamente em uma única seção estratigráfica, mas que estas podem atravessar diversas seções, constituindo selos laterais, e também que muitos desses selos estão associados a falhas geológicas. Por último, observou-se que muitos dos compartimentos identificados continham grandes reservas de óleo e gás, o que tornou o assunto também relevante para a área de exploração.

Sendo assim, é bastante intuitivo que a previsão de pressão de poros em rochas-reservatório através da sísmica esteja diretamente relacionada com a identificação de compartimentos de pressão. Como exemplo, apresenta-se o caso do reservatório Tarbert (campo de Tune, Mar do Norte), demonstrado nas Figuras 1 e 2. Enquanto que o poço 1 encontrou uma pressão de poros hidrostática no reservatório (36.5 MPa), os poços 2 e 3 encontraram uma pressão altíssima neste mesmo reservatório (52.5 MPa). Carcione et al. (2003) conjecturam que a falha indicada na Figura 2 aja como um contorno lateral de dois compartimentos de pressão distintos.

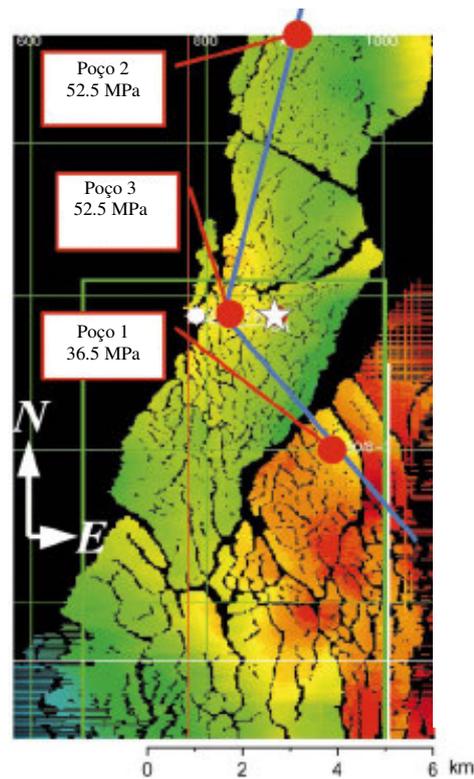


Figura 1. Mapa estrutural do reservatório Tarbert. O poço 1 encontrou uma pressão totalmente diferente daquelas encontradas nos poços 2 e 3. A linha azul localiza a seção sísmica apresentada na Figura 2. (Carcione et al., 2003).

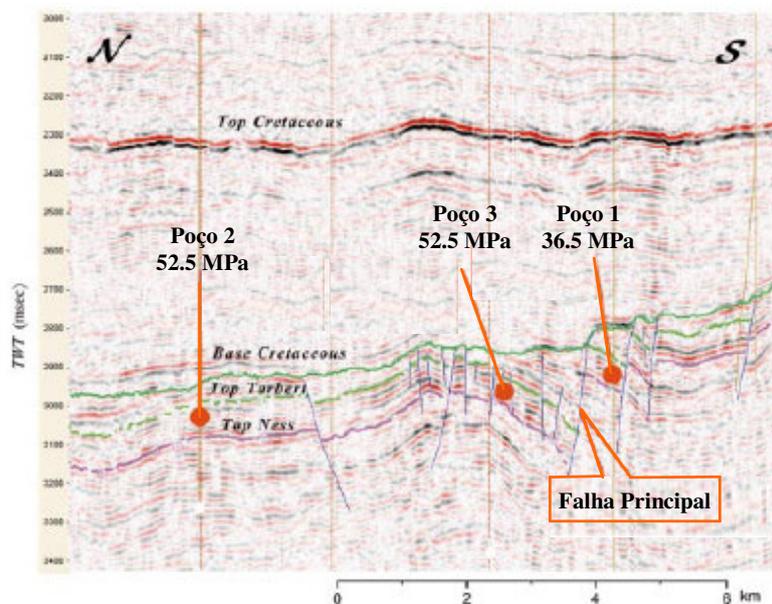


Figura 2. Seção sísmica entre os poços da Figura 1. Linha verde clara (não a verde escura, que se refere à base do Cretáceo) localiza o topo do reservatório Tarbert. A falha selante que divide os compartimentos de pressão é indicada. (Carcione et al., 2003).

### 2.3.

#### Influência da pressão diferencial<sup>2</sup> nas propriedades da rocha

O entendimento dos fenômenos observados em rochas sobre a variação de pressão diferencial é fundamental para a avaliação de métodos de estimativa de pressão de poros.

Han et al. (1986) estudam experimentalmente a variação de velocidades compressoriais e cisalhantes com pressões diferenciais em arenitos limpos (arenitos puros) e em arenitos sujos (arenitos com parcelas de argila na constituição mineral), e observam que a variação das velocidades é maior em situações de baixas pressões diferenciais. Para situações de altas pressões diferenciais, a variação é pequena. A Figura 3 apresenta alguns ensaios que demonstram este comportamento.

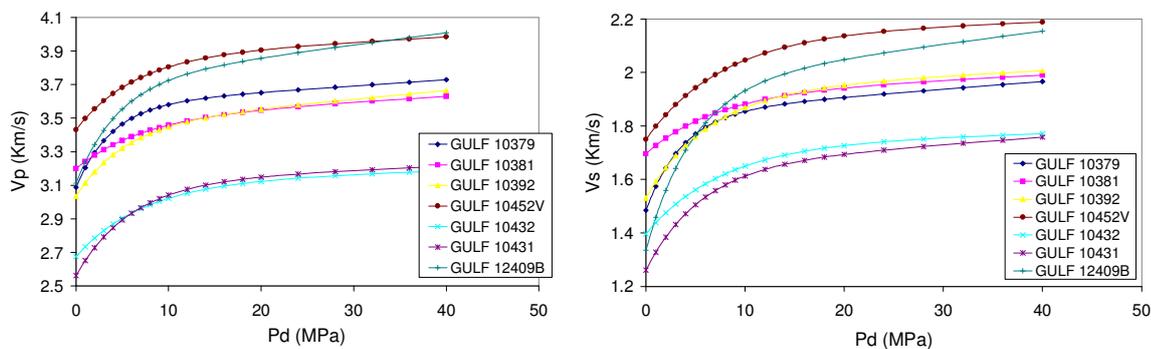


Figura 3. Variação de velocidades sobre a variação de pressão diferencial para diferentes arenitos. A variação é maior em uma situação de baixas pressões diferenciais. (Ensaio apresentado em Han et al., 1986).

O fenômeno pode ser explicado pelo seguinte mecanismo: à medida que a pressão diferencial aumenta, aumenta-se o contato entre os grãos, o que torna a rocha mais rígida e de maior velocidade. Supõe-se que os poros “complacentes” da rocha (fissuras, por exemplo), sejam os primeiros a se fechar com o aumento de pressões diferenciais, o que faz com que se aumente bastante a rigidez e as velocidades da rocha nos instantes iniciais do carregamento. Quanto mais fechados os poros “complacentes”, maiores os aumentos de pressões diferenciais necessários para aproximar os grãos e aumentar as velocidades da rocha.

<sup>2</sup> Pressão diferencial é definida pela diferença entre pressão confinante e pressão de poros.

Mavko (2003) apresenta um esquema através do qual se compreende o papel dos principais agentes em uma curva velocidade vs pressão diferencial (Figura 4). Através do esquema, observa-se que a velocidade máxima que a rocha pode obter sobre um aumento de pressão diferencial é limitada pela porosidade “não complacente” da rocha (segmento 1 na Figura 4). Já a variação total de velocidades com a pressão diferencial é determinada pela quantidade de poros “complacentes” (segmento 2). Além disso, o autor afirma que o intervalo de pressões diferenciais que afetam significativamente a velocidade da rocha (segmento 3) está diretamente relacionado com a forma dos poros “complacentes”.

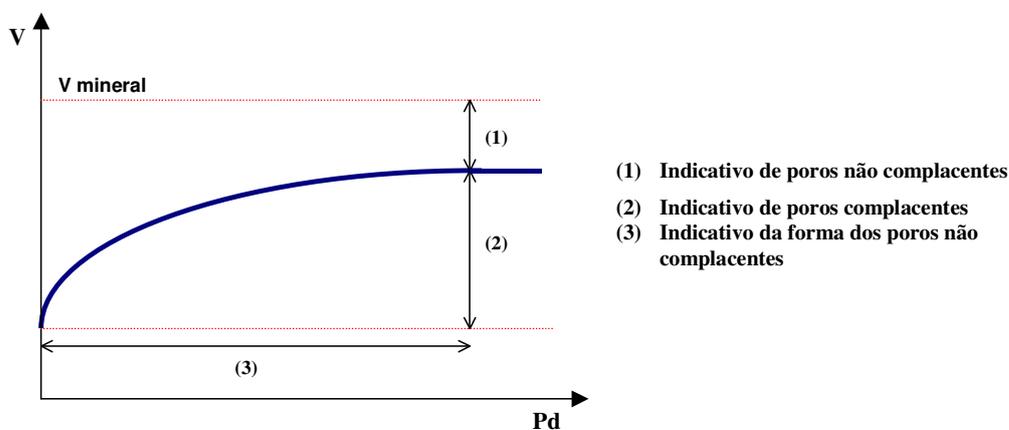


Figura 4. As informações contidas em uma curva velocidade vs pressão diferencial, segundo Mavko (2003).

Seguindo esta linha de raciocínio, Mukerji et al. (2002) afirmam que arenitos com maior volume de poros “complacentes” são mais sensíveis à variação de pressões diferenciais e logo mais propensos à previsão de pressão de poros.

Han et al. (1986) também observam que a porosidade e o conteúdo de argila em arenitos influem consideravelmente nas velocidades. Segundo os autores, a dependência das velocidades com pressão diferencial, conteúdo de argila e porosidade é bastante sistemática e pode ser modelada através de regressões com os dados da formação de interesse. Utilizando os dados de Han et al. (1986), Eberhart-Phillips et al. (1989) apresentam relações empíricas que permitem essa modelagem (equações (61) e (62), na página 47). Observe alguns resultados obtidos através dessas relações (Figuras 5 e 6).

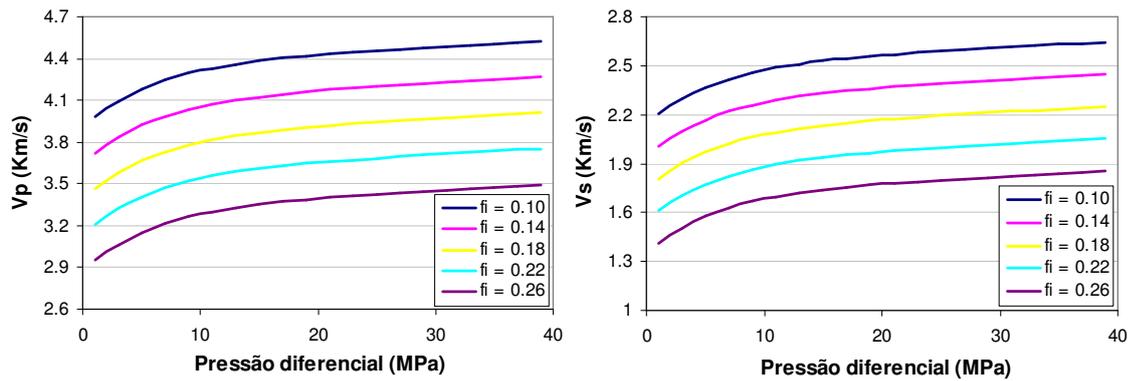


Figura 5. Variação de velocidades sobre a variação de pressão diferencial, considerando diferentes porosidades (fi, na figura). Resultados obtidos com as relações de Eberhart-Phillips et al. (1989). Conteúdo de argila fixo em 0.2.

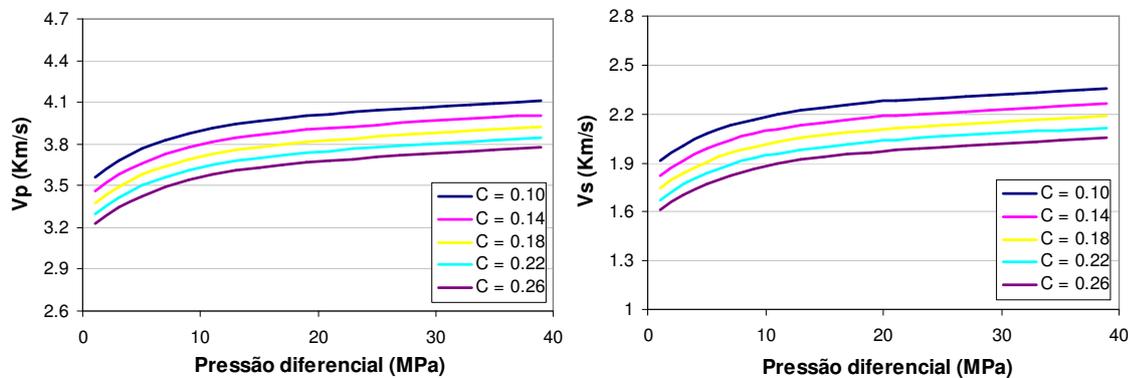


Figura 6. Variação de velocidades sobre a variação de pressão diferencial, considerando diferentes conteúdos de argila (C, na figura). Resultados obtidos com as relações de Eberhart-Phillips et al. (1989). Porosidade fixa em 0.2.

Como será visto, a previsão de pressão de poros através da sísmica é feita através de relações entre velocidades e pressões diferenciais. Observa-se portanto, pelas Figuras 5 e 6, que incertezas quanto aos valores de porosidade e conteúdo de argila podem comprometer essa previsão, uma vez que estas propriedades são também influentes nas velocidades da rocha. Deve-se notar também que o fluido contido nos poros também afeta essas relações, principalmente àquela referente à velocidade compressional, tema que será debatido no capítulo 5.

Um outro fator importante nas relações entre velocidades e pressões diferenciais se refere ao estado de consolidação da rocha. Em materiais não consolidados (sem cimentação ou coesão entre as partículas sólidas), uma situação de baixa pressão diferencial (alta pressão de poros) faz com que o material perca resistência ao cisalhamento, o que faz com que o material se aproxime do limite entre

o estado sólido e o de suspensão (Huffman e Castagna, 2001). Em situações próximas do estado de suspensão, a onda cisalhante tem dificuldades para se propagar, o que faz com que sua velocidade ( $V_s$ ) caia drasticamente. Enquanto isso, a velocidade compressional ( $V_p$ ) se aproxima da velocidade de uma suspensão formada pelo fluido e partículas sólidas do material. Esses diferentes comportamentos de  $V_p$  e  $V_s$  em materiais não consolidados fazem com que a razão  $V_p/V_s$  e o coeficiente de Poisson mudem drasticamente quando o material se encontra em uma situação de baixa pressão diferencial (veja os ensaios em areias apresentados na Figura 7). Já em materiais consolidados, é comum que se tenha uma cimentação e uma coesão entre as partículas. Ou seja, os grãos estão em contato não só apenas pela ação da pressão confinante, mas também pela ação do cimento. O efeito de uma altíssima pressão de poros é o fraturamento dessas rochas e não a liquefação como nos materiais não consolidados. Sendo assim, a velocidade cisalhante não decresce de forma tão drástica ao se diminuir a pressão diferencial.

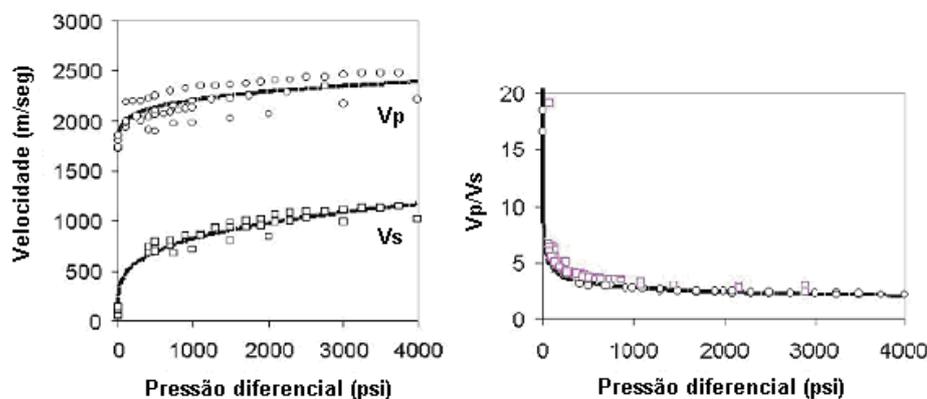


Figura 7. Ensaios em areias saturadas. Quando a pressão diferencial se aproxima de zero, as velocidades compressionais tendem para a velocidade da suspensão formada entre partículas sólidas e o fluido, enquanto que as velocidades cisalhantes tendem para zero (Huffman e Castagna, 2001). Ao se plotar os resultados em termos de  $V_p/V_s$ , essa diferença de comportamento perante a variação de pressão diferencial é evidenciada.

Dvorkin (2002) destaca ainda uma outra característica sobre a razão de Poisson (e a relação  $V_p/V_s$ ) de rochas sobre a variação de pressão diferencial. Através de ensaios laboratoriais, o autor demonstra que essas grandezas se comportam de forma mais uniforme do que as velocidades. Para demonstração deste fenômeno,

reapresenta-se, na Figura 8, os mesmos ensaios apresentados na Figura 3. (Observe que os dados sobre porosidade e conteúdo de argila das amostras se encontram na Tabela 1). Comparando as Figuras 3 e 8, observa-se que existe uma maior uniformidade de comportamento nos espaços analisados na Figura 8. Ou seja, a porosidade e o conteúdo de argila afetam menos uma relação razão de Poisson (ou  $V_p/V_s$ ) vs pressão diferencial do que uma relação velocidade vs pressão diferencial, fato que tem levado alguns autores a adotar esses espaços para previsão de pressão de poros (Moreno et al., 2003).

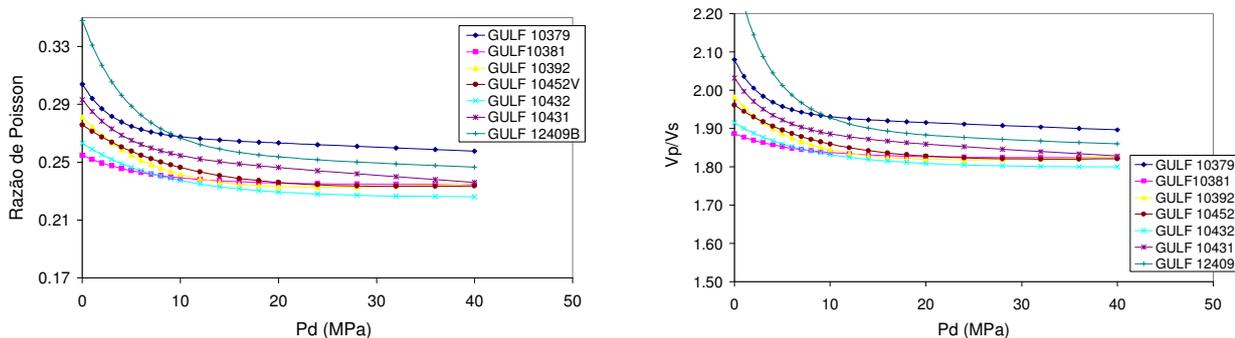


Figura 8. Ensaios em diferentes arenitos saturados em água, apresentados nos planos razão de Poisson (e  $V_p/V_s$ ) vs pressão diferencial ( $P_d$ ) (dados de Han et al., 1986).

Ao se comparar essa figura com a Figura 3, observa-se que existe uma menor diferença entre os resultados dos ensaios quando estes são plotados nos planos da Figura 8.

Tabela 1. Dados das amostras utilizadas nas Figuras 3 e 8.

<i>Amostra</i>	<i>Porosidade</i>	<i>Conteúdo de argila</i>
GULF 10379	0.144	0.44
GULF 10452V	0.111	0.41
GULF 10432	0.305	0.12
GULF 10392	0.132	0.51
GULF 10431	0.312	0.11
GULF 12409B	0.158	0.29
GULF 10381	0.143	0.46

## 2.4.

### Métodos de previsão de pressão de poros em rochas-reservatório

#### 2.4.1.

##### Método de Sayers et al. (2003)

Sayers et al. (2003) apresentam um método para estimativa de pressões de poros em arenitos, que tem como dados de entrada as velocidades compressoriais ( $V_p$ ) obtidas através de inversão tomográfica. No método, a seguinte equação é proposta para a previsão:

$$P_p = S - \left( \frac{(V_p - V_{p0})}{A} \right)^{\frac{1}{B}}, \quad (1)$$

onde  $P_p$  é a pressão de poros,  $S$  é a tensão de sobrecarga,  $A$  e  $B$  são constantes de calibração e  $V_{p0}$  é a velocidade compressional da rocha quando submetida a um estado de pressões efetivas nulas (quando  $S - P_p = 0$ ). Segundo o autor,  $V_{p0}$  pode ser considerada constante ao longo de um reservatório, e atua como mais uma constante de calibração.

Observa-se que de forma invertida, a equação (1) representa aquela proposta por Bowers (1995) para a previsão de pressão de poros em folhelhos:

$$V_p = V_{p0} + A(S - P_p)^B. \quad (2)$$

Para a aplicação do método, a relação deve ser calibrada para os arenitos da região que contenham fluidos similares. Ou seja, o termo  $V_{p0}$  e as constantes  $A$  e  $B$  devem ser ajustados para diferentes grupos de arenitos, cada grupo caracterizado pelo conteúdo de fluido similar.

Para a calibração, dados de poços são utilizados. São necessários: perfis de velocidades compressoriais (sônico), registros de pressão e estimativas da sobrecarga. Observe que as velocidades utilizadas na regressão recebem um tratamento para

transferência de escala de perfil sônico para escala sísmica (*upscaling*)<sup>3</sup>. A sobrecarga ( $S$ ) é obtida através da integração vertical das densidades estimadas para as camadas superiores. A pressão de poros ( $P_p$ ) é obtida por *RFTs* (registros de pressão obtidos através de testes na formação). Uma vez separados os dados por categorias de fluidos similares, utiliza-se uma regressão por mínimos quadrados para realizar o ajuste dos parâmetros  $A$ ,  $B$  e  $V_{p0}$  para cada conjunto de dados. Observe que para se obter uma calibração eficiente, é necessário que se possua um conjunto de dados que apresente diferentes tensões efetivas, o que nem sempre é o caso.

Deve-se observar que para a aplicação do método, além da calibração da relação para diferentes fluidos, é necessário conhecer o fluido em cada ponto onde se deseja estimar a pressão de poros, fato que pode envolver uma série de incertezas.

Observa-se também que ao se colocar o problema de previsão de pressão de poros desta forma, assume-se que a velocidade compressional ( $V_p$ ) na rocha-reservatório é uma função exclusiva do tipo de fluido e da tensão efetiva vertical ( $S - P_p$ ), o que representa somente uma aproximação de um complexo fenômeno. Variações de propriedades da rocha (como conteúdo de argila e porosidade) ao longo do reservatório não são consideradas, o que pode contribuir para o aumento de erros nas pressões de poros estimadas pelo método.

#### 2.4.2.

#### Método de Doyen et al. (2004)

Doyen et al. (2004) apresentam um método probabilístico para a previsão de pressão de poros em arenitos, que na verdade representa uma evolução do método descrito no item anterior (método de Sayers et al. (2003)). Além do campo de velocidades compressionais obtido por inversão tomográfica, a metodologia utiliza informações probabilísticas sobre porosidade, conteúdo de argila e sobrecarga obtidas através de estudos geoestatísticos.

No método, assume-se que a velocidade compressional da rocha ( $V_p$ ) possa ser modelada pela seguinte equação:

---

<sup>3</sup> A técnica de *upscaling* não é mencionada no artigo, embora deva ser uma etapa importante do método.

$$V_p = a_1 - a_2\phi - a_3C + a_4(S - P_p)^{a_5}, \quad (3)$$

onde  $S$  é a sobrecarga,  $P_p$  é a pressão de poros,  $\phi$  é a porosidade,  $C$  é o conteúdo de argila e  $a_1, \dots, a_5$  são constantes de calibração.

Observa-se que a equação (3) corresponde à formulação de Bowers (1995) expandida (ver equação (2)), onde o termo  $V_{p0}$  foi substituído por  $(a_1 - a_2\phi - a_3C)$ .

Reescrevendo a equação (3) em termos de pressão de poros, obtém-se:

$$P_p = S - \left[ \frac{1}{a_4} (V_p - a_1 + a_2\phi + a_3C) \right]^{\frac{1}{a_5}}, \quad (4)$$

que constitui a relação proposta para a previsão de pressão de poros.

Como no método de Sayers et al. (2003), a relação proposta para a previsão de pressão de poros deve ser calibrada para a formação e para cada tipo de fluido encontrado na formação. Dados de poços são também utilizados para realizar a calibração.

Neste método, todas as variáveis são assumidas como variáveis aleatórias, o que permite a inclusão de incertezas sobre as variáveis envolvidas. Além das incertezas associadas às variáveis, o método permite ainda a consideração de correlações entre essas variáveis<sup>4</sup>.

No trabalho original (Doyen et al., 2004), duas alternativas são propostas para solucionar o problema probabilístico: Aproximação Gaussiana Linearizada (método também conhecido como F.O.S.M. - First Order Second Moment) e Simulações Estocásticas Seqüenciais (método baseado em simulações de Monte Carlo). Enquanto o método de simulações fornece uma solução exata, a custo de um grande número de simulações determinísticas, o método F.O.S.M apresenta resultados apenas aproximados, mas exigindo um número pequeno de cálculos determinísticos.

Deve-se observar, que similarmente ao método de Sayers et al. (2003), este método requer o conhecimento prévio dos fluidos no reservatório, e que se tenha relações calibradas para os diferentes fluidos existentes. Observa-se então, que apesar

---

<sup>4</sup> No exemplo apresentado pelos autores, as únicas variáveis consideradas correlacionadas foram  $V_p$ ,  $\phi$  e  $C$ .

de ser um método probabilístico, as incertezas sobre o fluido saturante não são devidamente consideradas, o que pode ser relevante nos resultados obtidos.

### 2.4.3.

#### Método de Dvorkin et al. (2002)

Dvorkin et al. (2002) propõem um método para detecção de pressão de poros anormais em rochas-reservatório a partir do atributo sísmico  $V_p/V_s$ , ou através do atributo razão de Poisson ( $\nu$ ):

$$\nu = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}. \quad (5)$$

A justificativa dada para a utilização de uma relação entre razão de Poisson e pressão diferencial ( $P_d$ ) (ao invés de uma relação entre  $V_p$  e  $P_d$ ), é que esta apresenta um comportamento mais uniforme ao longo de uma formação (ou até mesmo em formações diferentes) (Dvorkin et al., 2002). Dessa forma, as ambigüidades inerentes aos métodos convencionais de previsão de pressão de poros, no que se diz respeito à influência da porosidade, conteúdo de argila e textura na velocidade compressional, poderiam ser atenuadas. Na Figura 9 apresentam-se ensaios realizados em diferentes amostras de rocha seca, plotados no plano razão de Poisson *vs*  $P_d$ . Nota-se a uniformidade nos resultados obtidos, apesar de se tratar de amostras com diferentes porosidades e de diferentes litologias.

O primeiro passo do método consiste em realizar ensaios laboratoriais em amostras secas da formação, calibrando as relações entre razão de Poisson e pressão diferencial ( $P_d$ ) para um ambiente de rocha seca. A partir dessa calibração, utilizam-se as equações de substituição de fluidos de Gassmann (Mavko et al., 1998) para adaptar essas relações ao tipo de fluido encontrado no campo. Uma vez calibradas e adaptadas essas relações, uma situação de alta pressão de poros no campo é detectada quando o valor da razão de Poisson obtida pela inversão sísmica apontar para um baixo valor de pressão diferencial nas relações calibradas e adaptadas.

Duas limitações do método podem ser listadas. A primeira se refere ao fato dos atributos razão de Poisson e  $V_p/V_s$  serem muito sensíveis ao fluido saturante,

o que faz com que a existência de incertezas associadas ao fluido no campo possam comprometer os resultados obtidos pelo método (Hamada, 2004). A segunda limitação se refere ao fato desses atributos (razão de Poisson e  $V_p/V_s$ ) apresentarem um nível maior de incertezas associadas<sup>5</sup>, o que também pode comprometer os resultados obtidos pelo método.

Além dessas duas limitações, uma terceira observação deve ser realizada. Observando novamente as Figuras 3 e 8, constata-se que, ao mesmo tempo que o plano razão de Poisson vs pressão diferencial é menos sensível às porosidades e conteúdos de argila da rocha, este também é menos sensível à variação de pressões diferenciais. Na Figura 8, observa-se que a razão de Poisson só se mostra sensível à variação de pressão diferencial em uma situação de baixas pressões diferenciais, o que explica o fato do método só poder ser utilizado para detectar situações de altas pressões de poros.

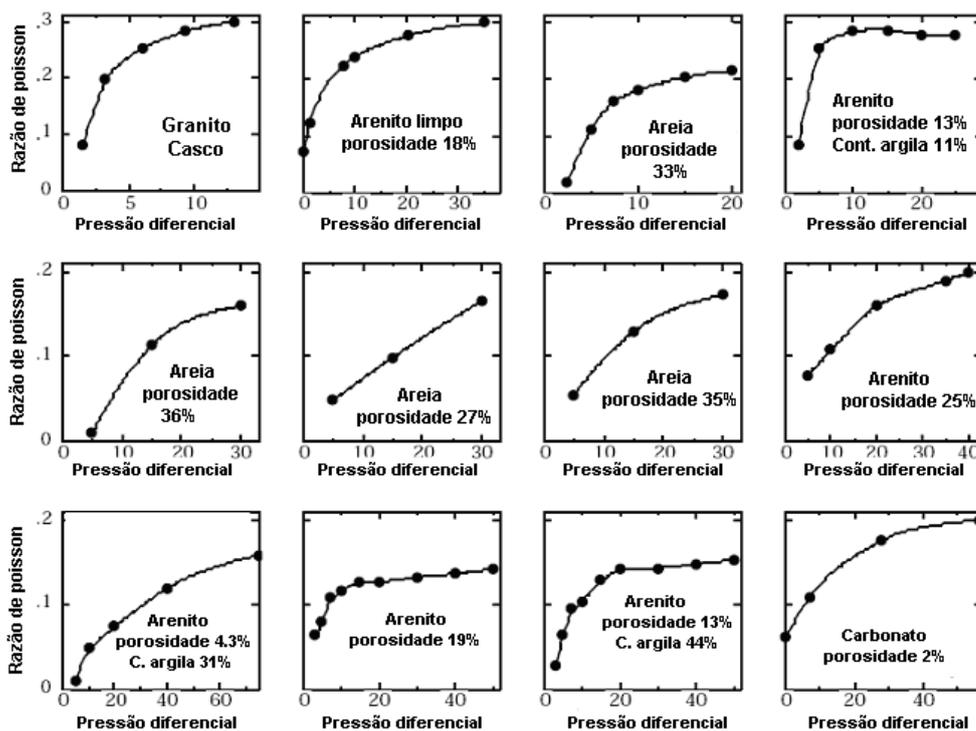


Figura 9. Resultados de ensaios em rochas secas demonstram que existe uma uniformidade na relação entre razão de Poisson vs pressão diferencial para diferentes tipos de rocha (Dvorkin, 2002). (Nas figuras, a unidade da pressão diferencial é MPa).

<sup>5</sup> Segundo Debski e Tarantola (1995), as incertezas associadas a estes atributos são maiores do que aquelas associadas à  $V_p$ .