

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA
PROJETO FINAL II

VITOR LEAL DE MELLO

METODOLOGIA ESTRUTURADA PARA CORRELAÇÃO ENTRE PROPRIEDADES EM
FÍSICA DE ROCHAS

NITERÓI

2011

VITOR LEAL DE MELLO

METODOLOGIA ESTRUTURADA PARA CORRELAÇÃO ENTRE PROPRIEDADES EM
FÍSICA DE ROCHAS

Projeto Final apresentado ao Curso de
Graduação em Geofísica da Universidade
Federal Fluminense, como requisito para
obtenção do Grau de Bacharel.

Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos

Co-orientador: Dr. Cleberson Dors

Niterói

2011

VITOR LEAL DE MELLO

METODOLOGIA ESTRUTURADA PARA CORRELAÇÃO ENTRE PROPRIEDADES EM
FÍSICA DE ROCHAS

Projeto Final apresentado ao Curso de Graduação em
Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como
requisito para obtenção do Grau de Bacharel.

Aprovada em 06 de Dezembro de 2011.

BANCA EXAMINADORA

Marco Antonio Cetale Santos, D.Sc.

Cleberson Dors, D.Sc.

Jorge Leonardo Martins, D.Sc.

Rogério de Araújo Santos, D.Sc.

Niterói

2011

AGRADECIMENTOS

Antes de mais nada, quero dizer-lhes que o pouco que foi dito neste espaço dedicado ao reconhecimento das pessoas e momentos que fizeram parte desta conquista, nem de perto alcança a imensidão dos merecidos agradecimentos que devo.

Agradeço ao acaso, ao destino, à junção de ambos, ou ao que quer que guie nossos corpos a caminhar pelo futuro. Corpo meu que foi jogado neste curso de geofísica sem nenhuma certeza de que era o certo. Mas era.

Agradeço ao tempo, pois este parece sempre saber a hora certa. Ao menos, nunca adiantou-se ou atrasou-se um minuto sequer comigo.

Passo por esta instituição e posso dizer que fiz amigos, conheci pessoas brilhantes, de alma também.

Almas estas que contribuíram para este momento de tantas formas..... Até com pequenos atos, às vezes imperceptíveis para elas. Muitos, possivelmente, até mesmo eu, ainda não enxerguei a real importância. Sou grato por isso.

Agradeço aos outros amigos, outras almas que me acompanham há mais tempo. Cresceram, mudaram, mas são os mesmos e são hoje tão importantes quanto eram. Talvez mais.

Agradeço à minha namorada. Sem saber, me ensinou coisas que talvez eu não aprendesse sozinho. Agradeço aos seus familiares também.

Família.

Agradeço à minha, todos eles, e são muitos...Agradeço ao meu pai, agradeço à minha irmã.

Agradeço à Ela.

sou Ela.

E tudo mais que disser sobre Ela será tão pequeno que não terá valor, porque não há palavras que definam, dinheiro que pague, destino que guie, tempo que resolva, almas que substituam...

Obrigado

RESUMO

As análises em física de rochas vem se tornando uma ferramenta cada vez mais importante nos estudos voltados para reservatórios de petróleo. Através de modelos que visam prever o comportamento de propriedades físicas das rochas, espera-se conseguir descrever com mais riqueza e exatidão as características das rochas em subsuperfície valendo-se de dados sísmicos e dados de perfuração geofísica de poços. Neste trabalho foi desenvolvida uma revisão bibliográfica acerca dos principais conceitos e modelos existentes na literatura, que estejam inseridos no contexto de física de rochas. Baseado nas informações reunidas neste trabalho, foi possível construir fluxogramas para facilitar a identificação e o acesso às relações entre as propriedades físicas encontradas na literatura, e as litologias cobertas por elas. Com isto, desenvolveu-se uma metodologia estruturada visando permitir que sejam analisadas as possíveis estimativas a serem feitas a partir de uma dada propriedade física para cada litologia, bem como visualizar para uma dada litologia, quais relações já foram estabelecidas para ela. Ainda neste estudo, foram apresentadas comparações entre alguns dos modelos em física de rochas aqui reunidos, com dados extraídos da literatura. Tais comparações são diferentes daquelas propostas nos trabalhos originais e tem como objetivo testar a efetividade dos fluxogramas desenvolvidos e verificar se os modelos em física de rochas encontrados na literatura são capazes de representar bem os dados analisados. Como resultado destas comparações, verificou-se que em uma parte dos casos, os dados apresentaram o comportamento previsto pelos modelos publicados na literatura. No entanto, alguns exemplos apresentaram grandes diferenças entre os dados publicados e as relações utilizadas. Na etapa de análise dos dados foram discutidas possíveis relações que poderiam ser extraídas dos mesmos, e novas soluções que poderiam ser aplicadas quando os resultados utilizando os modelos já existentes não se mostrarem satisfatórios.

Palavras-chave: Geofísica de reservatório, Física de rochas, Modelos em física de rochas.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	21
1.1	OBJETIVO	23
2	CONCEITOS BÁSICOS	24
2.1	DESCRIÇÃO DAS PRINCIPAIS PROPRIEDADES FÍSICAS	24
2.1.1	POROSIDADE	24
2.1.2	SATURAÇÃO	25
2.1.3	PERMEABILIDADE	26
2.1.4	DENSIDADE	26
2.1.5	TEMPERATURA	27
2.1.6	PRESSÃO	27
2.1.7	VISCOSIDADE	29
2.1.8	PARÂMETROS ELÁSTICOS	29
2.1.9	VELOCIDADES SÍSMICAS	35
2.2	MÉTODOS PARA APROXIMAÇÃO DE CURVAS	36
2.2.1	MÉTODO DOS MÍNIMOS QUADRADOS	36
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DE FÍSICA DE ROCHAS	39
3.1	CLASSIFICAÇÃO DOS MODELOS EM FÍSICA DE ROCHAS	39
3.1.1	MODELOS TEÓRICOS	40
3.1.2	MODELOS DE PREENCHIMENTO DE LIMITES	42
3.1.3	MODELOS HEURÍSTICOS	42
3.1.4	MODELOS EMPÍRICOS	42
3.2	LIMITES ELÁSTICOS	43
3.2.1	LIMITES DE VOIGT-REUSS (VR)	44
3.2.2	LIMITES DE HASHIN-SHTRIKMAN	46
3.3	POROSIDADE CRÍTICA	48

	6
3.4	TENDÊNCIA DIAGNÉTICA E DEPOSICIONAL 51
3.5	SUBSTITUIÇÃO DE FLUIDOS 53
4	METODOLOGIA ESTRUTURADA PARA CORRELACIONAR PROPRIEDADES
	EM FÍSICA DE ROCHAS 54
4.1	METODOLOGIA BASEADA EM FLUXOGRAMAS 54
4.2	RELAÇÕES ENTRE VELOCIDADE DA ONDA P E DENSIDADE 58
4.2.1	EQUAÇÃO DE GARDNER 59
4.2.2	EQUAÇÕES DE CASTAGNA 59
4.3	RELAÇÕES ENTRE VELOCIDADE DAS ONDAS P/S E POROSIDADE . . . 61
4.3.1	EQUAÇÃO DE WYLLIE 63
4.3.2	EQUAÇÃO DE RAYMER 63
4.3.3	EFEITOS DA ARGILOSIDADE 64
4.3.4	EFEITOS DA PRESSÃO EFETIVA 77
4.3.5	EFEITOS DA PERMEABILIDADE 83
4.4	RELAÇÕES ENTRE VELOCIDADES DAS ONDAS P E ONDAS S 84
4.4.1	EQUAÇÕES DE PICKETT 84
4.4.2	EQUAÇÕES DE CASTAGNA 84
4.4.3	EQUAÇÕES DE HAN 87
4.4.4	EQUAÇÃO DE GREENBERG-CASTAGNA 89
4.5	RELAÇÕES PARA A IDENTIFICAÇÃO DE SOBREPRESSÃO 90
4.5.1	MÉTODOS BASEADOS NA POROSIDADE 91
4.5.2	MÉTODOS BASEADOS NA RAZÃO DE POISSON 93
4.6	RELAÇÕES ENTRE PROPRIEDADES FÍSICAS NOS FLUIDOS 95
4.6.1	FLUIDO: SALMOURA 96
4.6.2	FLUIDO: ÓLEO 99
4.6.3	FLUIDO: GÁS 101
4.7	RELAÇÕES DE GASSMANN PARA SUBSTITUIÇÃO DE FLUIDOS 103
4.7.1	MÉTODO CLÁSSICO 110
4.7.2	MÉTODO PARA MATRIZ ARGILOSA 111
5	EXEMPLOS DE APLICAÇÃO 115
5.1	EXEMPLO 1: TEORIA DOS LIMITES ELÁSTICOS - HAN <i>et al.</i> (1986) 115
5.2	EXEMPLO 2: ARENITOS FONTAINEBLEAU - GÓMEZ <i>et al.</i> (2010) . . 118

5.3	EXEMPLO 3: SUBSTITUIÇÃO DE FLUIDOS E ANÁLISE DE VELOCIDADES EM ROCHAS MULTIMINERÁLICAS - FOURNIER E BORGOMANO (2009)	130
6	CONCLUSÕES	134

LISTA DE FIGURAS

2.1	Esquema representando os parâmetros envolvidos no cálculo da viscosidade de um fluido	29
2.2	Gráfico Tensão x Deformação. (Fonte: Modificado de Lowrie, 2007)	30
2.3	Relações entre os parâmetros elásticos e velocidades sísmicas. (Fonte: Sheriff e Geldart (1983))	31
2.4	a) Componentes da força aplicada ao material; b) representação do vetor normal à superfície; c) Tensão normal, paralela ao vetor normal à superfície, e tensões cisalhantes transversais ao vetor normal à superfície. Por fim as equações que descrevem cada tensão, onde o primeiro índice representa a direção da força aplicada e o segundo a direção do vetor normal à superfície. (Fonte: Lowrie, 2007)	32
2.5	Esquema representando a relação entre a tensão e a deformação relacionada ao Módulo de Young. (Fonte: Lowrie, 2007)	32
2.6	Esquema representando a relação tensão x deformação associada ao Módulo de Cisalhamento	33
2.7	Esquema representativo do Módulo de Compressibilidade Volumétrica	34
2.8	Esquema da relação tensão-deformação relacionada à razão de Poisson. (Fonte: Lowrie, 2007)	34
2.9	Representação do movimento das partículas durante a passagem das ondas P e S, sendo que d_P e d_S são, respectivamente, as distâncias percorridas pelas ondas P e S. (Fonte: Modificado de Gadallah <i>et al.</i> (2008)	35
3.1	Ilustração dos sistemas de: a) iso-deformação representando o limite de Voigt ; b) iso-pressão representando o limite de Reuss.	45
3.2	Limites de Voigt-Reuss e aproximação de Voigt-Reuss-Hill para os constituintes água ($\mu = 0,0$ GPa e $K = 2,2$ GPa) e calcita ($\mu = 32,0$ GPa e $K = 76,8$ GPa).	47

3.3	Comparação entre os limites de Hashin-Shtrikman e Voigt-Reuss, além da aproximação de Voigt-Reuss-Hill para os constituintes água ($\mu = 0,0$ GPa e $K = 2,2$ GPa) e calcita ($\mu = 32,0$ GPa e $K = 76,8$ GPa).	48
3.4	Limites de Hashin-Shtrikman para mistura de três constituintes: água ($\mu = 0,0$ GPa e $K = 2,2$ GPa) e calcita ($\mu = 32,0,0$ GPa e $K = 76,8$ GPa) e quartzo ($\mu = 44,0$ GPa e $K = 37,0$ GPa).	49
3.5	Gráfico mostrando o limite de Voigt Modificado para os constituintes água ($\mu = 0,0$ GPa e $K = 2,2$ GPa) e calcita ($\mu = 32,0$ GPa e $K = 76,8$ GPa) considerando a porosidade crítica $\phi_c = 0,35$ em comparação com os limites de VR, HR e a aproximação de VRH.	50
3.6	Distribuição de velocidades em função da porosidade para amostras de areias e arenitos saturados por salmoura mostrando os dois domínios distintos separados pela porosidade crítica e o valor da velocidade crítica para o cálculo do limite de Voigt modificado (Fonte: Modificado de Nur <i>et al.</i> (1998)).	51
3.7	Gráfico que apresenta os sedimentos em suspensão acompanhando o limite inferior para porosidades maiores que a porosidade crítica. O conjunto de dados que aproximadamente interliga a porosidade crítica projetada no limite inferior com o ponto mineral, representa a tendência diagenética (Fonte: Modificado de Avseth <i>et al.</i> (2010)).	52
4.1	Fluxograma das relações em física de rochas partindo das propriedades físicas para as litologias (Parte I).	55
4.2	Fluxograma das relações em física de rochas partindo das propriedades físicas para as litologias (Parte II).	56
4.3	Fluxograma das relações em física de rochas partindo das litologias para as propriedades físicas.	57
4.4	Gráfico de densidade x V_P para algumas das rochas sedimentares mais comuns comparadas com a equação geral obtida por Gardner <i>et al.</i> (1974). É possível notar que os evaporitos não se enquadram no modelo de Gardner (Fonte: Modificado de Gardner <i>et al.</i> (1974)).	60
4.5	Gráfico comparativo entre as estimativas de V_P através das equações de Wyllie <i>et al.</i> (1956) e Raymer <i>et al.</i> (1980) para $V_{fl} = 1,50$ km/s.e $V_m = 6,05$ km/s.	64

4.6	O gráfico mostra as respostas aos modelos empíricos propostos por Tosaya (1982), Castagna <i>et al.</i> (1985) e Han <i>et al.</i> (1986) para V_P . De uma maneira geral os modelos apresentam tendências bastante próximas, principalmente para baixas porosidades, apesar dos modelos de Tosaya (1982) e Castagna <i>et al.</i> (1985) demonstrarem uma grande semelhança ao longo de toda a faixa de porosidades.	65
4.7	O gráfico mostra as respostas aos modelos empíricos propostos por Tosaya (1982), Castagna <i>et al.</i> (1985) e Han <i>et al.</i> (1986) para V_S . Analogamente ao comportamento observado nas velocidades compressionais, os modelos apresentam tendências semelhantes.	66
4.8	Gráfico indicando o efeito do aumento no conteúdo de argila e porosidade na redução da impedância acústica em arenitos baseadas nas equações de Tosaya (1982), Castagna <i>et al.</i> (1985) e Han <i>et al.</i> (1986).	66
4.9	Gráfico que mostra o efeito diferenciado do aumento na argilosidade nos módulos de compressibilidade volumétrica e no módulo de cisalhamento a partir das equações de Tosaya (1982), Castagna <i>et al.</i> (1985) e Han <i>et al.</i> (1986).	67
4.10	Gráfico representando o comportamento das razão V_P/V_S controlada pela porosidade e argilosidade baseada nas equações de Tosaya (1982), Castagna <i>et al.</i> (1985) e Han <i>et al.</i> (1986).	68
4.11	Gráficos das equações de V_P e V_S de Tosaya (1982) para diferentes porosidades e conteúdos de argila.	70
4.12	Gráfico representando os módulos elásticos obtidos através das equações de Tosaya (1982), que estimam os valores de V_P e V_S em função da porosidade e do conteúdo de argila.	71
4.13	Gráfico representando o comportamento da razão V_P/V_S em função da argilosidade e porosidade através das equações de Tosaya (1982).	72
4.14	Gráficos das equações de V_P e V_S de Castagna <i>et al.</i> (1985) para diferentes porosidades e conteúdos de argila.	72
4.15	Gráfico representando os módulos elásticos obtidos através das equações de Castagna <i>et al.</i> (1985), que estimam os valores de V_P e V_S em função da porosidade e do conteúdo de argila.	73
4.16	Gráfico representando o comportamento da razão V_P/V_S em função da argilosidade e porosidade através das equações de Castagna <i>et al.</i> (1985).	74

4.17	Gráficos das equações de V_P e V_S de Han <i>et al.</i> (1986) para diferentes porosidades e conteúdos de argila.	75
4.18	Gráfico representando os módulos elásticos obtidos através das equações de Han <i>et al.</i> (1986), que estimam os valores de V_P e V_S em função da porosidade e do conteúdo de argila.	76
4.19	Gráfico representando o comportamento da razão V_P/V_S em função da argilosidade e porosidade através das equações de Han <i>et al.</i> (1986).	77
4.20	Gráfico comparando a relação Pickett-Domenico para arenitos sob diferentes condições de pressão efetiva com as equações de Wyllie <i>et al.</i> (1956) e Raymer <i>et al.</i> (1980)), de modo que quanto menor a pressão efetiva, as curvas da relação Pickett-Domenico resultam em menores velocidades.	80
4.21	Gráfico mostrando o triângulo formado pela relação entre V_P e V_S da água, argila e quartzo. (Fonte: Modificado de Castagna <i>et al.</i> (1985)).	86
4.22	Relações entre V_P e V_S para calcários e dolomitos propostas por Pickett (1963) e Castagna e Backus (1993).	87
4.23	Gráfico da razão V_P/V_S em função da porosidade para os conteúdos de argila de 0,1 e 0.5 preditos pelas equações de Han <i>et al.</i> (1986).	88
4.24	Gráfico contendo as curvas para a estimativa de V_S a partir de V_P de rochas monominerálicas proposta por Greenberg e Castagna (1992).	90
4.25	Gráficos indicando: a) a variação com a profundidade na pressão litostática (ou de confinamento) e a pressão hidrostática (ou de poros) sob condições normais, e ao lado a curva de compactação normal, que refere-se a perda de porosidade com a profundidade para tais condições de pressão e; b) a um comportamento anormal da pressão de poros e ao lado, a respectiva alteração na redução da porosidade com a profundidade.	92
4.26	Gráficos mostrando uma ambiguidade na utilização de V_P na identificação de sobrepressão: a) Diferentes amostras de arenitos estão submetidas à mesma condição de pressão diferencial, e apresentam velocidades distintas; b) As mesmas amostras de arenitos sob diferentes pressões diferenciais, apresentam valores associados à velocidade compressional semelhantes. (Modificado de Dvorkin (2000))	94

4.27	A figura mostra um esquema representando a variação da quantidade de fraturas em função da pressão diferencial e da pressão de poros, além de um gráfico indicando o comportamento da razão de Poisson devido a variação na pressão e no volume das fraturas para rochas saturadas por gás. (Modificado de Dvorkin (2000))	95
4.28	Gráfico mostrando a variação na razão de Poisson em função da pressão diferencial para amostras secas e saturadas por água. Em: a) a amostra saturada por água apresenta o comportamento esperado e em; b) a amostra saturada por água apresenta uma leve redução na razão de Poisson em detrimento do aumento da pressão diferencial. (Modificado de Dvorkin (2000))	96
4.29	Gráfico indicando o comportamento da razão de Poisson em função da impedância acústica para areias do Mar do Norte saturadas por salmoura, óleo e gás. (Modificado de Dvorkin (2000))	97
4.30	Gráficos mostrando a variação da densidade em função da temperatura, para diferentes concentrações de cloreto de sódio.	98
4.31	Gráficos mostrando a variação da densidade e da velocidade compressional em função da pressão de óleos com diferentes valores de gravidades API.	101
4.32	Gráficos mostrando a variação da densidade e da velocidade compressional em função da temperatura de um óleo de 20°API sob variadas condições de pressão.	102
4.33	Gráfico mostrando a variação da densidade de um gás leve ($G=0,6$) em função da pressão para diferentes condições de temperatura.	103
4.34	Gráfico mostrando a variação da densidade de um gás pesado ($G=1,2$) em função da pressão para diferentes condições de temperatura.	104
4.35	Gráfico representando a relação entre a densidade e a temperatura de um gás leve ($G=0,6$) para condições de pressão distintas.	104
4.36	Gráfico representando a relação entre a densidade e a temperatura de um gás pesado ($G=1,2$) para condições de pressão distintas.	105
4.37	Gráfico apresentando o comportamento da viscosidade de um gás leve ($G=0,6$) em função da pressão, para diferentes temperaturas.	105
4.38	Gráfico apresentando o comportamento da viscosidade de um gás pesado ($G=1,2$) em função da pressão, para diferentes temperaturas.	106
4.39	Gráfico que mostra a variação da viscosidade de um gás leve ($G=0,6$) relacionada à variação de temperatura, para diversas condições de pressão.	106

4.40	Gráfico que mostra a variação da viscosidade de uma gás pesado ($G=1,2$) relacionada à variação de temperatura, para diversas condições de pressão.	107
4.41	Módulos elásticos em função da argilosidade para matriz quartzosa e a aproximação de Voigt-Reuss-Hill. O eixo vertical do gráfico superior representa o módulo de compressibilidade volumétrica (GPa), enquanto o mesmo eixo do gráfico inferior representa o módulo de cisalhamento (GPa).	113
5.1	Gráfico que apresenta os limites máximos e mínimos de Hashin-Shtrikman para uma mistura de água e uma matriz com razão quartzo-argila igual a 1 que representam os módulos elásticos das amostras de Han et al. (1986).	116
5.2	Gráfico confrontando os dados de Han et al. (1986) com os limites de Hashin-Shtrikman e Voigt-Reuss para uma mistura de quartzo e água além da aproximação de Voigt-Reuss-Hill e o limite de Voigt modificado.	117
5.3	Limites de Hashin-Shtrikman para uma mistura de água e uma matriz com razão quartzo-argila = 1 comparadas com os dados de Han et al. (1986).	117
5.4	Limites de Hashin-Shtrikman para uma mistura de água e uma matriz com razão quartzo-argila = 1 comparadas com os dados das amostras de Han et al. (1986) sem presença de argila.	118
5.5	Gráfico de Velocidade P x Porosidade comparando os dados de Gomez <i>et al.</i> (2010) sob pressões de confinamento de 0 a 40MPa com as equações de Wyllie <i>et al.</i> (1956) e Raymer <i>et al.</i> (1980).	120
5.6	Gráfico de Velocidade P x Porosidade comparando os dados de Gomez <i>et al.</i> (2010) sob pressões de confinamento de 0 a 10MPa com as equações de Wyllie <i>et al.</i> (1956) e Raymer <i>et al.</i> (1980).	121
5.7	Gráfico de Velocidade P x Porosidade comparando os dados de Gomez <i>et al.</i> (2010) sob pressões efetivas de 20 a 40MPa com as equações de Wyllie <i>et al.</i> (1956) e Raymer <i>et al.</i> (1980).	122
5.8	Gráfico indicando a variação nas velocidades compressionais de cada amostra de arenito Fontainebleau em função da pressão de confinamento.	123
5.9	Comparação entre as relações de Pickett-Domenico para a pressão diferencial de 20MPa em arenitos com os dados de velocidade P e S de Gomez <i>et al.</i> (2010) submetidos à pressão de confinamento de 20MPa.	124

- 5.10 Comparação entre as relações de Pickett-Domenico para a pressão diferencial de 20MPa em arenitos com os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) submetidos à pressão de confinamento de 40MPa. 125
- 5.11 Comparação entre as relações de Pickett-Domenico e os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) sob pressão de confinamento de 20MPa, com as curvas obtidas através de uma regressão linear por mínimos quadrados na forma proposta por Pickett (1963). 126
- 5.12 Comparação entre as relações de Pickett-Domenico e os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) sob pressão de confinamento de 40MPa, com as curvas obtidas através de uma regressão linear por mínimos quadrados na forma proposta por Pickett (1963). 127
- 5.13 Comparação entre as relações de Pickett-Domenico e os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) sob pressão de confinamento de 20MPa, com a curva obtida através de uma regressão polinomial por mínimos quadrados dos dados de velocidade S. 127
- 5.14 Comparação entre as relações de Pickett-Domenico e os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) sob pressão de confinamento de 20MPa, com a curva obtida através de uma regressão polinomial por mínimos quadrados dos dados de velocidade S. 128
- 5.15 Gráfico comparativo entre os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) submetidos à pressão de confinamento de 40MPa, as curvas obtidas através de regressão linear por mínimos quadrados e as relações de Pickett-Domenico para a pressão efetiva de aproximadamente 20MPa estimada a partir dos gradientes médios de pressão. 128
- 5.16 Gráfico da relação V_P-V_S dos dados de Gomez *et al.* (2010) para diversas condições de pressão comparados com as relações propostas por Castagna *et al.* (1985)), Han *et al.* (1986), Greenberg e Castagna (1992) e Castagna e Backus (1993). 129
- 5.17 Gráfico apontando a diferença entre a curva obtida por regressão linear dos dados de Gomez *et al.* (2010) para as relações V_P-V_S e as equações encontradas na literatura. 129
- 5.18 Comparação entre os dados de Fournier e Borgomano (2009) e os dados obtidos a partir da substituição de fluidos com os limites de Voigt-Reuss para as misturas: Calcita + Ar e Calcita + Salmoura. 132

5.19	Comparação entre as velocidades estimadas pela relação de Castagna-Batzle-Kan e as velocidades calculadas pela substituição de fluidos.	132
5.20	Comparação entre as velocidades cisalhantes calculadas a partir da substituição de fluidos e as velocidades cisalhantes estimadas pela relação de Greenberg-Castagna.	133

LISTA DE TABELAS

3.1	Faixa de valores referente à porosidade para algumas litologias.(Fonte: Modificado de Nur <i>et al.</i> (1998))	50
4.1	Coefficientes para a relação velocidade x porosidade em arenitos proposta por Pickett (1963) calculada por Domenico (1984) para várias condições de pressão diferencial (Fonte: Modificado de Domenico (1984))	79
4.2	Coefficientes para a relação velocidade x porosidade em calcários proposta por Pickett (1963) calculada por Domenico (1984) para várias condições de pressão diferencial (Fonte: Modificado de Domenico (1984))	79
4.3	Tabela de coeficientes do mineral de quartzo para o cálculo das velocidades P e S em rochas multiminerálicas (Fonte: Castagna e Backus (1993))	82
4.4	Tabela de coeficientes do mineral de argila para o cálculo das velocidades P e S em rochas multiminerálicas (Fonte: Castagna e Backus (1993))	82
4.5	Tabela de coeficientes do mineral de calcita para o cálculo das velocidades P e S em rochas multiminerálicas (Fonte: Castagna e Backus (1993))	82
4.6	Tabela de coeficientes do mineral de dolomita para o cálculo das velocidades P e S em rochas multiminerálicas (Fonte: Castagna e Backus (1993))	82
4.7	Relação dos coeficientes empíricos obtidos através do método de regressão polinomial por Greenberg e Castagna (1992). (Fonte: Greenberg e Castagna (1992))	89

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Área da seção transversal
A_{obs}	Atributo observado numa dada profundidade
A_{norm}	Atributo esperado para uma dada profundidade
API	Densidade API
C_{cl}	Volume das fases sólidas e fluidas da argila em relação ao volume total da rocha
E	Módulo de Young
F	Força
f_i	Fração do volume do i-ésimo constituinte
f_{cl}	razão entre o volume da porção não porosa da argila e volume total não poroso
G	Razão entre as densidades do gás e do ar sob 1atm e 15,6°C
G_G	Gradiente Geotérmico
H	Profundidade
k	Permeabilidade
K	Módulo de Compressibilidade Volumétrica
K_F	Módulo de Compressibilidade Volumétrica da fase fluida
K_W	Módulo de Compressibilidade Volumétrica da água/salmoura
K_H	Módulo de Compressibilidade Volumétrica do hidrocarboneto
K_S	Módulo de Compressibilidade Volumétrica da fase sólida
K_{FE}	Módulo de Compressibilidade Volumétrica da fase fluida no espaço poroso efetivo
K_{SE}	Módulo de Compressibilidade Volumétrica da fase sólida no espaço poroso efetivo
K_{wet}	Módulo de Compressibilidade Volumétrica da rocha 100% por água/salmoura
K_{satE}	Módulo de Compressibilidade Vol. efetiva da rocha saturada por múltiplos fluidos
K_R	Módulo de Compressibilidade Volumétrica efetivo da mistura
K_{HS+}	Valores do limite superior de HS para o Módulo de Compressibilidade Volumétrica
K_{HS-}	Valores do limite inferior de HS para o Módulo de Compressibilidade Volumétrica
K_{max}	Valor do maior Módulo de Compressibilidade Volumétrica da mistura
K_{min}	Valor do menor Módulo de Compressibilidade Volumétrica da mistura

K_V	Valores do Módulo de Compressibilidade Volumétrica do limite de Voigt modificado
K_0	Módulo de Compressibilidade Volumétrica do mineral
K_{sat}	Módulo de Compressibilidade Volumétrica da rocha saturada
K_{dry}	Módulo de Compressibilidade Volumétrica da rocha seca
K_{dryE}	Módulo de Compressibilidade Vol. efetivo da rocha para o espaço poroso efetivo seco
K_{fl}	Módulo de Compressibilidade Volumétrica do fluido
K_c	Módulo de Compressibilidade Volumétrica associado à porosidade crítica
K_i	Módulo de Compressibilidade Volumétrica do i-ésimo constituinte da mistura
K_{sat1}	Módulo de Compressibilidade Volumétrica da rocha saturada pelo fluido 1
K_{sat2}	Módulo de Compressibilidade Volumétrica da rocha saturada pelo fluido 2
M_i	Módulo elástico do i-ésimo constituinte
M_V	Valores do limite de Voigt
M_R	Valores do limite de Reuss
M_{VRH}	Valores da aproximação de Voigt-Reuss-Hill
P	Pressão
P_p	Pressão de poros
P_e	Pressão de efetiva
P_c	Pressão de confinamento
P_{Pnorm}	Pressão de poros esperada para uma dada profundidade
P_{Cobs}	Pressão de confinamento observada numa dada profundidade
q	Vazão
R	Constante dos gases
S_{HE}	Fração do volume de hidrocarboneto em relação à porosidade efetiva
S_G	Saturação por um gás
S_O	Saturação por um óleo
S_{por}	Saturação por um fluido
S_W	Saturação por água
S	Salinidade
T_f	Temperatura no fundo do poço
T_s	Temperatura na superfície
V_a	Volume da fase não porosa da argila em relação ao volume total da rocha
V_{por}	Volume dos poros
V_{mat}	Volume da matriz rochosa

V_{tot}	Volume total da rocha
V_{fl}	Volume ocupado por um fluido
V_W	Volume ocupado por água
V_O	Volume ocupado por óleo
V_G	Volume ocupado por gás
V_P	Velocidade da onda compressional
V_P	Velocidade da onda compressional da rocha saturada pelo primeiro fluido
V_{Pf}	Velocidade da onda compressional no fluido
V_S	Velocidade da onda cisalhante
V_P	Velocidade da onda cisalhante da rocha saturada pelo segundo fluido
V_{Wood}	Velocidade de Wood
V_{cl}	Velocidade compressional na argila
V_q	Velocidade compressional no quartzo
V	Velocidades sísmicas (P ou S)
V_{Poleo}	Velocidade da onda P no óleo
X_{cl}	Fração do volume de argila
X_q	Fração do volume de quartzo
η	Viscosidade do fluido
η_B	Viscosidade da salmoura
η_G	Viscosidade do gás
ϵ	Deformação
μ	Módulo de Cisalhamento
μ_{HS+}	Valores do limite superior de Hashin-Shtrikman para o Módulo de Cisalhamento
μ_{HS-}	Valores do limite inferior de Hashin-Shtrikman para o Módulo de Cisalhamento
μ_{max}	Valor do maior Módulo de Cisalhamento da mistura
μ_{min}	Valor do menor Módulo de Cisalhamento da mistura
μ_i	Módulo de Cisalhamento do i-ésimo constituinte da mistura
μ_{sat}	Módulo de Cisalhamento da rocha saturada
μ_{sat1}	Módulo de Cisalhamento da rocha saturada pelo primeiro fluido
μ_{sat2}	Módulo de Cisalhamento da rocha saturada pelo segundo fluido
μ_{dry}	Módulo de Cisalhamento da rocha seca
σ	Tensão
ν	Razão de Poisson
ϕ	Porosidade total

ϕ	Porosidade total
ϕ_c	Porosidade crítica
ϕ_E	Porosidade efetiva
ϕ_{cl}	Porosidade dos minerais de argila
ρ	Densidade da rocha
ρ_1	Densidade da rocha saturada pelo primeiro fluido
ρ_2	Densidade da rocha saturada pelo segundo fluido
ρ_m	Densidade da matriz rochosa
ρ_{fl}	Densidade do fluido
ρ_{f1}	Densidade do primeiro fluido
ρ_{f2}	Densidade do segundo fluido
ρ_{med}	Densidade média da mistura
ρ_{cl}	Densidade da argila
ρ_q	Densidade do quartzo
ρ_W	Densidade da água
ρ_B	Densidade da salmoura
ρ_0	Densidade de referência sob pressão atmosférica e temperatura de 15,6°C
ρ_P	Densidade do óleo em função da pressão
ρ_{TP}	Densidade do óleo em função da temperatura e pressão
ρ_G	Densidade do gás

1 INTRODUÇÃO

O mercado de exploração de hidrocarbonetos em todo o mundo tem apresentado uma crescente demanda no desenvolvimento de técnicas que acompanhem a renovação cada vez mais veloz da tecnologia. Em períodos bastante curtos, tem sido promovida a utilização de diferentes técnicas de aquisição e processamento sísmicos, e constantemente busca-se entender de forma mais realista as relações entre os dados sísmicos e as propriedades físicas das rochas. Para isto, é necessário identificar os fatores que contribuem para a variação destas propriedades, e principalmente, quantificar estas relações de dependência que as controlam. Em adição a isto, o grande desafio envolve a compreensão da maneira que as variações dessas propriedades podem ser reconhecidas nas respostas sísmicas. Com a capacidade de extrair de forma cada vez mais precisa informações sobre as condições em que as rochas se encontram em subsuperfície, o método sísmico agregará mais valor, além de reduzir custos e riscos de fracasso na locação de poços ou no controle de um reservatório em fase de desenvolvimento de produção. Este é o papel da física das rochas, e os produtos oferecidos por ela, concedem o conhecimento necessário para estudos de reservatórios como análises de AVO, inversão sísmica e sísmica 4D.

A partir da segunda metade do século XX diversos pesquisadores tomaram tais relações entre as propriedades físicas como objeto de estudo, e assim desenvolveram modelos que visam explicar o comportamento das rochas em função de inúmeros parâmetros. Na década de 50, foram publicados importantes trabalhos como, por exemplo, Gassmann (1951) que ainda hoje, juntamente com Biot (1956, 1962) formam a base para a maior parte dos métodos de aplicação da substituição de fluido. Faust (1951, 1953) apresentou uma forma de relacionar as velocidades das ondas compressoriais a partir da profundidade e em função da idade das rochas. Ainda neste período foram apresentados os trabalhos de Wyllie *et al.* (1956, 1958), que identificaram uma relação entre a velocidade das ondas compressoriais com a porosidade e a composição mineralógica da rocha e do tipo de fluido saturante, caracterizando-se como uma contribuição funda-

mental para diversos estudos que seguiram-se a partir da referida data. Seguindo a linha de Faust (1951, 1953), Gardner *et al.* (1974) propuseram uma relação, de forma genérica, que indica uma interdependência entre tais velocidades com a densidade do material. Esta metodologia, hoje bastante consolidada, foi direcionada, décadas depois, a casos particulares em função da litologia, como pode ser visto em Castagna e Backus (1993). Paralelamente à isto, durante a década de 80, diversos estudos voltaram-se para a quantificação do efeito das argilas nas velocidades e módulos elásticos em arenitos, podendo-se citar como um importante marco científico o trabalho proposto por Tosaya (1982), seguido de Castagna *et al.* (1985) e Han *et al.* (1986), além de estudos relacionados à relação entre as velocidades das ondas P e S. Este último, impulsionado pela crescente aquisição de dados acerca de ondas cisalhantes, relacionado ao desenvolvimento de equipamentos que permitiram uma melhor qualidade e viabilidade de aquisição de tais informações, utilizaram como base estudos anteriores como, por exemplo, o trabalho de Pickett (1963). Alinhado com esta vertente que buscava quantificar as relações entre as velocidades P e S tem-se novamente os trabalhos de Castagna *et al.* (1985) e Han *et al.* (1986), além de Greenberg e Castagna (1992) e Castagna e Backus (1993) na década de 90. Vale destacar também, uma importante contribuição de Batzle e Wang (1992) aos estudos sobre os efeitos da temperatura e pressão nos fluidos que são encontrados nos poros das rochas sedimentares, reunindo diversas equações previamente publicadas que visam predizer a variação de propriedades como a densidade, velocidade e viscosidade destes fluidos.

Dentro deste contexto e visando definir conceitos importantes para o presente trabalho, o capítulo dois será apresentada uma breve revisão de simples conceitos que vão muito além do âmbito de geociências, mas que são amplamente utilizados por ela. Estes conceitos abrangem, basicamente, as definições das propriedades físicas e características relacionadas aos materiais, e que neste trabalho serão voltados especificamente para as rochas sedimentares e os fluidos comumente encontrados nelas. Ainda no referido capítulo serão apresentadas as teorias das regressões lineares e não-lineares baseadas no método dos mínimos quadrados, muito utilizadas na obtenção de modelos empíricos em física de rochas. No capítulo seguinte, serão descritas de forma resumida as principais classificações de modelos em física de rochas, além de conceitos com aplicabilidade um pouco mais restrita do que aqueles abordados no capítulo anterior, porém muito utilizados nos estudos com o tema proposto. Nesta parte do trabalho serão apresentadas as teorias dos limites elásticos, sua associação com a porosidade crítica dos materiais, a interpretação qualitativa dos dados envolvendo sua distribuição em relação aos limites elásticos e uma breve descrição acerca da substituição de fluidos. No quarto capítulo, serão apresentados os

fluxogramas desenvolvidos neste trabalho com o intuito de simplificar o acesso às relações entre as principais propriedades físicas, as litologias, e as relações em física de rochas encontradas na literatura, que conectam estas informações. Adicionalmente, serão mostradas as relações presentes nos fluxogramas, em sua maioria, empíricas, que visam prever a dependência das propriedades físicas das rochas em relação às outras propriedades. Por fim, no capítulo de número cinco serão analisados dados obtidos na literatura, de forma a compará-los com alguns dos modelos em física de rochas apresentados neste trabalho. Vale destacar que as análises efetuadas com os dados disponíveis não são as mesmas presentes nas publicações originais. Cabe destacar que, tanto nestas análises, quanto em muitos dos gráficos apresentados nos capítulos anteriores utilizou-se a ferramenta MATLAB para desenvolver algoritmos e obter gráficos que permitissem uma melhor visualização do conteúdo e dos resultados deste trabalho. Os resultados destas comparações entre os dados e as relações pré-existentes, como será visto com mais detalhes ao longo do texto, por vezes foram bastante satisfatórios. Em contrapartida, em alguns casos, pôde-se perceber erros bastante consideráveis, no qual demonstrou-se que as relações existentes nem sempre são capazes de representar bem o comportamento dos materiais. Nos casos onde problemas foram encontrados, buscou-se apontar possíveis razões que possam ter desencadeado tal resultado, e quando possível soluções alternativas.

1.1 OBJETIVO

Visto que este tema envolve a relação entre as propriedades físicas das rochas aplicada à indústria de exploração de petróleo e representa uma área do conhecimento com muito a explorar, faz-se importante o entendimento dos conceitos que sustentam o atual estado da arte nesta área de estudo. Embuído desta motivação, iniciou-se este trabalho, que visa fornecer uma revisão acerca de alguns dos principais conceitos inseridos neste universo da física de rochas. Não obstante, almeja-se além de tal objetivo, fornecer um guia que permita uma rápida associação entre os dados geofísicos e as litologias, tendo como canal os modelos em física de rochas. Para isto, a partir das propriedades físicas obtidas por diversas maneiras, dados sísmicos, dados de poço, medições em laboratório ou quaisquer outras técnicas que permitam medir ou estimar propriedades das rochas, buscou-se apresentar as relações existentes para prever o comportamento de uma dada propriedade em função de outras ou o inverso. Como objetivo complementar e visando avaliar as relações catalogadas, serão utilizados dados publicados na literatura com o intuito de compará-los aos modelos apresentados, exemplificando soluções alternativas para o caso dos dados não serem bem representados por tais modelos.

2 CONCEITOS BÁSICOS

Neste capítulo são abordados, de forma breve, alguns conceitos que são importantes para o entendimento dos modelos e métodos apresentados ao longo do trabalho. Tais conceitos incluem propriedades físicas relacionadas à interação entre rocha e fluido e, também de cada um destes componentes individualmente, além das técnicas de regressão linear e não-linear de dados baseada no método dos mínimos quadrados.

2.1 DESCRIÇÃO DAS PRINCIPAIS PROPRIEDADES FÍSICAS

2.1.1 POROSIDADE

Os chamados aspectos texturais nas rochas sedimentares são caracterizados, principalmente, por fatores como a forma, tamanho, composição química, grau de seleção e grau de arredondamento dos grãos que as compõem. Estes fatores são controlados por combinações específicas dos processos que ocorrem durante a diagênese, a deposição, a compactação e a deformação dos sedimentos. Em adição à isto, as características texturais das rochas sedimentares estão diretamente relacionadas a propriedades como a porosidade e a permeabilidade.

Nas rochas sedimentares a superfície dos grãos que formam sua estrutura não fica totalmente em contato com outros grãos, e portanto, existem interstícios, os quais podem ser preenchidos por fluidos, sendo estes líquidos ou gases. Além disso, a rocha pode apresentar fraturas causadas por acúmulos de tensões, que também podem ser preenchidas por fluidos. Dessa forma, a porosidade total é definida como a razão entre o volume total destes espaços entre os grãos e fraturas, e o volume total da rocha (Equação 2.1). Neste contexto, cabe destacar que quando comparada com as rochas ígneas e metamórficas, as rochas sedimentares possuem os valores de porosidade mais elevados, no entanto, geralmente são menores do que 50%.

$$\phi = \frac{V_{por}}{V_{tot}} = \frac{V_{tot} - V_{mat}}{V_{tot}} \quad (2.1)$$

Onde ϕ é a porosidade total que é adimensional, V_{tot} , V_{por} e V_{mat} representam o volume total da rocha, dos poros e da matriz rochosa, composta pelos componentes sólidos da rocha, respectivamente.

Contudo, o conceito de porosidade é um pouco mais extenso. Isto porque, processos como a compactação e a cimentação das rochas sedimentares podem proporcionar um isolamento de alguns dos interstícios. Isto significa que os fluidos presentes nos poros isolados não têm contato com os fluidos que preenchem os outros interstícios. Devido à este fato, foi denominada como porosidade efetiva a razão entre o volume dos poros que possuem conectividade com outros poros e o volume total da rocha (Tiab *et al.*, 2004).

2.1.2 SATURAÇÃO

Tendo em vista que porosidade determina o volume total de fluido que uma rocha é capaz de abrigar, é importante saber a proporção de cada tipo de fluido que a preenche, e isto torna-se essencial na busca por hidrocarbonetos. A saturação de um dado fluido numa rocha porosa é descrita pela razão entre o volume deste fluido e o volume total de poros (2.2). De maneira geral, pode-se afirmar que rochas reservatório são saturadas por água, com diferentes graus de salinidades, podendo conter hidrocarbonetos, tanto na forma de gás, quanto na de óleo (Tiab *et al.*, 2004).

$$S_{fl} = \frac{V_{fl}}{V_{por}} \quad (2.2)$$

Sendo que S_{fl} é a saturação de um dado fluido e é adimensional, V_{fl} é o volume ocupado por este fluido e V_{por} é o volume total dos poros. De forma que:

$$S_W + S_O + S_G = 1 \quad (2.3)$$

$$V_W + V_O + V_G = V_{por} \quad (2.4)$$

Onde S_W , S_O e S_G representam a saturação de água, óleo e gás, respectivamente e V_W , V_O e V_G os volumes de água, óleo e gás, nesta ordem.

2.1.3 PERMEABILIDADE

Além da porosidade e da saturação, existe outra propriedade de uma rocha sedimentar de grande importância em termos de exploração de petróleo chamada permeabilidade. A permeabilidade é a habilidade em permitir o fluxo de fluidos através dos poros e das fraturas da rocha. Sabendo que em poros isolados, não ocorre troca de fluidos, pode-se concluir que a permeabilidade de rochas sedimentares é dependente da porosidade efetiva e é normalmente tratada em milidarcy (mD). Em consequência disto, a permeabilidade, assim como a porosidade, é governada pelas características texturais das rochas. A permeabilidade pode ser calculada através de uma equação conhecida como lei de Darcy (Equação 2.5).

$$\frac{1}{k} = -\frac{A}{q\eta} \frac{\partial P}{\partial l} \quad (2.5)$$

Onde k é a permeabilidade, A a área da seção transversal da rocha, q a vazão, η a viscosidade do fluido e $\frac{\partial P}{\partial l}$ o gradiente de pressão.

Dentro do contexto da exploração de petróleo buscam-se rochas reservatório que contenham hidrocarbonetos, e estas rochas podem estar saturadas por uma combinação de água de formação, óleo e gás. Considerando uma rocha saturada por múltiplas fases, a questão da permeabilidade torna-se mais complexa. A permeabilidade calculada através da lei de Darcy para uma rocha saturada por um único fluido é conhecida como permeabilidade absoluta. No entanto, quando mais de um tipo de fluido está presente nos poros das rochas, a permeabilidade calculada na equação de Darcy para cada fluido é chamada de permeabilidade efetiva. A soma das permeabilidades efetivas relacionadas à cada fluido, será sempre menor do que a permeabilidade absoluta. Inserido neste cenário de permeabilidade efetiva, encontra-se também a definição de permeabilidade relativa. A permeabilidade relativa referente à um dado fluido é a razão entre a permeabilidade efetiva deste mesmo fluido e a permeabilidade absoluta (Tiab *et al.*, 2004).

2.1.4 DENSIDADE

A densidade, que é definida como a razão entre a massa e o volume de um material, é uma propriedade de grande importância no estudo de física de rochas, bem como especificamente na sísmica de reflexão. A densidade das rochas pode ser utilizada para a determinação das velocidades sísmicas, da impedância acústica, entre outras propriedades. Com informações detalhadas sobre a composição mineralógica da matriz e sobre os fluidos, que compõem uma rocha, a densidade pode ser obtida através da equação (Ellis e Singer, 2007):

$$\rho = (1 - \phi)\rho_m + \phi\rho_{fl} \quad (2.6)$$

Sendo que ρ é a densidade da rocha, ρ_m a densidade do mineral que compõe a matriz da rocha, ρ_{fl} a densidade do fluido que preenche os poros, todas estas comumente analisadas em g/cm^3 , e ϕ a porosidade total.

2.1.5 TEMPERATURA

De maneira geral, o efeito da temperatura sobre as velocidades sísmicas nas rochas é pequeno, principalmente pela faixa de variação de temperatura na qual as rochas estão expostas nos ambientes que envolvem a exploração de petróleo. No entanto, os efeitos da temperatura podem ser facilmente identificados nos fluidos que saturam as rochas sedimentares, de forma a modificar suas propriedades como os módulos elásticos e as velocidades da onda sísmica no meio poroso. O gradiente geotérmico pode variar de 8 a 40°C/km (varia em média 18,2°C/km). Sendo que o mesmo pode ser obtido, para uma dada região, através da medição da temperatura no fundo do poço T_f , juntamente com a profundidade H do mesmo e com a temperatura na superfície T_s , podendo esta, ser obtida pela temperatura média anual da superfície (Equação 2.7) (Batzie e Wang, 1992; Castagna e Backus, 1993; Tiab *et al.*, 2004).

$$G_G = \frac{T_f - T_s}{H} \quad (2.7)$$

2.1.6 PRESSÃO

Todas as rochas presentes em uma bacia sedimentar estão submetidas a diversas tensões. No entanto, como as tensões laterais que agem nas rochas em subsuperfície são raramente conhecidas, a predição da pressão em uma dada rocha é em geral simplificada. Comumente o cálculo da pressão que age sobre uma rocha é realizado a partir da equação de Terzaghi valendo-se de dois tipos de pressão chamadas de pressão de sobrecarga e pressão de poros (Equação 2.8). A pressão de sobrecarga, ou de confinamento (P_c), é causada por toda a massa de rocha e fluido posicionada acima do ponto de referência. Neste caso, é necessário um cálculo das massas sobrejacentes, o que pode ser obtido a partir de um perfil de densidade ou sísmico, além de uma estimativa da densidade média das massas presentes entre a superfície da coluna sedimentar até o topo dos perfis. A segunda, e não menos importante, é a pressão de poros (P_p), ou pressão de fluidos, que é exercida nas paredes dos poros pela massa dos fluidos presentes na rocha. Por-

tanto, devido à ação das duas pressões citadas ocorre uma pressão diferencial, também chamada de pressão efetiva (P_e), que consiste na diferença entre a pressão de confinamento e a pressão de poros. O entendimento sobre as variações de pressão mostra-se de grande importância nos estudos de física de rochas, entre outras razões, porque se for desconsiderada a ação de fatores químicos, a pressão de sobrecarga pode ser considerada o principal agente responsável pela compactação dos sedimentos, e conseqüentemente pela redução da porosidade das rochas. Todavia, sabe-se que em muitos casos a compactação não é unicamente controlada por fatores mecânicos, e por conta disto a pressão efetiva torna-se ainda mais utilizada para relacionar propriedades das rochas com as condições de pressão (Gardner *et al.*, 1974; Wang, 2001; Swarbrick, 2002). Na prática, pode-se considerar que o gradiente de pressão médio causado por sobrecarga é de 3,28psi/m, sendo que para a pressão dos poros admite-se que a cada metro a mesma seja elevada em aproximadamente 1,54psi, apesar de valores discrepantes serem algumas vezes encontrados. Logo, a partir destas aproximações pode-se estabelecer que a cada metro a pressão efetiva eleve-se em aproximadamente 1,74psi. Em física de rochas grande parte dos estudos que envolvem as condições de pressão utilizam além de psi as unidades de medida, Pascal e Bar (Gardner *et al.*, 1974; Domenico, 1984; Castagna e Backus, 1993).

$$P_c = P_p + P_e \quad (2.8)$$

A importância da compreensão das condições de pressão em subsuperfície não está restrita ao comportamento das rochas, suas taxas de compactação e sua redução de porosidade. Análogamente ao que foi apresentado em relação à temperatura, as variações nas pressões dos fluidos saturantes podem promover grandes variações nas propriedades físicas das rochas. Isto expõe outro motivo para considerar a pressão uma propriedade de grande valor e que, como será visto mais adiante neste trabalho, é um fator relevante em diversas estimativas em física de rochas (Batzle e Wang, 1992). Além disto, informações precisas sobre as pressões na qual um reservatório está submetido são de grande importância, por exemplo, nos estudos de sísmica 4D para compreender como os fluidos fluem nas rochas porosas. Isto porque na etapa de produção e em processos de EOR (*Enhanced Oil Recovery*) são alteradas, entre outros fatores, a pressão, saturação e os tipos de fluido no reservatório. O conhecimento exato acerca das mudanças destes parâmetros em cada ponto do reservatório aumenta a confiabilidade na predição das velocidades e impedâncias acústicas (Wang, 2001).

2.1.7 VISCOSIDADE

A viscosidade é uma propriedade dos fluidos que define a sua resistência à deformação, ou ao fluxo, causada pelas forças de coesão entre as partículas do fluido. Isto ocorre, pois durante seu escoamento, é gerado um movimento relativo entre suas partículas, promovendo a ocorrência de atrito entre suas superfícies. A viscosidade varia para cada tipo de fluido, e representa o coeficiente de proporcionalidade entre a tensão tangencial e o gradiente de velocidade considerando um fluxo unidimensional, como pode ser observado na Figura 2.1 (Equação 2.9). Em fluidos com viscosidades elevada como por exemplo óleos pesados, o escoamento ocorre de maneira mais lenta, enquanto a água flui mais rapidamente devido à sua baixa viscosidade, em comparação com a do óleo.

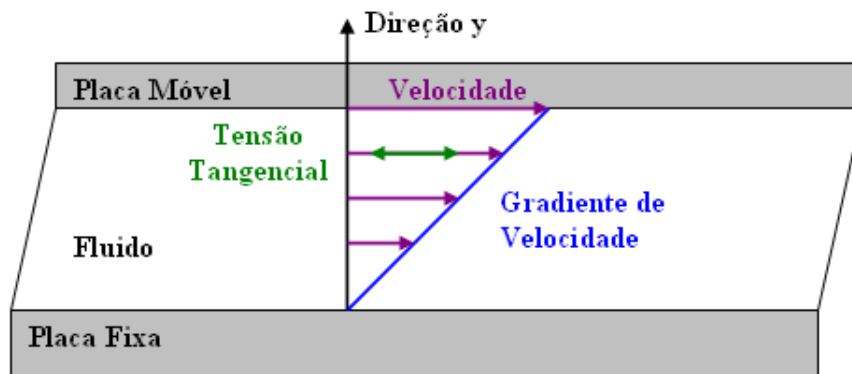


Figura 2.1: Esquema representando os parâmetros envolvidos no cálculo da viscosidade de um fluido

$$\tau_x = \eta \frac{dv}{dy} \quad (2.9)$$

Onde τ_x é a tensão tangencial, dada na direção x , $\frac{dv}{dy}$ é o gradiente de velocidade na direção perpendicular e η é a viscosidade do fluido geralmente tratada em centipoise (cP).

2.1.8 PARÂMETROS ELÁSTICOS

Quando uma força é aplicada sobre um material, este sofre uma deformação, o que significa que suas partículas são deslocadas da posição original. Pode-se dizer que um material se comporta em regime puramente elástico quando esta deformação não permanece após cessada a força. A base da teoria elástica é a lei de Hooke que determina que a deformação de um material elástico é proporcional à tensão aplicada sobre ele. Quando a tensão ultrapassa um dado valor,

denominado limite de proporcionalidade, a relação entre a tensão e a deformação passa a ser não-linear e, portanto invalida a lei de Hooke. No entanto, entre o limite de proporcionalidade e o limite elástico, não há deformação permanente, sendo esta região considerada ainda dentro do regime elástico. Quando o material se deforma além de seu limite elástico, ocorre uma deformação permanente, de forma que as partículas não retornam às suas posições originais, após o término da aplicação da tensão. A partir do limite elástico a deformação no material se torna muito superior à tensão aplicada, e portanto, este adota um comportamento chamado de plástico (Figura 2.2). A teoria da elasticidade é de fundamental importância no estudo de ondas sísmicas, e, portanto também na geofísica. Isto porque a propagação das ondas sísmicas nas rochas se dá através da deformação elástica das partículas do meio durante sua passagem, e por este motivo depende dos parâmetros elásticos dos materiais, que por sua vez são obtidos através de relações entre tensões e deformações (Lowrie, 2007). Os parâmetros elásticos que serão descritos adiante estão correlacionados entre si, e com as velocidades sísmicas e a densidade dos materiais. Estas relações podem ser verificadas através da figura (2.3)

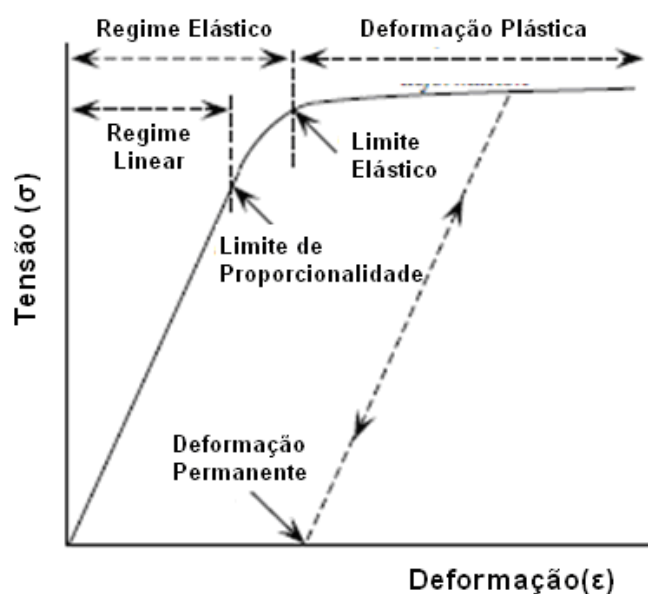


Figura 2.2: Gráfico Tensão x Deformação. (Fonte: Modificado de Lowrie, 2007)

Partindo para o caso tridimensional, quando uma força é aplicada a um dado material, esta pode ser dividida nas componentes (x,y,z), sendo que a mesma é aplicada numa superfície tendo, portanto a sua orientação definida em relação ao vetor normal à esta superfície. A notação utilizada para descrever as direções e sentidos das tensões (σ) e deformações (ϵ) em um prisma quadrado, adota que o primeiro índice remete a direção da aplicação da força, e o segundo a direção do vetor normal ao plano da superfície em que a força é aplicada. Considerando

Young's modulus, E	Poisson's ratio, σ	Bulk modulus, k	Shear modulus, μ	Lamé constant, λ	P -wave velocity, α	S -wave velocity, β	Velocity ratio, β/α
(E, σ)		$\frac{E}{3(1-2\sigma)}$	$\frac{E}{2(1+\sigma)}$	$\frac{E\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$	$\left[\frac{E(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)\rho}\right]^{1/2}$	$\left[\frac{E}{2(1+\sigma)\rho}\right]^{1/2}$	$\left[\frac{1-2\sigma}{2(1-\sigma)}\right]^{1/2}$
(E, k)	$\frac{3k-E}{6k}$		$\frac{3kE}{9k-E}$	$3k\left(\frac{3k-E}{9k-E}\right)$	$\left[\frac{3k(3k+E)}{\rho(9k-E)}\right]^{1/2}$	$\left[\frac{3kE}{(9k-E)\rho}\right]^{1/2}$	$\left(\frac{E}{3k+E}\right)^{1/2}$
(E, μ)	$\frac{E-2\mu}{2\mu}$	$\frac{\mu E}{3(3\mu-E)}$		$\mu\left(\frac{E-2\mu}{3\mu-E}\right)$	$\left[\frac{\mu(4\mu-E)}{(3\mu-E)\rho}\right]^{1/2}$	$\left(\frac{\mu}{\rho}\right)^{1/2}$	$\left(\frac{3\mu-E}{4\mu-E}\right)^{1/2}$
(σ, k)	$3k(1-2\sigma)$		$\frac{3k}{2}\left(\frac{1-2\sigma}{1+\sigma}\right)$	$3k\left(\frac{\sigma}{1+\sigma}\right)$	$\left[\frac{3k(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)}\right]^{1/2}$	$\left[\frac{3k}{2\rho}\left(\frac{1-2\sigma}{1+\sigma}\right)\right]^{1/2}$	$\left[\frac{1-2\sigma}{2(1-\sigma)}\right]^{1/2}$
(σ, μ)	$2\mu(1+\sigma)$	$\frac{2\mu(1+\sigma)}{3(1-2\sigma)}$		$\mu\left(\frac{2\sigma}{1-2\sigma}\right)$	$\left[\left(\frac{2\mu}{\rho}\right)\left(\frac{1-\sigma}{1-2\sigma}\right)\right]^{1/2}$	$\left(\frac{\mu}{\rho}\right)^{1/2}$	$\left[\frac{1-2\sigma}{2(1-\sigma)}\right]^{1/2}$
(σ, λ)	$\lambda\frac{(1+\sigma)(1-2\sigma)}{\sigma}$	$\lambda\left(\frac{1+\sigma}{3\sigma}\right)$	$\lambda\left(\frac{1-2\sigma}{2\sigma}\right)$		$\left[\left(\frac{\lambda}{\rho\sigma}\right)(1-\sigma)\right]^{1/2}$	$\left[\frac{\lambda}{\rho}\left(\frac{1-2\sigma}{2\sigma}\right)\right]^{1/2}$	$\left[\frac{1-2\sigma}{2(1-\sigma)}\right]^{1/2}$
(k, μ)	$\frac{9k\mu}{3k+\mu}$	$\frac{3k-2\mu}{2(3k+\mu)}$		$k-2\mu/3$	$\left(\frac{k+4\mu/3}{\rho}\right)^{1/2}$	$\left(\frac{\mu}{\rho}\right)^{1/2}$	$\left(\frac{\mu}{k+4\mu/3}\right)^{1/2}$
(k, λ)	$9k\left(\frac{k-\lambda}{3k-\lambda}\right)$	$\frac{\lambda}{3k-\lambda}$	$\frac{3}{2}(k-\lambda)$		$\left(\frac{3k-2\lambda}{\rho}\right)^{1/2}$	$\left[\frac{3(k-\lambda)}{2\rho}\right]^{1/2}$	$\left[\frac{1}{2}\left(\frac{k-\lambda}{k-2\lambda/3}\right)\right]^{1/2}$
(μ, λ)	$\mu\left(\frac{3\lambda+2\mu}{\lambda+\mu}\right)$	$\frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$	$\lambda+\frac{2}{3}\mu$		$\left(\frac{\lambda+2\mu}{\rho}\right)^{1/2}$	$\left(\frac{\mu}{\rho}\right)^{1/2}$	$\left(\frac{\mu}{\lambda+2\mu}\right)^{1/2}$
(α, β)	$\rho\beta^2\left(\frac{3\alpha^2-4\beta^2}{\alpha^2-\beta^2}\right)$	$\frac{\alpha^2-2\beta^2}{2(\alpha^2-\beta^2)}$	$\rho\left(\alpha^2-\frac{4}{3}\beta^2\right)$	$\rho\beta^2$	$\rho(\alpha^2-2\beta^2)$		

Figura 2.3: Relações entre os parâmetros elásticos e velocidades sísmicas. (Fonte: Sheriff e Geldart (1983))

um prisma quadrado, uma força aplicada na direção da normal a uma dada superfície produz uma tensão normal, ou longitudinal. No entanto, uma força com mesma direção aplicada perpendicularmente aos outros dois vetores normais às superfícies gera tensões cisalhantes (Figura 2.4).

MÓDULO DE YOUNG

Cada tensão aplicada numa dada direção promove uma deformação proporcional nesta mesma direção. Esta definição resume o Módulo de Young (E), que representa para cada direção, a razão entre a tensão (Equação 2.10) e deformação (Equação 2.11) longitudinais (Figura 2.5).

$$\sigma = \frac{F}{A} \quad (2.10)$$

Onde, F é a força aplicada, A a área da seção transversal e σ a tensão longitudinal.

$$\epsilon = \frac{\Delta L}{L} \quad (2.11)$$

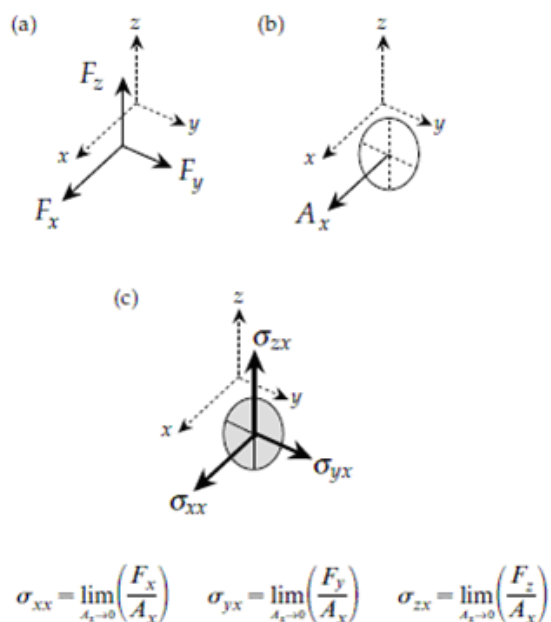


Figura 2.4: a) Componentes da força aplicada ao material; b) representação do vetor normal à superfície; c) Tensão normal, paralela ao vetor normal à superfície, e tensões cisalhantes transversais ao vetor normal à superfície. Por fim as equações que descrevem cada tensão, onde o primeiro índice representa a direção da força aplicada e o segundo a direção do vetor normal à superfície. (Fonte: Lowrie, 2007)

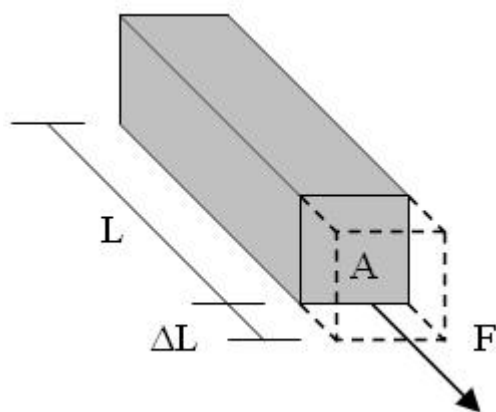


Figura 2.5: Esquema representando a relação entre a tensão e a deformação relacionada ao Módulo de Young. (Fonte: Lowrie, 2007)

Sendo que L é o comprimento, ΔL a variação do comprimento causada pela aplicação da força e ϵ a deformação longitudinal, pode-se obter o Módulo de Young pela seguinte expressão, no caso de meios isotrópicos:

$$E = \frac{\sigma_{xx}}{\epsilon_{xx}} = \frac{\sigma_{yy}}{\epsilon_{yy}} = \frac{\sigma_{zz}}{\epsilon_{zz}} \quad (2.12)$$

MÓDULO DE CISALHAMENTO

De forma análoga ao Módulo de Young que representa a relação entre as tensões e deformações longitudinais, o Módulo de Cisalhamento ou *Shear Modulus* (μ) é definido como a metade da razão entre a tensão e a deformação cisalhantes (Figura 2.6).

$$\mu = \frac{\sigma_{xy}}{2\epsilon_{xy}} = \frac{\sigma_{yx}}{2\epsilon_{yx}}; \mu = \frac{\sigma_{yz}}{2\epsilon_{yz}} = \frac{\sigma_{zy}}{2\epsilon_{zy}}; \mu = \frac{\sigma_{zx}}{2\epsilon_{zx}} = \frac{\sigma_{xz}}{2\epsilon_{xz}} \quad (2.13)$$

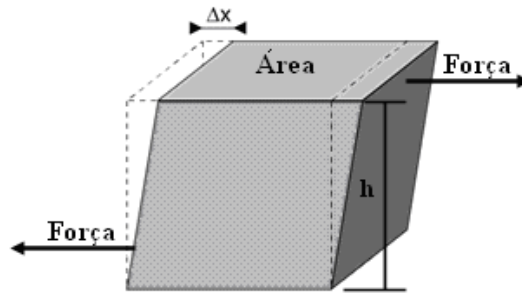


Figura 2.6: Esquema representando a relação tensão x deformação associada ao Módulo de Cisalhamento

MÓDULO DE COMPRESSIBILIDADE VOLUMÉTRICA

O Módulo de Compressibilidade Volumétrica ou *Bulk Modulus* (K) está relacionado com a chamada dilatação do material em condição de pressão hidrostática, o que significa que as componentes de tensão cisalhantes no material são iguais a zero. A dilatação é a soma das componentes longitudinais da deformação, e o Módulo de Compressibilidade Volumétrica é a razão entre a pressão hidrostática e a dilatação (Equações 2.14 a 2.16). Este parâmetro pode também ser representado como compressibilidade, que é equivalente ao inverso do Módulo de Compressibilidade Volumétrica (Figura 2.7).

$$K = \frac{-\Delta P}{\frac{\Delta V}{V}} \quad (2.14)$$

Onde ΔV é a variação no volume, V o volume total, ΔP a variação na pressão, e a razão entre ΔV e V , é a dilatação.

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -\Delta P \quad (2.15)$$

No qual σ_{xx} , σ_{yy} e σ_{zz} equivalem às deformações longitudinais nas direções x, y e z ,

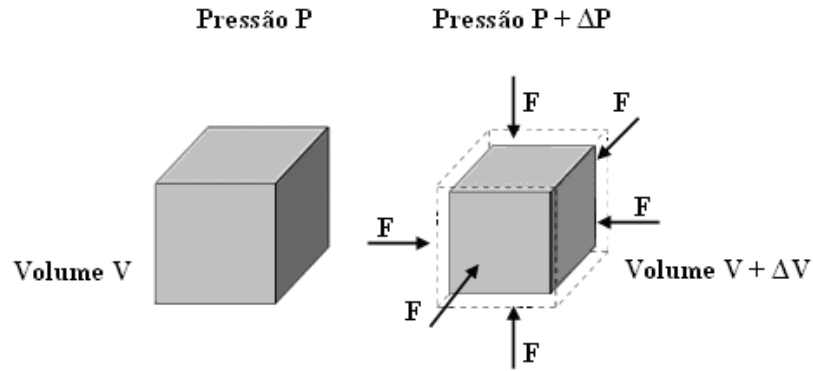


Figura 2.7: Esquema representativo do Módulo de Compressibilidade Volumétrica

respectivamente.

$$\epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz} = \frac{\Delta V}{V} \quad (2.16)$$

RAZÃO DE POISSON

Quando um material elástico sofre uma tensão numa dada direção, ocorre uma deformação longitudinal. No entanto, deformações em direções transversais à direção da força aplicada também ocorrem e estão relacionadas com a deformação sofrida na direção longitudinal (Figura 2.8) como descrito na equação (2.17). Esta relação é dada pela razão de Poisson (ν) (Figura 2.8). Os valores para a razão de Poisson variam de zero a 0,5, sendo mínimo quando não há deformação transversal e máximo quando não há alteração no volume do material, como por exemplo, em fluidos incompressíveis.

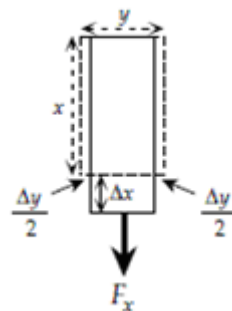


Figura 2.8: Esquema da relação tensão-deformação relacionada à razão de Poisson. (Fonte: Lowrie, 2007)

$$\nu = -\frac{\epsilon_{yy}}{\epsilon_{xx}} = -\frac{\epsilon_{zz}}{\epsilon_{xx}} \quad (2.17)$$

2.1.9 VELOCIDADES SÍSMICAS

Os dois principais tipos de onda nos estudos sísmicos voltados para exploração de hidrocarbonetos, bem como utilizados nos modelos de física de rochas são as chamadas ondas compressoriais e ondas cisalhantes. Estas ondas podem ser definidas a partir do movimento das partículas do meio durante a passagem de cada uma delas. Durante a propagação de uma onda compressional as partículas do meio se deslocam paralelamente a direção de propagação da onda, enquanto no caso da onda cisalhante ocorre um movimento das partículas numa direção transversal à direção de sua propagação (Figura 2.9). Utiliza-se também a nomenclatura de ondas primárias ou P para as ondas compressoriais e ondas secundárias ou S para ondas cisalhantes, já que a velocidade de propagação de uma onda P (V_P) em um dado meio será sempre maior do que a velocidade de uma onda S (V_S) no mesmo meio. Tais velocidades podem ser escritas em função das constantes elásticas supracitadas conforme apresentado nas equações 2.18 e 2.19. Em fluidos não há resistência às tensões cisalhantes e, portanto, não ocorre propagação de ondas cisalhantes neles, de forma que suas velocidades compressoriais são dadas pela equação (2.20).

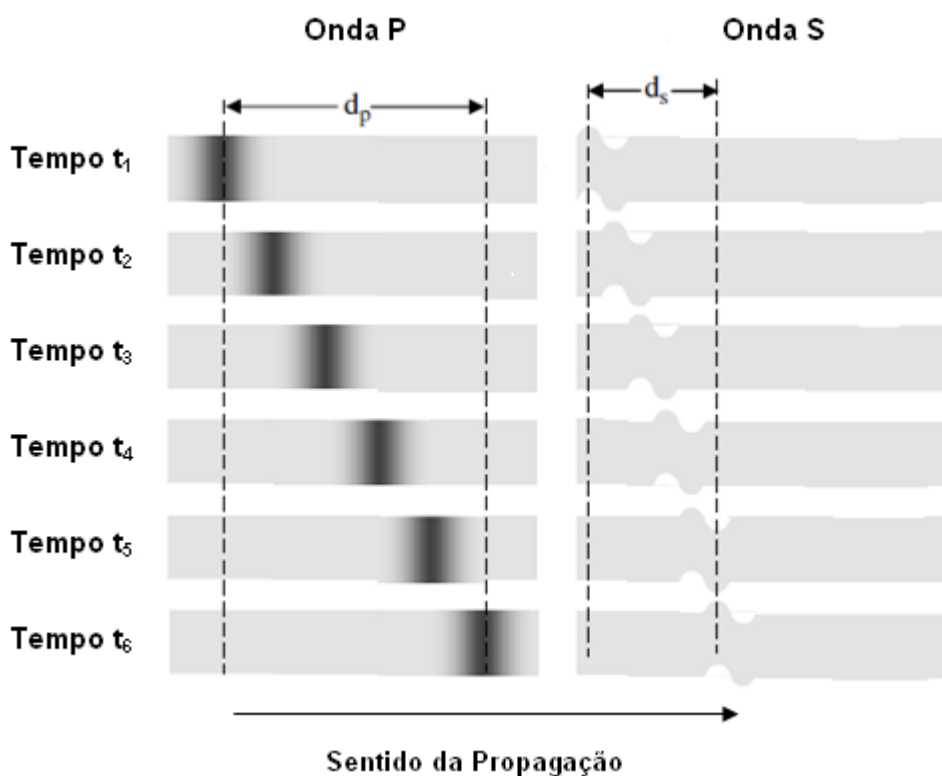


Figura 2.9: Representação do movimento das partículas durante a passagem das ondas P e S, sendo que d_P e d_S são, respectivamente, as distâncias percorridas pelas ondas P e S. (Fonte: Modificado de Gadallah *et al.* (2008))

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4\mu}{3}}{\rho}} \quad (2.18)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.19)$$

$$V_{Pf} = \sqrt{\frac{K}{\rho_{fl}}} \quad (2.20)$$

2.2 MÉTODOS PARA APROXIMAÇÃO DE CURVAS

2.2.1 MÉTODO DOS MÍNIMOS QUADRADOS

O método dos mínimos quadrados é uma ferramenta que busca ajustar uma função à um certo conjunto de dados. Este ajuste é feito, de forma a minimizar o quadrado da diferença entre os valores estimados pelo método e os valores observados. Esta diferença recebe o nome de resíduo. A solução para encontrar os coeficientes provê uma estimativa que minimiza os erros do quadrado dos resíduos, independentemente da distribuição destes erros. No entanto, as melhores estimativas dos coeficientes são obtidas quando os erros são independentes e não correlacionados entre si, o que significa que possuem um comportamento aleatório e uma distribuição gaussiana (Draper e Smith, 1998).

REGRESSÃO LINEAR

O modelo linear ajustado pelo método dos mínimos quadrados, tem a forma:

$$Y = X\beta + \epsilon \quad (2.21)$$

Onde Y é o vetor ($n \times 1$) dos n dados observados da variável a ser representada, X é a matriz ($n \times p$) dos n dados observados das p variáveis que influenciam a variável Y , β ($p \times 1$) é o vetor dos p coeficientes que ajustam a função aos dados, e ϵ é o vetor ($n \times 1$) dos erros sobre os n dados.

Portanto, a soma dos quadrados dos erros é dada por:

$$\epsilon'\epsilon = (Y - X\beta)'(Y - X\beta) \quad (2.22)$$

$$\epsilon'\epsilon = Y'Y - Y'X\beta - X'\beta'Y + X'\beta'X\beta \quad (2.23)$$

onde,

$$X'\beta'Y = Y'X\beta \quad (2.24)$$

logo,

$$\epsilon'\epsilon = Y'Y - 2X'\beta'Y + X'\beta'X\beta \quad (2.25)$$

A estimativa dos coeficientes minimizados através do método dos mínimos quadrados é obtida pela derivada da equação 2.25 em relação à β :

$$\frac{\partial \epsilon'\epsilon}{\partial \beta} = -2X'Y + 2\beta X'X = 0 \quad (2.26)$$

então,

$$\beta = \frac{X'Y}{X'X} \quad (2.27)$$

REGRESSÃO NÃO-LINEAR

Os modelos não-lineares são todos aqueles que não estão sob a forma descrita anteriormente de modelos lineares (Equação 2.21). A solução destes é, em geral, mais complexa e tipicamente requer a utilização de métodos iterativos para a obtenção dos coeficientes minimizados. Uma alternativa interessante para a regressão de modelos não-lineares é buscar artifícios que sejam capazes de enquadrar o modelo na forma linear como apresentado pelas equações (2.28 e 2.29), onde Y varia exponencialmente, mas $\ln Y$ de forma linear, sendo que estes modelos são denotados como modelos intrinsecamente lineares. No entanto, a utilização desta técnica nem sempre é possível, e os modelos nos quais não podem ser representados de forma linear são chamados de intrinsecamente não-lineares, como o modelo exposto na equação (2.30) (Draper e Smith, 1998).

$$Y = \exp(\theta_1 + \theta_2 t + \epsilon) \quad (2.28)$$

$$\ln Y = \theta_1 + \theta_2 t + \epsilon \quad (2.29)$$

$$Y = \frac{\theta_1}{\theta_1 - \theta_2} [e^{-\theta_2 t} - e^{-\theta_1 t}] + \epsilon \quad (2.30)$$

Portanto a regressão não-linear baseia-se em:

$$Y = f(\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k; \theta_1, \theta_2, \dots, \theta_p) + \epsilon = f(\xi, \theta) + \epsilon \quad (2.31)$$

ou

$$E(Y) = f(\xi, \theta) \quad (2.32)$$

Considerando n observações e $u = 1, 2, \dots, n$, então:

$$Y_u = f(\xi_{1u}, \xi_{2u}, \dots, \xi_{ku}; \theta_{1u}, \theta_{2u}, \dots, \theta_{pu}) + \epsilon_u = f(\xi_u, \theta) + \epsilon_u \quad (2.33)$$

Portanto, a soma do quadrado dos erros para modelos não-lineares é dada por:

$$S\theta = \sum_{u=1}^n [Y_u - f(\xi_u, \theta)]^2 \quad (2.34)$$

Derivando a equação (2.34) em relação à θ têm-se a estimativa de $\hat{\theta}$ por mínimos quadrados:

$$\frac{\partial S\theta}{\partial \theta} = \sum_{u=1}^n [Y_u - f(\xi_u, \hat{\theta})] \left[\frac{\partial f(\xi_u, \theta)}{\partial \theta_i} \right]_{\theta=\hat{\theta}} = 0 \quad (2.35)$$

Em alguns casos, além da obtenção da equação para o cálculo dos coeficientes, é recomendada a aplicação de um método iterativo para obter uma melhor estimativa dos coeficientes. Porém, neste trabalho este assunto não será prolongado além deste ponto.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DE FÍSICA DE ROCHAS

Esta parte do trabalho é reservada para a apresentação de conceitos inseridos na teoria de física de rochas que, de alguma forma, fundamentam o entendimento das relações entre as propriedades físicas das rochas. De forma introdutória, são descritos, de maneira sucinta, os tipos de modelos existentes neste campo de estudo. Adicionalmente são apresentadas algumas formulações importantes que buscam compreender o comportamento de algumas propriedades físicas dos materiais porosos, como as rochas sedimentares, que são o principal alvo deste estudo. Entre estas formulações estão as teorias de limites elásticos, e outras análises que apoiam-se nela, além da teoria da substituição de fluidos, que parte dos conhecimentos em física de rochas e estende-se até as análises de AVO.

3.1 CLASSIFICAÇÃO DOS MODELOS EM FÍSICA DE ROCHAS

Modelos de física de rochas, principalmente no contexto da exploração de hidrocarbonetos, são utilizados para correlacionar propriedades das formações, medidas através de geofísica de poço e em laboratório, com as informações obtidas pelo método sísmico. O objetivo é obter uma análise qualitativa e quantitativa das propriedades dos reservatórios e dos fatores que envolvem seus comportamentos. Com a evolução do entendimento sobre os fatores que controlam estas propriedades, os modelos atuam de maneira cada vez mais eficiente e realista na simulação de cenários hipotéticos para a resposta dos parâmetros elásticos às variações de propriedades, como na substituição de fluidos que será melhor explicada mais adiante. Os modelos de física de rochas são capazes também de extrair características que vão além dos parâmetros elásticos, fornecendo informações que ajudam a descrever propriedades como a textura, a cimentação e até a permeabilidade.

A parametrização do comportamento de propriedades físicas das rochas requer a utiliza-

ção de modelos matemáticos. No entanto, não é possível adotar, no desenvolvimento destes modelos, todos os fatores que afetam uma dada propriedade. Portanto, usualmente, é determinado o parâmetro, ou a combinação destes, que influenciam mais intensamente a variação da propriedade física estudada, para então, se trabalhar no desenvolvimento do modelo matemático a fim de quantificar a contribuição dos parâmetros escolhidos na variação da propriedade física de interesse (Augusto e Martins, 2009). Outra possível abordagem utilizada acerca dos modelos matemáticos é a escolha de parâmetros, sem necessariamente utilizar o mais importante, a fim de compreender a dependência entre propriedades específicas. Como exemplo de modelos gerados a partir de uma seleção de parâmetros, pode-se citar algumas equações utilizadas na predição de velocidades sísmicas, como a equação de tempo-médio de Wyllie *et al.* (1956), que define a velocidade da onda compressional em função da porosidade, da composição mineral e do fluido; a equação empírica de Han *et al.* (1986), que inclui o conteúdo de argila como um importante fator na estimativa das velocidades sísmicas em arenitos; e a equação empírica obtida por Gardner *et al.* (1974) que relaciona velocidade da onda compressional ou primária, V_P , à densidade para rochas sedimentares *in-situ*. Em suma, os modelos de física de rochas podem ser divididos em quatro grupos principais seguindo as definições de Avseth *et al.* (2010): modelos teóricos; modelos de preenchimento de limites; modelos heurísticos e modelos empíricos.

O tópico sobre modelos de física de rochas é um vasto campo de estudo que tem se mantido em constante desenvolvimento e que abrange desde técnicas de fácil implementação até técnicas complexas que requerem a utilização de equipamentos modernos. Por este motivo não seria possível se aprofundar em todos os modelos propostos até o presente momento. Neste trabalho foram selecionados alguns modelos bem consolidados e amplamente divulgados na literatura, no entanto nesta seção será apresentada apenas uma visão geral sobre os principais tipos de modelos, enquanto uma abordagem mais detalhada sobre os que serão importantes no prosseguimento deste trabalho será apresentada mais adiante.

3.1.1 MODELOS TEÓRICOS

Existem diferentes tipos de modelos teóricos e segundo a classificação descrita por Avseth *et al.* (2010), enquadram-se nesta lista:

Modelos de *displacement discontinuity*, que são de maneira geral, uma forma de aproximar o comportamento elástico de rochas que possuem uma família de fraturas alinhadas numa direção preferencial. Para isso o modelo é gerado de forma que as fraturas são representadas por planos de dimensões infinitesimais com deslocamento descontínuo;

Modelos computacionais, que utilizam métodos numéricos para modelar o comportamento do material, a partir de um *grid* para que representam a geometria de grãos e poros. Para a aplicação destes modelos, não é necessário um conhecimento prévio, ou suposições, acerca de parâmetros como a distribuição e forma dos elementos que formam a rocha, já que estes são obtidos a partir de análise de lâminas ou tomografia computadorizada, gerando imagens tridimensionais.

Modelos de contato, que tratam a rocha como um conjunto de grãos em contato de forma a extrair as propriedades elásticas da rocha através da capacidade de deformação dos grãos na região na qual estes se tocam. No entanto, existe uma grande dificuldade de reproduzir parâmetros como a forma dos grãos, variação de seus tamanhos, a quantidade de contatos por grão e a distribuição de tensões para um volume de rocha. Muitos trabalhos voltados para esta vertente se baseiam na solução para o comportamento elástico de duas esferas em contato de Hertz-Mindlin. Adicionalmente existem técnicas desenvolvidas para suprir casos como os de ocorrência de cimentação entre os grãos (Avseth *et al.*, 2010).

Modelos de inclusão, que partem do pressuposto que os materiais rochosos se comportam como um material elástico e que são constituídos por cavidades envoltas de uma matriz sólida. Estas cavidades impostas ao modelo são chamadas de inclusões e são mais comumente representadas por formas elipsoidais. No entanto, sabe-se que a microgeometria dos poros em uma rocha é dotada de uma alta complexidade, que torna sua representação em forma de modelos uma tarefa complicada. Esta questão, na qual ocorre a dificuldade de representação da disposição real dos espaços porosos de uma rocha em um modelo, é onde se define a principal limitação dos modelos de inclusão (Avseth *et al.*, 2005, 2010).

Modelos de limites, que neste trabalho serão representados pelos limites de Voigt- Reuss (VR) e Hashin-Shtrikman (HS) representam uma faixa de valores possíveis para os limites elásticos, podendo ser transformados em limites de velocidade, de um dado material composto por uma mistura de constituintes em função da porosidade. Apesar de não fornecerem um valor único para os módulos elásticos, basicamente, Módulo de Compressibilidade Volumétrica e Módulo de Cisalhamento, os limites permitem algumas interpretações acerca dos dados, de acordo com seu posicionamento entre as curvas que representam os valores mínimos e máximos.

Modelos de transformação praticamente não exigem informações prévias sobre a geometria dos grãos e poros. Em sua maioria, os modelos de transformação são baseados nas equações de Gassmann (1951), e através dos valores de V_P e V_S da rocha em uma dada condição de saturação são obtidas as variações nas velocidades para diferentes casos de distribuição da fração

de fluidos. Existem diferentes modelos de transformação, tais como os que adotam um conceito totalmente independente da geometria (Berryman e Milton, 1991; Mavko *et al.*, 1995; Avseth *et al.*, 2010)

Este trabalho, no âmbito dos modelos teóricos, será focado na teoria de limites, enfatizando os limites de Voigt-Reuss e Hashin-Shtrikman, além dos modelos de transformação como as equações de Gassmann (1951) e seus métodos derivados.

3.1.2 MODELOS DE PREENCHIMENTO DE LIMITES

Estes modelos são baseados na geração de famílias de curvas que se posicionam entre os limites elásticos superiores e inferiores, e que podem ser utilizados para obter estimativas relacionadas ao comportamento elástico dos materiais (Avseth *et al.*, 2010). Dentre estes métodos pode-se citar os limites modificados (Voigt-Reuss e Hashin-Shtrikman), o *Bounding Average Method* (BAM) para substituição de fluidos, normalmente recomendável para altas frequências, e o chamado *Isoframe Model* para estimar os módulos elásticos de grãos consolidados com adição de grãos em estado de suspensão. Porém todos estes modelos incluem de alguma forma conceitos heurísticos (Avseth *et al.*, 2010).

3.1.3 MODELOS HEURÍSTICOS

Os modelos heurísticos ou pseudo-teóricos são definições intuitivas que procuram explicar a relação entre parâmetros sem que seja necessária uma comprovação física ou matemática. Deste modo, estes modelos não se configuram como os mais precisos, sendo apenas uma aproximação baseada em conceitos mais subjetivos, observações ou resultados. Exemplos clássicos de modelos heurísticos encontrados em física de rochas são as equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980) que correlacionam V_P com a porosidade. Como será exposto nas seções seguintes, estas equações são bastante similares e seguem basicamente o mesmo conceito (Avseth *et al.*, 2010).

3.1.4 MODELOS EMPÍRICOS

Os modelos empíricos não necessitam de uma descrição teórica aprofundada, que não seja em relação ao método de regressão utilizado para ajustar a equação aos dados experimentais e quanto à metodologia aplicada na obtenção dos dados. A parametrização destes modelos é sempre baseada numa primeira etapa de modelagem para a determinação do comportamento da

função e é seguida por uma etapa de calibração dos dados à função escolhida. Esta segunda etapa tem como intuito gerar os parâmetros que melhor acomodam os dados no tipo de função que representa o seu comportamento (Avseth *et al.*, 2010).

O que se espera das relações obtidas empiricamente, é que apenas representem bem, conjuntos de dados com características semelhantes aos dados que originaram as relações através de um método de regressão. Portanto, estas relações não devem ser utilizadas em conjuntos de dados com características distintas daqueles que serviram de base para a obtenção do modelo. No entanto, em alguns casos, até mesmo conjuntos de dados que apresentam características semelhantes às características fundamentais dos dados originais, apresentam tendências diferentes das descritas pelas equações empíricas. Devido a este fato é recomendável que sejam totalmente compreendidas as características que cada modelo empírico visa representar, e que estes sejam utilizados com cautela (Avseth *et al.*, 2005).

Mais adiante serão apresentadas de maneira mais aprofundada algumas das mais importantes relações empíricas aplicadas à estudos de física de rochas. Dentre elas, estão as equações de Gardner *et al.* (1974) e Castagna e Backus (1993) que relacionam a velocidade compressional com a densidade; Tosaya (1982), Castagna *et al.* (1985) e Han *et al.* (1986), que relacionam velocidades sísmicas em arenitos com a porosidade e o conteúdo de argila presente nas rochas; a importância da pressão efetiva nas relações entre velocidade e porosidade; o efeito da permeabilidade; as equações que estimam a relação entre V_P e V_S ; além de como as propriedades dos fluidos podem variar de acordo com as condições de pressão e temperatura *in-situ*.

3.2 LIMITES ELÁSTICOS

Os limites elásticos consistem em uma forma de representação dos valores máximos e mínimos do comportamento elástico de um material, representados pelos limites superior e inferior, respectivamente. O módulo elástico efetivo de uma mistura de materiais como, por exemplo, uma rocha saturada, em teoria, estará sempre posicionado entre os limites inferior e superior. O espaçamento entre os limites é totalmente dependente da diferença entre o comportamento elástico dos elementos que compõem o material. No entanto, o valor exato do módulo elástico da rocha vai depender principalmente da geometria dos constituintes (Nur *et al.*, 1998; Avseth *et al.*, 2005). Os limites mais utilizados, e dos quais são derivadas outras inúmeras técnicas, são os limites de Voigt-Reuss (VR) e os limites de Hashin-Shtrikman (HS). A utilização destes limites para o entendimento do comportamento elástico de rochas saturadas têm se mantido como uma importante ferramenta ao longo dos anos.

Uma das principais razões para isto se deve ao fato da teoria que envolve a determinação dos limites elásticos de uma dada mistura de constituintes ser considerada praticamente independente de aproximações e definições idealizadas, exceto por se apoiar na premissa de que as rochas apresentam um comportamento elástico. Para a determinação dos limites elásticos de um material, é necessário apenas obter a fração do volume e os módulos elásticos de cada um dos elementos que o constituem. Portanto, não é necessário incluir nenhuma informação sobre a geometria dos constituintes, o que permite uma maior facilidade em sua aplicação (Nur *et al.*, 1998; Avseth *et al.*, 2005, 2010). A teoria dos limites pode ser aplicada às velocidades, ao invés dos módulos elásticos, sendo que esta permuta entre eles pode ser facilmente executada a partir das equações (2.18) e (2.19). Outro importante fator positivo a ser citado acerca dos limites elásticos é que foram identificadas tendências de comportamento dos dados, entre estes limites, relacionadas aos processos geológicos que atuaram nas rochas (Avseth *et al.*, 2005, 2010).

3.2.1 LIMITES DE VOIGT-REUSS (VR)

Segundo Avseth *et al.* (2005) "Não há na natureza uma forma de se construir uma mistura de constituintes (ou seja, uma rocha) que seja elasticamente mais rígida do que a média aritmética simples dos módulos elásticos de seus constituintes, dado pelo limite de Voigt." Em contrapartida, "Não há na natureza uma forma de se construir uma mistura de constituintes que seja mais macia do que a média harmônica dos módulos elásticos de seus constituintes, dado pelo limite de Reuss." É importante observar, que a média harmônica nunca é maior do que a média aritmética. O limite de Voigt é obtido considerando que a deformação em todos os componentes da mistura é uniforme, sendo então chamado de sistema de iso-deformação. Já o limite de Reuss mostra que a tensão é igualmente distribuída nos componentes da mistura, representando um sistema de iso-pressão (Figura 3.1). A representação dos limites de Voigt-Reuss de um material através da média aritmética e da média harmônica dos módulos elásticos dos seus constituintes é apresentada respectivamente nas equações (3.1 e 3.2), onde f_i é a fração do volume do i -ésimo constituinte, M_i o módulo elástico do i -ésimo constituinte, n o número total de constituintes e M_V e M_R são os valores dos limites de Voigt e Reuss, respectivamente, de forma que M pode representar tanto o Módulo de Cisalhamento, quanto o Módulo de Compressibilidade Volumétrica.

$$M_V = \sum_{i=1}^n f_i M_i \quad (3.1)$$

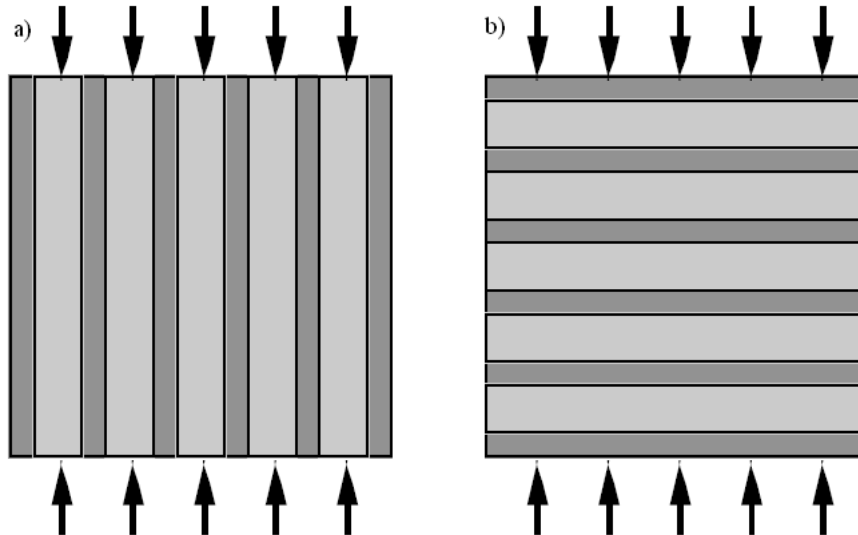


Figura 3.1: Ilustração dos sistemas de: a) iso-deformação representando o limite de Voigt ; b) iso-pressão representando o limite de Reuss.

$$\frac{1}{M_R} = \sum_{i=1}^n \frac{f_i}{M_i} \quad (3.2)$$

O limite de Reuss representa com bastante precisão, os sedimentos em suspensão, pois estes são classificados como sistemas no qual os grãos sólidos estão totalmente envolvidos por um fluido. Deste modo, os fluidos suportam todas as tensões, e a pressão é hidrostática e uniforme, apresentando, então, o que é conhecido como sistema de iso-pressão (Nur *et al.*, 1998). Outro importante dado a ser explicitado, é referente ao comportamento do limite inferior do Módulo de Cisalhamento em situações de mistura entre fases sólidas e fluidas. Neste caso devido ao Módulo de Cisalhamento nos fluidos ser igual a zero, uma vez que os fluidos não apresentam resistência à tensões cisalhantes, o limite inferior repete este comportamento mostrando que o menor valor possível para o Módulo de Cisalhamento efetivo da mistura será sempre zero para porosidades diferentes de zero (Avseth *et al.*, 2005). Na Figura (3.2), estão representados os limites de Voigt-Reuss de uma mistura de dois constituintes, sendo um sólido e outro fluido.

Aproximação de Voigt-Reuss-Hill (VRH)

O modelo de VRH consiste na média aritmética entre os valores do limite superior de Voigt e do limite inferior de Reuss (Equação 3.3). A curva obtida por este modelo visa representar a variação dos módulos elásticos em função da porosidade através de uma média entre os valores possíveis, como pode ser observado na figura (3.2). Esta aproximação tem a vantagem de ser extremamente simples, porém comumente promove resultados grosseiros. Em muitos

casos, especialmente em estudos de reservatórios que requerem informações precisas, este modelo não é aconselhado (Avseth *et al.*, 2010). Boas aproximações através do modelo de VRH podem ser alcançadas em casos onde os constituintes do material possuem características elásticas semelhantes, diferentemente do que acontece em uma rocha porosa saturada por um fluido (Wang, 2001; Avseth *et al.*, 2010). Este conceito da média aritmética entre os limites elásticos pode ser também aplicado aos limites de Hashin-Shtrikman, de maneira que as mesmas desvantagens associadas ao modelo de Voigt-Reuss-Hill são encontradas (Wang, 2001). Quando todos os constituintes da mistura forem fluidos ou os sedimentos estiverem em estado de suspensão, o que significa que estão totalmente envoltos por fluido, a velocidade compressional é dada pela fórmula de Wood. A fórmula de Wood é, na verdade, a equação da onda P em fluidos, utilizando a densidade média e o módulo de compressibilidade volumétrica efetivo da mistura, dado pela média harmônica dos módulos dos constituintes. O limite de Reuss determinará o módulo efetivo do composto (Equação 3.4). Portanto, em misturas de fluidos ou em casos onde os sedimentos estão em estado de suspensão, o módulo de compressibilidade volumétrica pode ser aproximado pelo Limite de Reuss (Ahrens, 1995).

$$M_{VRH} = \frac{M_V + M_R}{2} \quad (3.3)$$

Sendo que M_{VRH} representa a aproximação de Voigt-Reuss-Hill para módulo elástico, M_V o limite de Voigt e M_R o limite de Reuss.

$$V_{Wood} = \frac{K_R}{\rho_{med}} \quad (3.4)$$

Onde V_{Wood} é a velocidade da onda P na mistura, K_R o módulo de compressibilidade efetivo e ρ_{med} a densidade média da mistura.

3.2.2 LIMITES DE HASHIN-SHTRIKMAN

Os limites de Hashin-Shtrikman são os que melhor descrevem uma mistura de materiais com comportamento elástico e isotrópico, pois determinam uma faixa mais estreita entre os possíveis valores máximos e mínimos dos módulos elásticos efetivos (Figura 3.3). No entanto, em casos que incluem um constituinte líquido o limite inferior de HS é igual ao limite de Reuss e, portanto também descreve o módulo efetivo dos fluidos quando não há fases sólidas compondo a mistura (Avseth *et al.*, 2005). As equações (3.5) a (3.9) representam, respectivamente, os limites superiores e inferiores dos módulos de compressibilidade volumétrica.

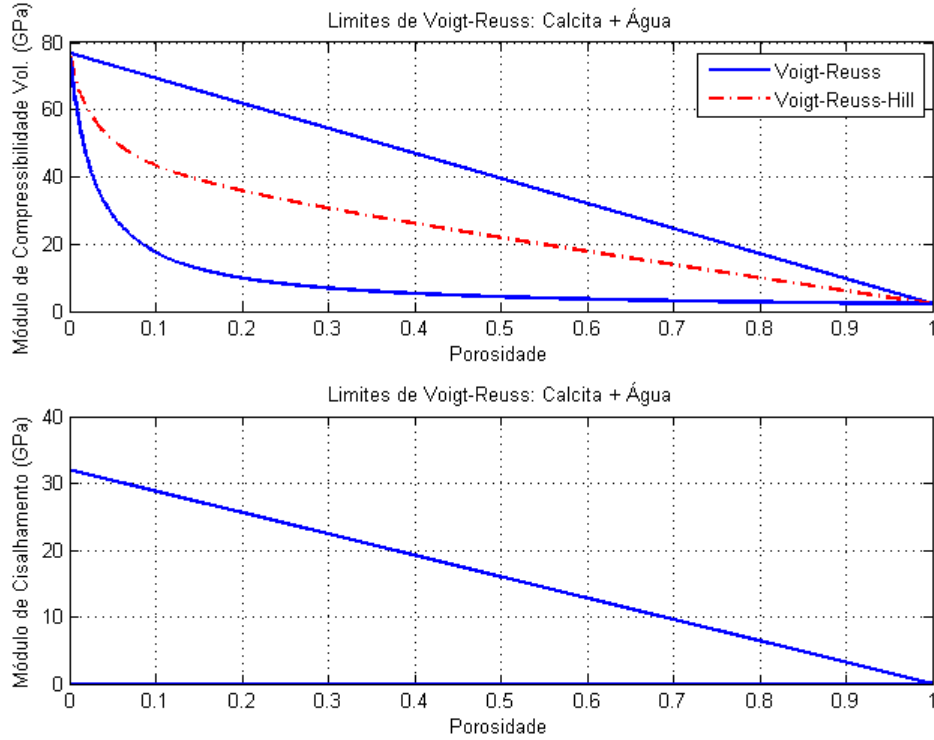


Figura 3.2: Limites de Voigt-Reuss e aproximação de Voigt-Reuss-Hill para os constituintes água ($\mu = 0,0$ GPa e $K = 2,2$ GPa) e calcita ($\mu = 32,0$ GPa e $K = 76,8$ GPa).

$$K_{HS+} = -\frac{4\mu_{max}}{3} + \left[\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{K_i + \frac{4\mu_{max}}{3}} \right) f_i \right]^{-1} \quad (3.5)$$

$$K_{HS-} = -\frac{4\mu_{min}}{3} + \left[\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{K_i + \frac{4\mu_{min}}{3}} \right) f_i \right]^{-1} \quad (3.6)$$

Onde K_{HS+} e K_{HS-} representam os limites superiores e inferiores do módulo de compressibilidade volumétrica, μ_{max} e μ_{min} os maiores e menores valores do módulo de cisalhamento dentre os n constituintes da mistura e K_i e f_i são o módulo de compressibilidade volumétrica e sua respectiva fração do volume total do i -ésimo constituinte.

$$\mu_{HS+} = \Gamma(\zeta(K_{max}, \mu_{max})); \mu_{HS-} = \Gamma(\zeta(K_{min}, \mu_{min})) \quad (3.7)$$

De forma que o limite superior do módulo de cisalhamento μ_{HS+} seja função de μ_{max} e K_{max} , e o limite inferior μ_{HS-} de μ_{min} e K_{min} . Sendo que:

$$\Gamma(Z) = -Z + \left[\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{\mu_i + Z} \right) f_i \right]^{-1} \quad (3.8)$$

Onde Z pode ser obtido substituindo K e μ da equação 3.9 pelos respectivos valores máximos e mínimos dos módulos elásticos dentre os constituintes do material, de acordo com o limite a ser calculado (inferior ou superior) como mostra a equação 3.7.

$$\zeta(K, \mu) = \frac{\mu}{6} \left(\frac{9K + 8\mu}{K + 2\mu} \right) \quad (3.9)$$

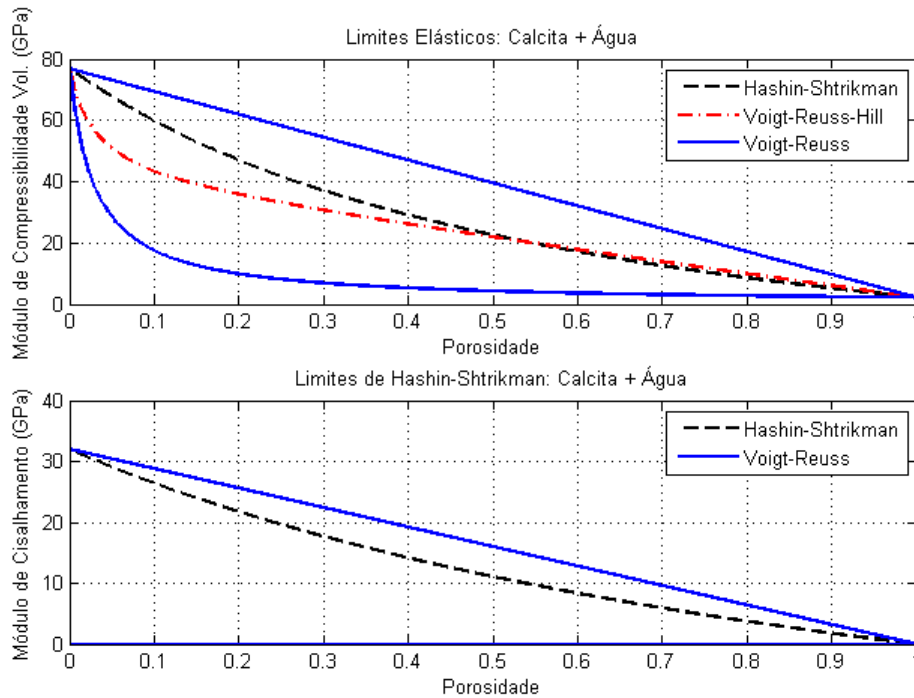


Figura 3.3: Comparação entre os limites de Hashin-Shtrikman e Voigt-Reuss, além da aproximação de Voigt-Reuss-Hill para os constituintes água ($\mu = 0,0$ GPa e $K = 2,2$ GPa) e calcita ($\mu = 32,0$ GPa e $K = 76,8$ GPa).

A figura (3.4) mostra a disposição dos limites (superiores e inferiores) de Hashin-Shtrikman para o módulo de compressibilidade volumétrica e para o módulo de cisalhamento para uma mistura de três constituintes, formados por água, quartzo e calcita. As curvas representam três diferentes razões calcita-quartzo, de maneira que maior será o limite superior de uma dada mistura referente à um módulo elástico, em função da maior concentração do mineral que possua o valor mais elevado deste módulo elástico.

3.3 POROSIDADE CRÍTICA

A porosidade crítica é classificada, de maneira mais simples, como a porosidade do sedimento recém depositado (Nur *et al.*, 1998; Avseth *et al.*, 2005, 2010). Isso significa que valores

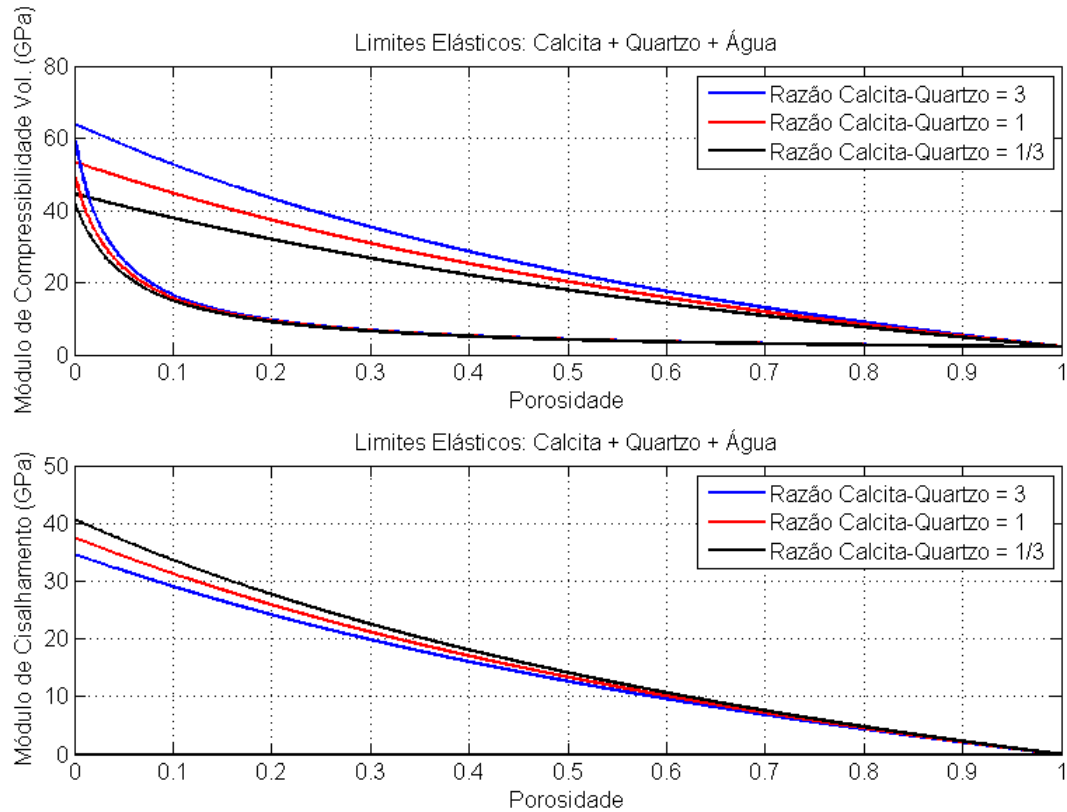


Figura 3.4: Limites de Hashin-Shtrikman para mistura de três constituintes: água ($\mu = 0,0$ GPa e $K = 2,2$ GPa) e calcita ($\mu = 32,0,0$ GPa e $K = 76,8$ GPa) e quartzo ($\mu = 44,0$ GPa e $K = 37,0$ GPa).

acima da porosidade crítica representam os sedimentos em estado de suspensão e, portanto, estão definidos dentro de um sistema de iso-pressão. Os sedimentos em suspensão normalmente ficam distribuídos ao longo do limite de Reuss até uma porosidade mínima, a porosidade crítica. A partir deste ponto passa a ocorrer contato entre os grãos, e conseqüentemente a distribuição de tensões nos grãos é alterada. Esta condição é denominada de sistema de *load-bearing*, e paralelamente a isso, os módulos elásticos do material passam a apresentar uma nova tendência, com uma variação mais abrupta dos módulos elásticos ou das velocidades em função da porosidade (Figura 3.6). Portanto, a distribuição dos dados dentro dos limites pode ser separada em dois domínios. No primeiro domínio, referente aos sedimentos com porosidades acima da porosidade crítica, os módulos elásticos são obtidos a partir do limite de Reuss (Equações 3.2 e 3.11). No segundo domínio, para porosidades inferiores à porosidade crítica, utiliza-se o chamado limite de Voigt modificado (Figura 3.5). O cálculo deste limite é baseado na mistura entre o mineral que compõe a matriz e um constituinte no qual suas velocidades ou módulos elásticos são dados pelo valor de tal propriedade representada pela porosidade crítica no limite inferior (Figura

Tabela 3.1: Faixa de valores referente à porosidade para algumas litologias.(Fonte: Modificado de Nur *et al.* (1998))

Litologia	Porosidade Crítica
Arenitos	0,35 - 0,40
Calcáreos	0,30 - 0,35
Dolomitos	0,30 - 0,35
Rochas Evaporíticas	0,40

3.6), desconsiderando as propriedades do fluido (Equações 3.10 e 3.11). Para esta formulação os valores de densidade não dependem do valor da porosidade crítica e, portanto são calculados da maneira tradicional (Equação 2.6). A porosidade crítica é um valor determinado a partir da mineralogia e do processo de redução de porosidade sofrido pelo material, e a tabela (3.1) mostra os valores relacionados à algumas rochas sedimentares (Nur *et al.*, 1998).

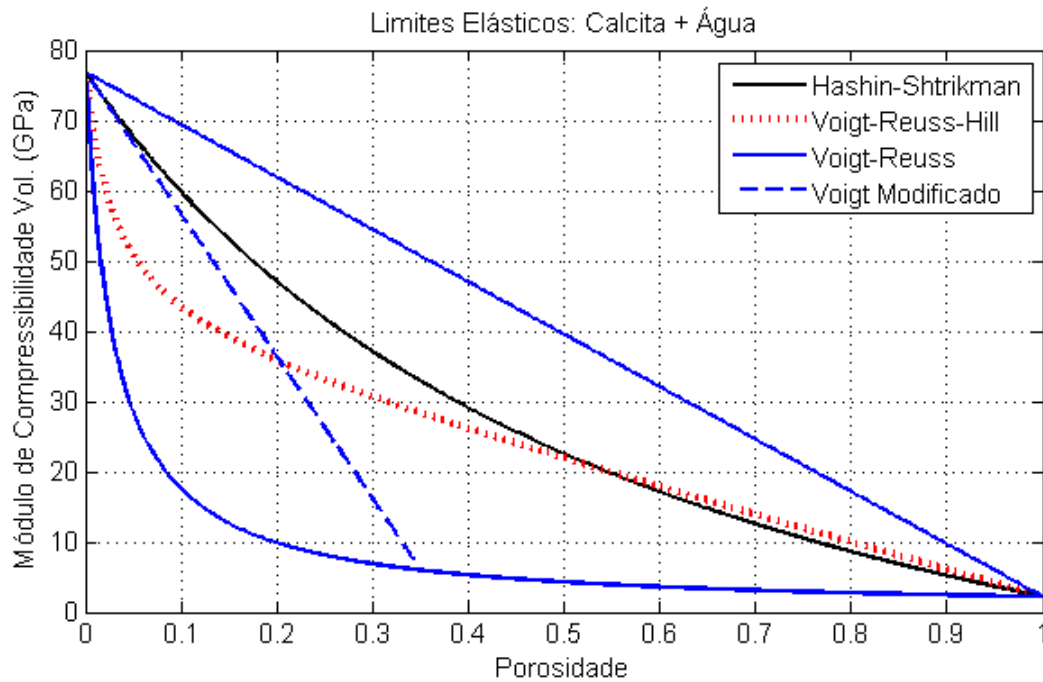


Figura 3.5: Gráfico mostrando o limite de Voigt Modificado para os constituintes água ($\mu = 0,0$ GPa e $K = 2,2$ GPa) e calcita ($\mu = 32,0$ GPa e $K = 76,8$ GPa) considerando a porosidade crítica $\phi_c = 0,35$ em comparação com os limites de VR, HR e a aproximação de VRH.

$$K_V = K_0 \left(1 - \frac{\phi}{\phi_c}\right) + K_c \left(\frac{\phi}{\phi_c}\right) \quad (3.10)$$

$$\mu = 0 \quad (3.11)$$

Onde K_V , K_0 e K_c representam, respectivamente, o limite de Voigt modificado, o mó-

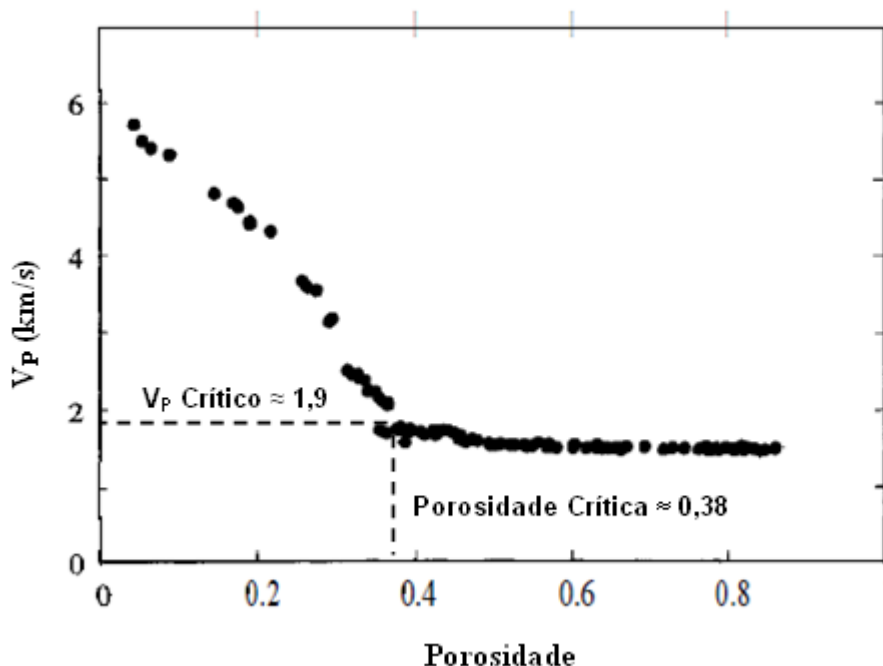


Figura 3.6: Distribuição de velocidades em função da porosidade para amostras de areias e arenitos saturados por salmoura mostrando os dois domínios distintos separados pela porosidade crítica e o valor da velocidade crítica para o cálculo do limite de Voigt modificado (Fonte: Modificado de Nur *et al.* (1998)).

dulo de compressibilidade do mineral e o módulo de compressibilidade volumétrica relacionado à porosidade crítica projetada no limite de Reuss, como exemplificado na figura (3.6), que utiliza os limites em relação à velocidade compressional, ao invés do módulo de compressibilidade. Além disto, tem-se que μ é o módulo de cisalhamento, ϕ é a porosidade e ϕ_c o valor da porosidade crítica.

3.4 TENDÊNCIA DIAGNÉTICA E DEPOSICIONAL

A inclinação da linha de tendência de arenitos no gráfico de velocidade x porosidade depende do processo geológico que controla a porosidade. A variação da porosidade controlada por diagênese (pressão, compactação e cimentação) é representada por uma linha de tendência mais inclinada (*Diagenetic Trend*). A tendência diagênética une os sedimentos recém depositados a uma porosidade crítica, ao ponto que representa o mineral puro no Limite Superior, e, portanto pode ser chamada de Limite Superior Modificado. Em contrapartida, a variação de porosidade controlada por fatores texturais relacionados à sedimentação (selecionamento dos grãos e conteúdo de argila) tende a ser representada por uma linha de tendência mais suave (*Depositional Trend*) (Figura 3.7) (Avseth *et al.*, 2005).

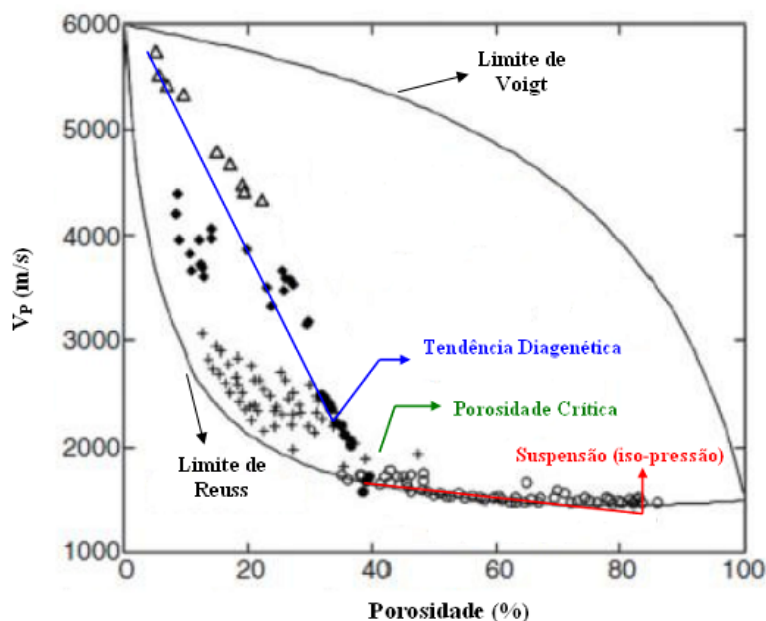


Figura 3.7: Gráfico que apresenta os sedimentos em suspensão acompanhando o limite inferior para porosidades maiores que a porosidade crítica. O conjunto de dados que aproximadamente interliga a porosidade crítica projetada no limite inferior com o ponto mineral, representa a tendência diagenética (Fonte: Modificado de Avseth *et al.* (2010)).

Este conceito da identificação de tendências geológicas no gráfico de velocidade x porosidade expressa em Avseth *et al.* (2005) é de grande importância, pois se for possível prever a variação da resposta sísmica em função do ambiente deposicional e da profundidade, a capacidade de localizar hidrocarbonetos será aprimorada. Em outras palavras, a incerteza na previsão da resposta sísmica dos reservatórios, em termos de propriedades como amplitudes, velocidades, coeficientes de reflexão, entre outros, será reduzida, sobretudo em regiões em que há poucas informações de poços disponíveis.

Algumas das principais equações que relacionam a porosidade com a velocidade como as equações de Wyllie *et al.* (1956), Raymer *et al.* (1980) e Han *et al.* (1986) resultam em tendências de variação da porosidade por processos diagenéticos, normalmente encontrados em grandes profundidades. Contudo, observa-se que a utilização de modelos que representam tendências diagenéticas em dados referentes a materiais nos quais parâmetros texturais foram os responsáveis pela variação na porosidade, pode promover erros consideráveis (Avseth *et al.*, 2005).

3.5 SUBSTITUIÇÃO DE FLUIDOS

Nos últimos anos, a necessidade de quantificar a relação entre a sísmica, as propriedades das rochas e de suas incertezas associadas, tem se tornado o foco das pesquisas na física de rochas. O entendimento destas relações é de fundamental importância na interpretação de amplitudes para a detecção de hidrocarbonetos e na caracterização e monitoramento de reservatórios. Dentro deste contexto, o problema da substituição de fluidos se enquadra entre os maiores desafios, como pode ser comprovado pelo amplo espaço que ocupa na literatura (Mavko *et al.*, 1995, 1998; Smith *et al.*, 2003; Han e Batzle, 2004; Sengupta e Mavko, 2005; Avseth *et al.*, 2005; Dvorkin *et al.*, 2007; Makarynska *et al.*, 2010). A substituição de fluidos fundamentalmente contempla o objetivo de se compreender e quantificar o efeito dos fluidos nas velocidades, módulos elásticos e impedância sísmica das rochas e, portanto predizer a mudança destes parâmetros em função da variação dos fluidos presentes nos poros e suas saturações (Mavko *et al.*, 1995; Avseth *et al.*, 2005). O alicerce desta metodologia é formado pelas equações de Gassmann (1951), que permitem a determinação dos módulos elásticos e, portanto, permitem determinar as velocidades sísmicas de rochas saturadas por um dado fluido, através desta mesma rocha saturada por um fluido diferente. Neste trabalho serão abordadas algumas das inúmeras formas de executar a substituição de fluidos, sendo que todas elas, como em grande parte dos trabalhos nesta vertente, são derivadas do método clássico descrito pelas equações de Gassmann (1951) (Berryman, 1999; Han e Batzle, 2004; Sengupta e Mavko, 2005).

Ressalta-se que através da substituição de fluidos é possível estimar o efeito dos fluidos na variação das velocidades e, conseqüentemente das impedâncias e coeficientes de reflexão. Em camadas não muito profundas os efeitos causados pelos diferentes tipos de fluido permitem a diferenciação entre água e gás através dos dados sísmicos. No entanto, segundo Gardner *et al.* (1974), a partir de profundidades de aproximadamente 1,8km as variações na impedância acústica das rochas é praticamente independente do tipo de fluido.

4 METODOLOGIA ESTRUTURADA PARA CORRELACIONAR PROPRIEDADES EM FÍSICA DE ROCHAS

4.1 METODOLOGIA BASEADA EM FLUXOGRAMAS

Visto que diversos autores ao longo dos anos vem estabelecendo inúmeras relações entre propriedades físicas das rochas, muitas vezes empíricas, o objetivo deste capítulo é catalogar e fornecer uma metodologia estruturada de forma a facilitar a interação entre os dados disponíveis e as possíveis estimativas que podem ser obtidas através destes. Claramente existem várias outras possibilidades de interligar os dados e as propriedades físicas tendo como canal os modelos em física de rochas. No entanto, neste trabalho busca-se reunir tais modelos e estruturá-los de forma a conceder duas metodologias que visam facilitar a utilização dos modelos existentes. A primeira delas, a partir de dados geofísicos como, por exemplo, dados sísmicos e perfis de poço, visa indicar para cada propriedade física, quais as outras propriedades que estão correlacionadas com ela, e para quais litologias estão catalogadas tais relações. Com isto, espera-se prover um fácil acesso às relações que podem interligar os dados com as litologias. De maneira complementar, objetiva-se também criar uma metodologia que faça o caminho inverso, na qual parte-se da geologia visando as propriedades físicas. Esta metodologia, enquandra-se em casos onde a litologia é conhecida, como em análises de amostras em laboratório. A partir disto, serão apresentadas as relações entre propriedades físicas estabelecidas para cada uma destas litologias, de maneira que o usuário desta metodologia saiba para quais propriedades físicas é possível obter uma estimativa a partir de uma dada litologia, e que outras propriedades físicas são necessárias para isto. Dentro deste contexto, serão apresentados dois fluxogramas que representam as duas metodologias supracitadas, de forma que nas extremidades dos braços dos fluxogramas estão dispostos os nomes dos autores das relações indicadas e suas respectivas páginas neste trabalho, para agilizar o acesso do leitor e usuário. No primeiro fluxograma dado pelas figuras (4.1) e (4.2)

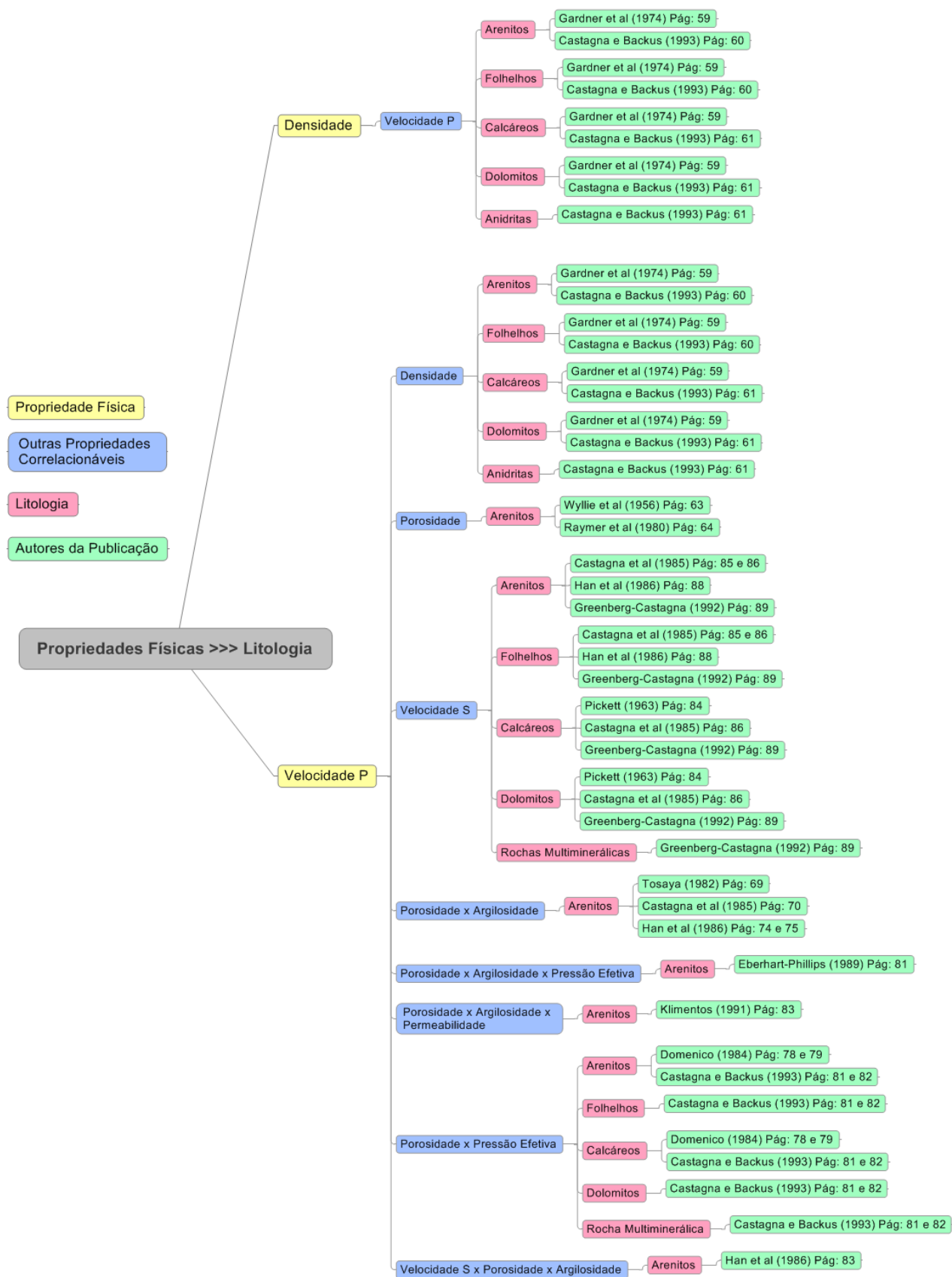


Figura 4.1: Fluxograma das relações em física de rochas partindo das propriedades físicas para as litologias (Parte I).

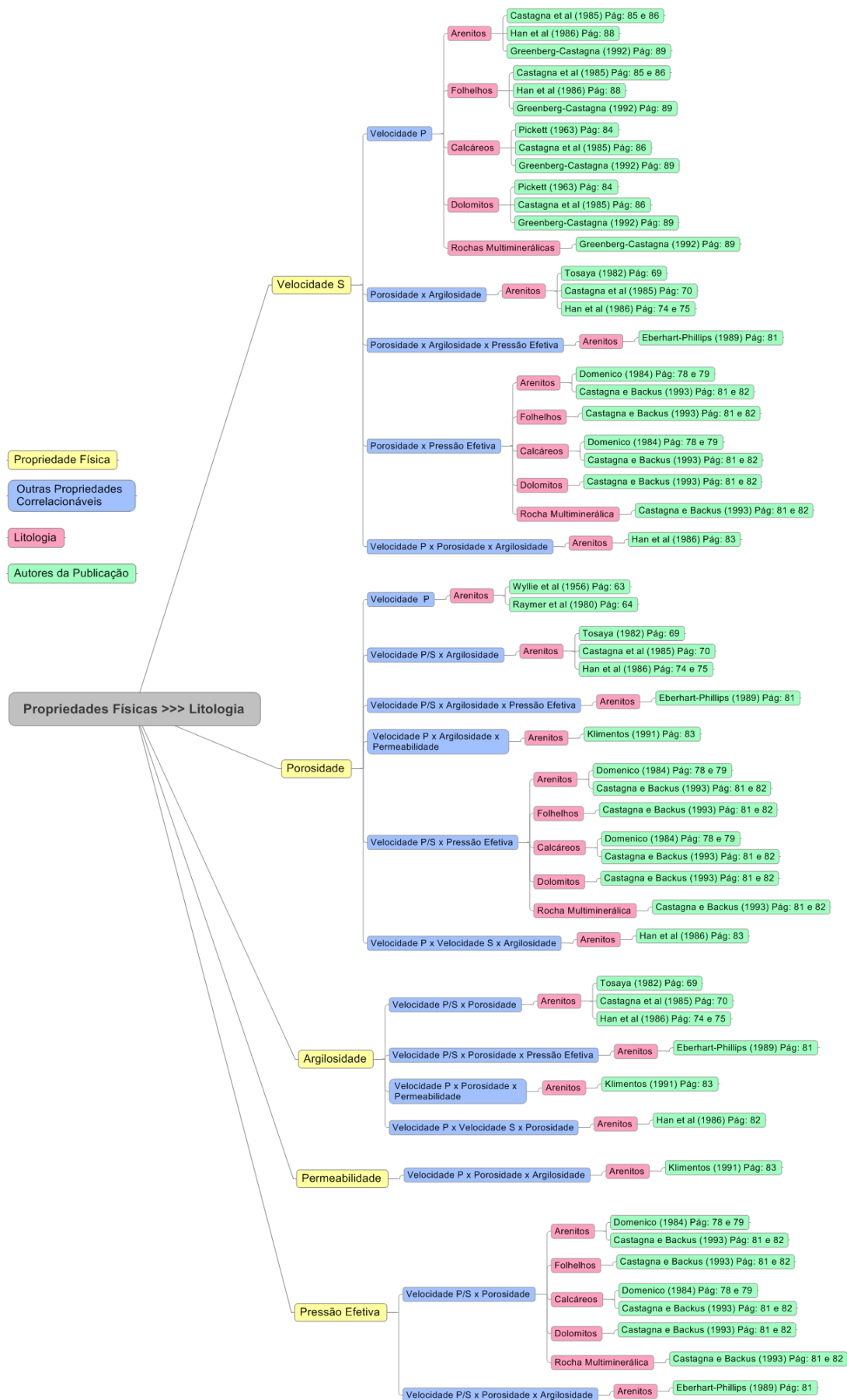


Figura 4.2: Fluxograma das relações em física de rochas partindo das propriedades físicas para as litologias (Parte II).

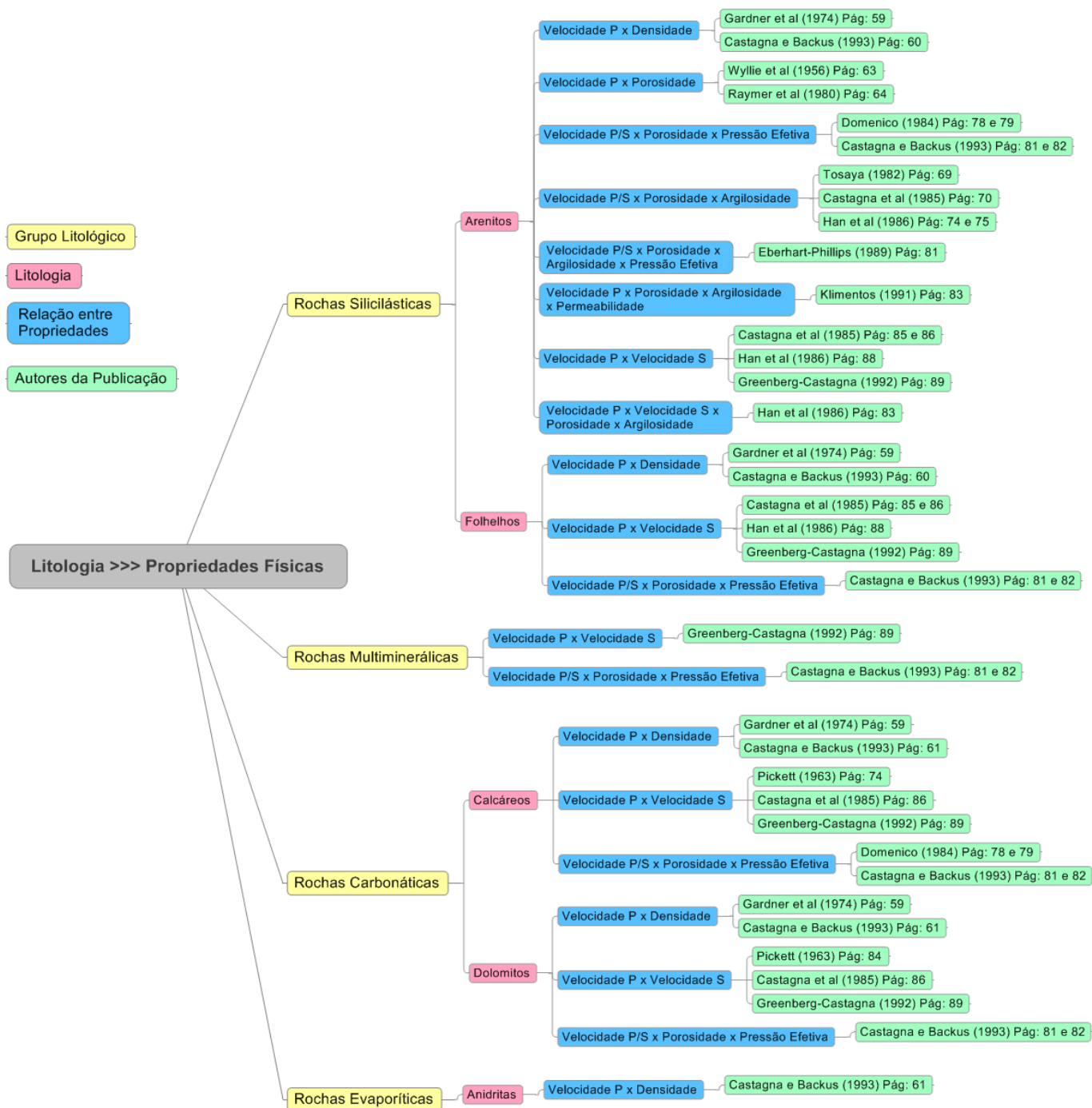


Figura 4.3: Fluxograma das relações em física de rochas partindo das litologias para as propriedades físicas.

tem-se, primeiramente, todas as propriedades físicas relacionadas às rochas sedimentares apresentadas neste trabalho, em amarelo. Ligados à elas, em azul, posicionam-se as propriedades físicas correlacionáveis às anteriores. A partir destas últimas estão, em rosa, as litogias que apresentam aproximações estabelecidas na literatura para tais relações entre propriedades físicas, e por fim, em verde, os autores do referido trabalho. Já para o fluxograma da figura (4.3) observa-se em amarelo, os grupos litológicos principais que foram abrangidos neste trabalho, e que foram divididos em: rochas siliciclásticas, rochas carbonáticas, rochas evaporíticas e rochas multiminerálicas, já que nos grupos anteriores, com exceção dos arenitos com presença de argila, consideram-se apenas rochas monominerálicas como pertencentes à eles. Ligados à estas células, estão as litologias propriamente ditas que por sua vez, associam-se com as relações entre as propriedades físicas das rochas catalogadas e aqui apresentadas. De forma a encerrar este fluxograma e, de maneira análoga ao anterior, tem-se os autores dos trabalhos que introduziram as relações à que estão conectados na estrutura do fluxograma. É de suma importância citar que não é o enfoque do trabalho apresentar todas as relações já publicadas até o presente momento, mas sim propor um avanço inicial oferecendo uma metodologia para algumas das que foram adotadas como as principais, e que fundamentam os estudos em física de rochas. Vale lembrar, que no futuro poderão ser acrescentadas novas relações ao fluxograma apresentado, o que viria a ampliar o trabalho aqui proposto.

4.2 RELAÇÕES ENTRE VELOCIDADE DA ONDA P E DENSIDADE

As velocidades das ondas sísmicas nas rochas são propriedades de suma importância nos estudos de física de rochas, além disto, são inúmeros os fatores que exercem influência sobre elas. Estes mesmos fatores que afetam as velocidades são também responsáveis pela variação na densidade das rochas. Portanto, variações de densidade podem ser causadas por razões que vão desde composição mineralógica, porosidade e tipo de fluido, cimentação e até profundidade de soterramento e idade geológica, entre outros fatores (Faust, 1951, 1953; Gardner *et al.*, 1974).

Baseando-se puramente nas equações que determinam as velocidades das ondas P e S em função dos Módulos Elásticos e da densidade (Equações 2.18 e 2.19), espera-se que o aumento da densidade das rochas provoque uma redução nas velocidades sísmicas. No entanto, sabe-se que o comportamento normalmente observado é justamente o oposto. Gardner *et al.* (1974) quantificou a relação entre a velocidade compressional e a densidade, válida para diversos tipos de rochas sedimentares saturadas por água.

4.2.1 EQUAÇÃO DE GARDNER

Em Gardner *et al.* (1974) foram utilizadas medições de V_P e da densidade nos tipos de rochas mais comumente encontrados nas bacias sedimentares, originados em diferentes ambientes, para descrever um comportamento geral entre estas propriedades (Figura 4.4). As medições foram feitas em rochas de variadas idades geológicas, além de serem oriundas de diferentes bacias sedimentares e de diferentes profundidades, a partir de 750m (Gardner *et al.*, 1974). Como resultado, foi observado, em concordância com o que foi proposto por Faust (1951, 1953), que as velocidades aumentam com o acréscimo na densidade das rochas sedimentares, e também com o aumento da profundidade. Faust (1951, 1953) afirma que a velocidade cresce ao longo do tempo geológico, sendo função da idade dos sedimentos. Em consequência disto, é possível obter uma estimativa das impedâncias acústicas das rochas através de apenas um parâmetro, densidade ou V_P . Apesar de terem sido indentificados comportamentos individualizados para cada litologia, foi estabelecida uma tendência geral que representa de forma razoável as rochas sedimentares, com exceção dos sais. A equação (4.1) original de Gardner *et al.* (1974) considera as unidades de densidade em g/cm^3 e da velocidade em km/s .

$$\rho = 1,741V_P^{0,25} \quad (4.1)$$

4.2.2 EQUAÇÕES DE CASTAGNA

A relação entre V_P e densidade proposta por Gardner *et al.* (1974), por se tratar de uma tendência geral, englobando diversas litologias, pode promover muitos erros em estudos detalhados. Como previamente descrito em seu trabalho, Gardner *et al.* (1974) identificaram comportamentos diferentes desta relação para cada litologia separadamente. Em Castagna e Backus (1993) foram apresentadas equações empíricas não apenas na forma exponencial, proposta por Gardner *et al.* (1974), como também na forma polinomial, para descrever a relação entre as velocidades compressionais e a densidade, para diversas litologias (Equações 4.2 a 4.11). A seguir estão expostas as equações que relacionam a densidade à velocidade compressional divididas por litologia, onde as unidades da densidade (ρ) e da velocidade da onda P (V_P) estão em g/cm^3 e km/s , respectivamente.

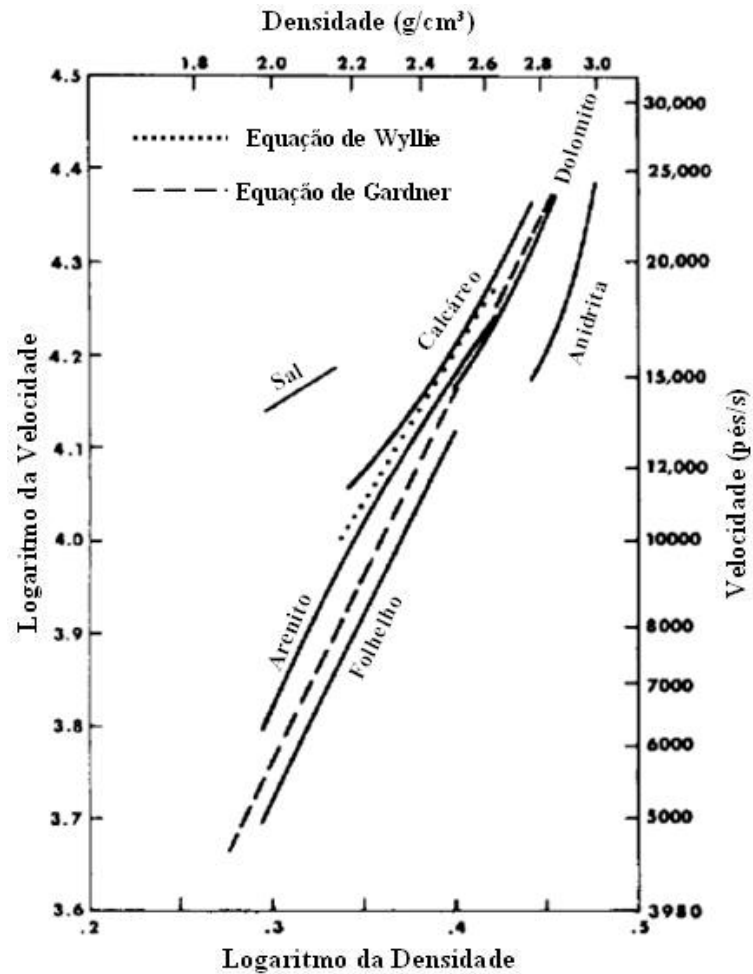


Figura 4.4: Gráfico de densidade $\times V_P$ para algumas das rochas sedimentares mais comuns comparadas com a equação geral obtida por Gardner *et al.* (1974). É possível notar que os evaporitos não se enquadram no modelo de Gardner (Fonte: Modificado de Gardner *et al.* (1974)).

Folhelhos

$$\rho = 1,75V_P^{0,265} \quad (4.2)$$

$$\rho = -0,0261V_P^2 + 0,373V_P + 1,458 \quad (4.3)$$

Arenitos

$$\rho = 1,66V_P^{0,261} \quad (4.4)$$

$$\rho = -0,0115V_P^2 + 0,261V_P + 1,515 \quad (4.5)$$

Calcáreos

$$\rho = 1,50V_P^{0,225} \quad (4.6)$$

$$\rho = -0,0296V_P^2 + 0,461V_P + 0,963 \quad (4.7)$$

Dolomitos

$$\rho = 1,74V_P^{0,252} \quad (4.8)$$

$$\rho = -0,0235V_P^2 + 0,390V_P + 1,242 \quad (4.9)$$

Anidritas

$$\rho = 2,19V_P^{0,160} \quad (4.10)$$

$$\rho = -0,0203V_P^2 + 0,321V_P + 1,732 \quad (4.11)$$

4.3 RELAÇÕES ENTRE VELOCIDADE DAS ONDAS P/S E POROSIDADE

A relação velocidade x porosidade em rochas é um tema que vem sendo amplamente discutido desde muitos anos até o presente momento. Devido a este fato, o desenvolvimento de modelos que almejam descrever de maneira cada vez mais precisa esta relação continuam sendo motivo de pesquisa. Isto se deve principalmente ao avanço tecnológico, que permite que sejam estudadas regiões cada vez mais remotas e complexas, e paralelamente que sejam desenvolvidas ferramentas capazes de fazer medições mais precisas, de forma a tentar suprir a demanda do mercado. Uma das técnicas mais utilizadas no passado para estimar a porosidade em arenitos a partir de dados de velocidade acústica oriundos de dados de poço era através da equação de tempo médio de Wyllie *et al.* (1956). Num trabalho desenvolvido por Raymer *et al.* (1980) foi proposta uma nova equação como um alternativa à equação de tempo médio. No entanto, sabe-se que a velocidade sísmica é uma propriedade que não depende exclusivamente da porosidade,

e fatores como geometria, pressão e fluidos dos poros, cimentação, mineralogia, entre outros, também exercem influência sobre as velocidades. Por este motivo, tornou-se necessária a determinação de novos modelos para arenitos que propusessem a inclusão de outros fatores que não apenas a porosidade.

Os estudos que envolvem especificamente a relação entre velocidade e porosidade podem ser divididos em quatro classes: os limites, os modelos determinísticos (ou modelos de inclusão, como classificado por Avseth *et al.* (2010)), os modelos heurísticos e os modelos empíricos. As abordagens determinísticas mais comuns são feitas adotando uma forma idealizada para os grãos e poros, como sendo esféricos ou elípticos. Os modelos empíricos podem ser úteis para a parametrização de um conjunto particular de dados, no entanto possuem duas desvantagens. Em geral, os modelos empíricos falham na predição da relação velocidade-porosidade fora da faixa de valores na qual foram estimados. Além deste inconveniente, os modelos empíricos não são úteis para tipos de rochas diferentes daquelas que foram utilizadas para obter o modelo. Já os modelos de limites são derivados a partir de princípios básicos e, portanto, possuem ampla aplicabilidade. Em contrapartida, os limites não são capazes de fornecer uma estimativa de velocidade específica. Os limites determinam apenas uma faixa de velocidades possíveis para um dado valor de porosidade e vice-versa. Para obter estimativas melhores do que as resultantes dos limites, é necessário o conhecimento de informações específicas da geometria das fases que constituem o material. Ainda assim, todos estes modelos ainda exercem um importante papel no estudo das relações entre velocidade e porosidade. Desta forma, nesta seção serão abordados os principais modelos empíricos e heurísticos encontrados na literatura que relacionam as propriedades de velocidade e porosidade (Nur *et al.*, 1998).

Além das determinações quantitativas da relação entre a velocidade e a porosidade, que é o tema central desta seção, em muitos trabalhos foram descritos de forma conceitual alguns comportamentos que envolvem estes parâmetros. Em Gardner *et al.* (1974) foi observado que nas camadas mais rasas as velocidades nos sedimentos inconsolidados são bastante sensíveis ao tipo de fluido e aumentam muito rapidamente devido ao aumento da pressão e, principalmente, pela cimentação. Em razão disto, o comportamento descrito difere do que é medido em laboratório. No instante em que a tendência da velocidade passa a acompanhar o comportamento previsto pela equação de Wyllie *et al.* (1956) o material adota o mesmo comportamento observado em sedimentos bem consolidados, e então a variação na velocidade passa a ter a porosidade como principal fator controlador. Segundo Wang (2001) as velocidades P e S são mais sensíveis à forma dos poros do que em relação a própria porosidade. Porém, como a forma dos poros é

um parâmetro difícil de ser classificado e pode sofrer muita variação, o procedimento ideal é desenvolver uma relação estatística entre porosidade e velocidade para as diferentes fácies, para tentar reduzir as variações nos valores de velocidade causados pela unificação de diferentes tipos de poros num mesmo fluxo de trabalho.

4.3.1 EQUAÇÃO DE WYLLIE

Durante anos, a porosidade foi estimada a partir de dados de perfis de velocidade acústica através da equação de tempo médio de Wyllie *et al.* (1956) (Equação 4.12). A equação baseada na onda P mostra-se adequada para arenitos limpos com porosidade entre 10% e 25% e é válida apenas em casos onde a rocha é isotrópica e o comprimento de onda é muito maior que o tamanho dos poros e grãos. (Figura 4.5) (Han *et al.*, 1986; Castagna e Backus, 1993).

$$\frac{1}{V_P} = \frac{(1 - \phi)}{V_m} + \frac{\phi}{V_{fl}} \quad (4.12)$$

No qual V_P se refere à velocidade da onda P na rocha, V_m à velocidade do mineral, V_{fl} à velocidade no fluido saturante e ϕ à porosidade da rocha.

Análises de dados *in-situ* e medidas em laboratórios apontam que as estimativas da velocidade de propagação da onda P através da equação de Wyllie *et al.* (1956) possuem maior confiabilidade em casos onde a rocha analisada está saturada por água salgada, sob alta pressão efetiva e possuem grãos bem cimentados. No entanto, para arenitos com presença de argila, existe uma adaptação da equação de tempo-médio, que é dada pela equação (4.13) (Gardner *et al.*, 1974; Castagna e Backus, 1993).

$$\frac{1}{V_P} = \frac{X_{cl}}{V_{cl}} + \frac{X_q}{V_q} + \frac{\phi}{V_{fl}} \quad (4.13)$$

Onde X_{cl} e X_q são a fração do volume de argila e quartzo, e V_{cl} e V_q , são as velocidades do mineral de argila e do mineral de quartzo, respectivamente

4.3.2 EQUAÇÃO DE RAYMER

A aplicabilidade da equação de tempo médio foi amplamente discutida, até que se obteve uma nova equação proposta por Raymer *et al.* (1980) (Equação 4.14), sendo que sua forma é bastante semelhante à anterior (Figura 4.5). A equação de Raymer *et al.* (1980) é válida apenas para porosidades abaixo de 37%, e assim como a equação de Wyllie *et al.* (1956) promove melhores estimativas em arenitos limpos, isotrópicos, bem consolidados e sob alta pressão efetiva

(Han *et al.*, 1986; Castagna e Backus, 1993).

$$V_P = (1 - \phi)^2 V_m + \phi V_{fl} \quad (4.14)$$

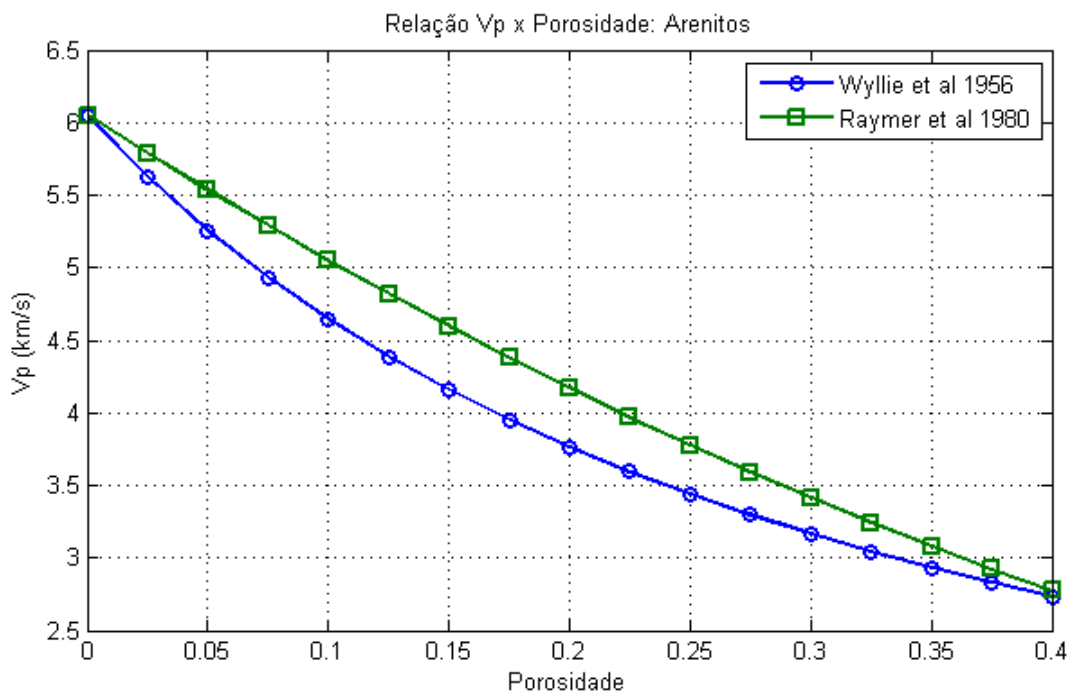


Figura 4.5: Gráfico comparativo entre as estimativas de V_P através das equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980) para $V_{fl} = 1,50\text{km/s}$ e $V_m = 6,05\text{km/s}$.

4.3.3 EFEITOS DA ARGILOSIDADE

Um dos estudos pioneiros sobre os efeitos da ação conjunta entre porosidade e conteúdo de argila na alteração das velocidades sísmicas foi apresentado por Tosaya (1982). Resultados similares foram encontrados na sequência deste estudo em Castagna *et al.* (1985) no qual esta relação foi derivada de perfis de poço, e em Han *et al.* (1986) que baseou-se em medições feitas em laboratório. No de Han *et al.* (1986), inicialmente foram utilizadas amostras de arenitos com uma dada porcentagem de argila em sua composição, a fim de analisar a relação puramente entre a porosidade e as velocidades P e S. Os resultados mostraram que apesar de uma clara tendência inversamente proporcional entre os parâmetros envolvidos, havia um considerável espalhamento dos dados, indicando que outro fator exercia uma importante influência nas velocidades. Em ambos os trabalhos supracitados, as equações empíricas obtidas indicam que as velocidades compressoriais e cisalhantes, além da impedância acústica, decrescem em função do aumento do conteúdo de argila nas rochas de maneira linear (Figuras 4.6 a 4.8). Portanto, o uso das equações

de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980), adequadas para arenitos limpos, superestimam as velocidades de arenitos com presença de argilas. Neste caso, estas equações, se utilizadas, devem conter os fatores de correção. No entanto, este comportamento é também dependente da posição da argila em relação à rocha e do tipo de argila. Podem ocorrer situações em que o tipo dos minerais de argila e seu arranjo em relação à matriz rochosa causem um aumento nas velocidades sísmicas em decorrência do aumento na argilosidade. Contudo, em geral, o que é observado é um decréscimo nas velocidades em função do aumento no volume de argila nas rochas como foi mostrado nos trabalhos supracitados. Outra importante questão a cerca da influência do volume de argila nas rochas está relacionada aos efeitos nas velocidades causadas pelas argilas localizadas nos poros. Este efeito é bastante reduzido a menos que o espaço poroso seja totalmente ocupado pelas argilas. Portanto, a propriedade que é mais afetada pela presença de argila nos poros é a densidade (Wang, 2001).

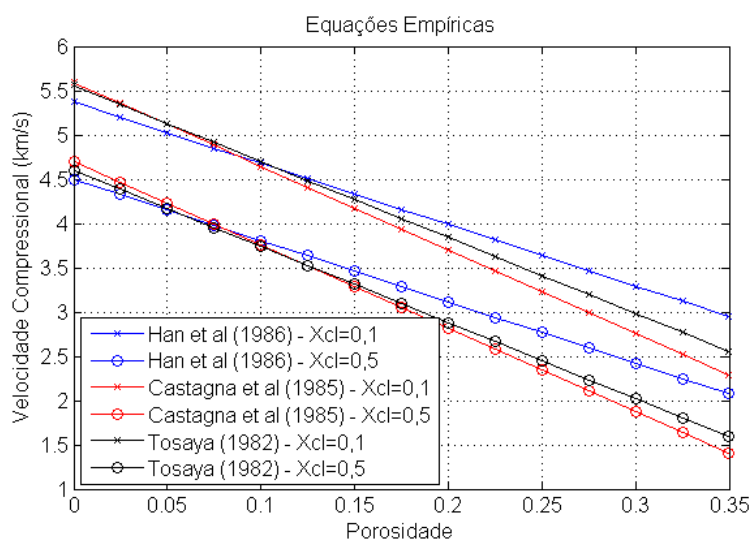


Figura 4.6: O gráfico mostra as respostas aos modelos empíricos propostos por Tosaya (1982), Castagna *et al.* (1985) e Han *et al.* (1986) para V_P . De uma maneira geral os modelos apresentam tendências bastante próximas, principalmente para baixas porosidades, apesar dos modelos de Tosaya (1982) e Castagna *et al.* (1985) demonstrarem uma grande semelhança ao longo de toda a faixa de porosidades.

O conteúdo de argila, depois da porosidade associada ao tipo de fluido, pode ser descrito como o principal fator que contribui para a redução das velocidades sísmicas em arenitos. Até mesmo uma baixa concentração de argila na rocha, é capaz de reduzir consideravelmente as velocidades em relação à uma rocha limpa. Isto se deve ao fato de apesar dos grãos de argila serem bastante pequenos, sua área superficial é grande o suficiente para reduzir a tensão no contato entre os grãos da matriz. Consequentemente, em paralelo à redução nas velocidades

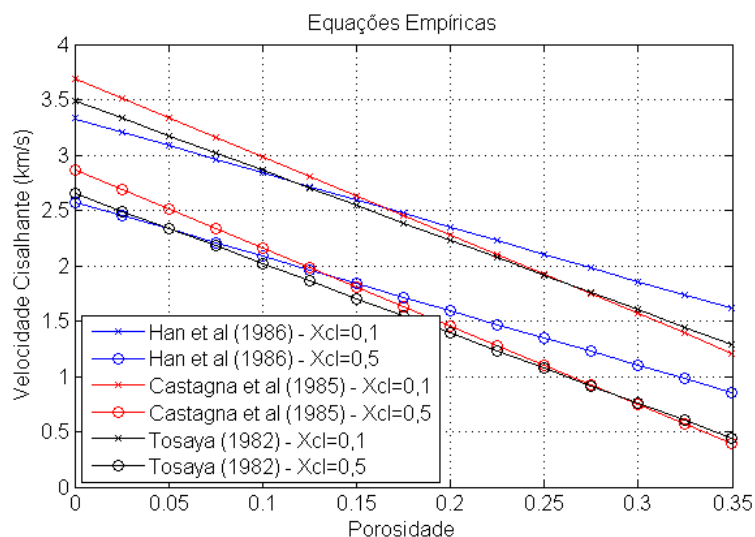


Figura 4.7: O gráfico mostra as respostas aos modelos empíricos propostos por Tosaya (1982), Castagna *et al.* (1985) e Han *et al.* (1986) para V_S . Analogamente ao comportamento observado nas velocidades compressoriais, os modelos apresentam tendências semelhantes.

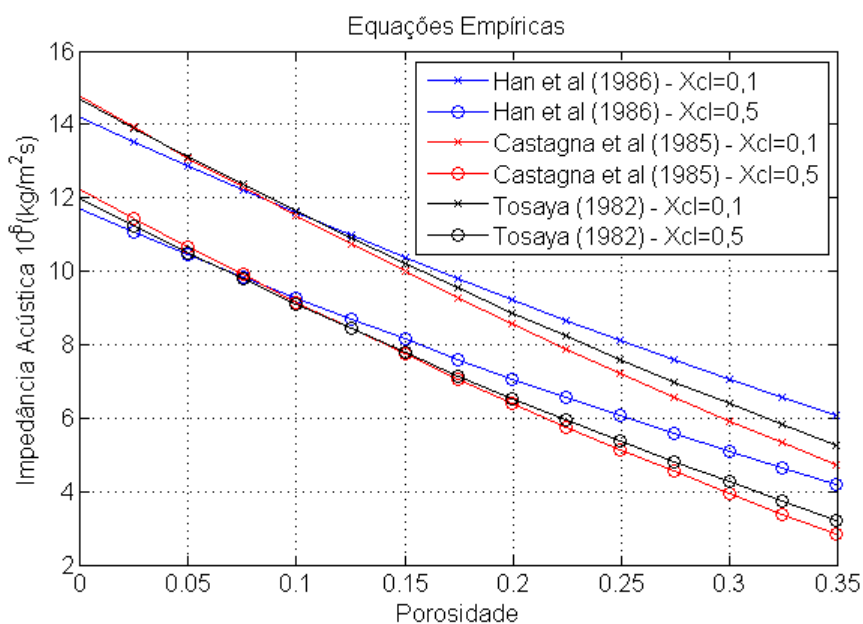


Figura 4.8: Gráfico indicando o efeito do aumento no conteúdo de argila e porosidade na redução da impedância acústica em arenitos baseadas nas equações de Tosaya (1982), Castagna *et al.* (1985) e Han *et al.* (1986).

sísmicas e na impedância acústica, o aumento da fração de argila em arenitos provoca a redução dos módulos elásticos. Todavia, a variação no conteúdo de argila em arenitos não afeta os módulos elásticos na mesma proporção. Os efeitos da argilosidade, assim como da variação na porosidade, são mais sensíveis no Módulo de Cisalhamento do que no Módulo de Compressibilidade Volumétrica. Isto pode ser visto na figura (4.9) que mostra as razões entre cada

um dos módulos elásticos para diferentes teores de argila, calculadas através das equações que serão apresentadas a seguir. Neste gráfico a razão entre os módulos elásticos foi calculada entre as frações de argila de 0,1 e 0,5, e o que se observa é que, de fato, as equações indicam que quanto maior a argilosidade, menores serão os módulos elásticos. Além disso, é possível perceber que o efeito da argilosidade é muito maior nos módulos de cisalhamento, pois a razão entre eles para diferentes teores de argila é muito maior se comparadas com o módulo de compressibilidade volumétrica. Esta diferença também ocorre em relação à resposta das velocidades compressoriais e cisalhantes em função da argilosidade. A partir das velocidades P e S obtidas separadamente, pode-se estimar a razão entre elas. Existem equações que buscam prever esta relação de forma direta, sem que sejam calculadas as velocidades previamente, mas as equações que serão aqui apresentadas, também podem fornecer uma estimativa. Embora as diferentes formas de calcular esta relação entre as velocidades forneçam curvas, às vezes, bem distintas, todas apresentam a mesma tendência proporcional entre a razão V_P/V_S , a porosidade e a argilosidade (Figura 4.10) (Gardner *et al.*, 1974; Han *et al.*, 1986).

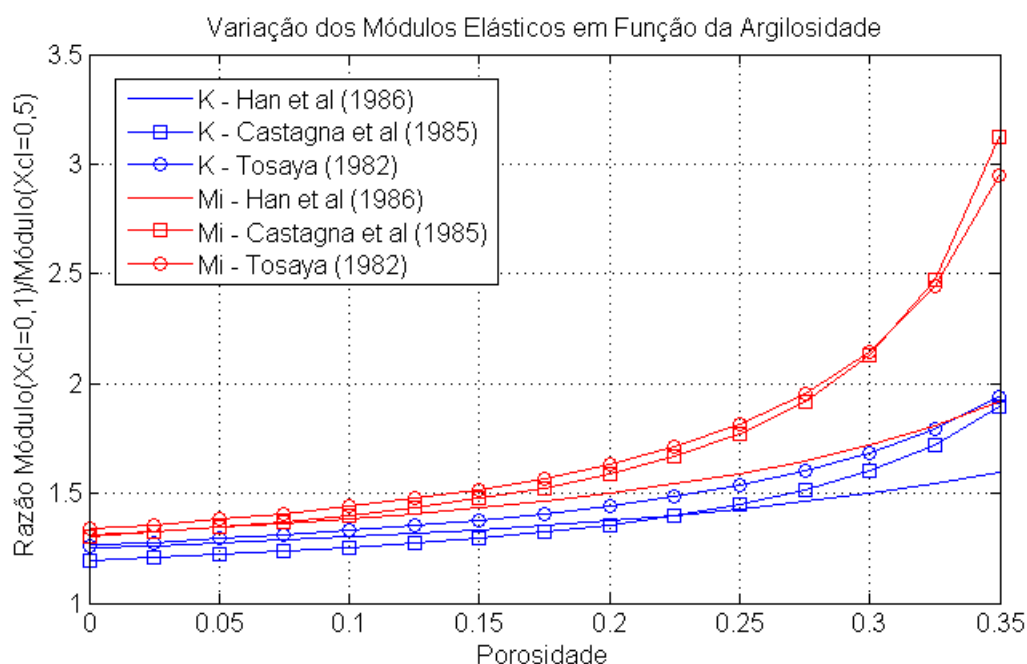


Figura 4.9: Gráfico que mostra o efeito diferenciado do aumento na argilosidade nos módulos de compressibilidade volumétrica e no módulo de cisalhamento a partir das equações de Tosaya (1982), Castagna *et al.* (1985) e Han *et al.* (1986).

Os próximos tópicos a serem abordados são o detalhamento das equações empíricas de Tosaya (1982), Castagna *et al.* (1985) e Han *et al.* (1986), bem como as características dos dados nos quais tais modelos foram calculados. Dentro deste contexto, serão apresentados gráfi-

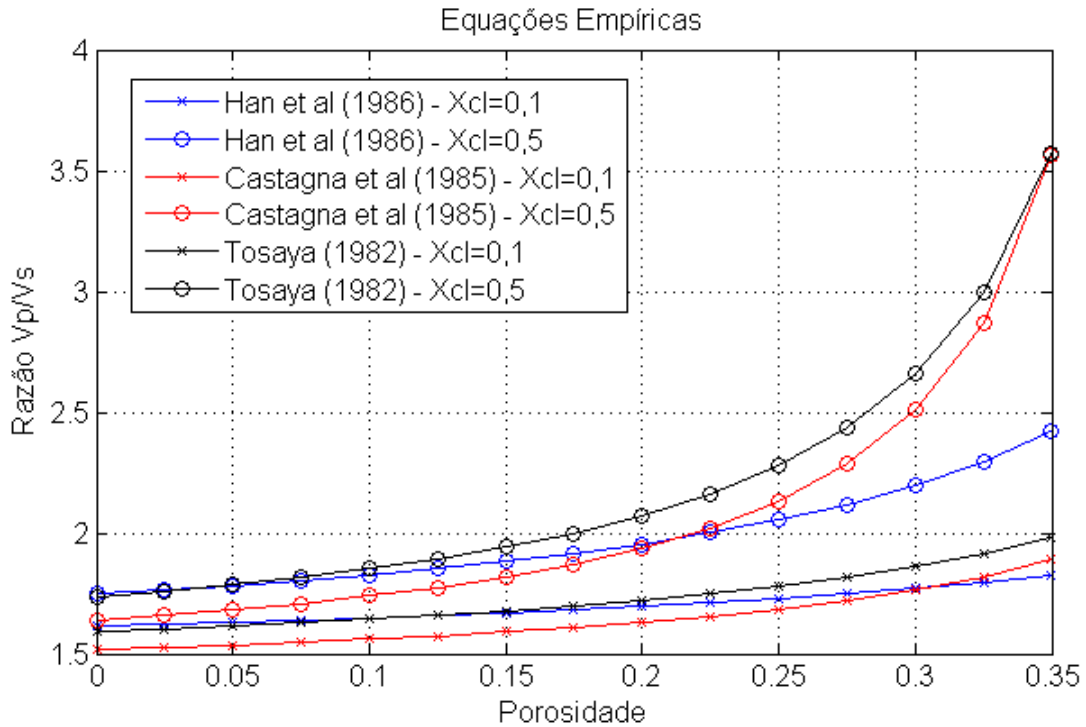


Figura 4.10: Gráfico representando o comportamento das razão V_p/V_s controlada pela porosidade e argilicidade baseada nas equações de Tosaya (1982), Castagna *et al.* (1985) e Han *et al.* (1986).

cos explicitando o comportamento individualizado de cada modelo para as diversas propriedades afetadas pela argilicidade. Os valores referentes aos módulos elásticos que serão apresentados a seguir, foram calculados através das velocidades P e S, além da equação (4.15) baseada na equação (2.6) como base para o cálculo das densidades, utilizando $\rho_{fl} = 1.0g/cm^3$ para a densidade da água, $\rho_q = 2,65g/cm^3$ para a densidade do quartzo e $\rho_{cl} = 2,55g/cm^3$ para a densidade da argila, seguindo os valores encontrados em Mavko *et al.* (1998).

$$\rho = \rho_{cl}X_{cl} + \rho_q(1 - \phi - X_{cl}) + \rho_{fl}\phi \quad (4.15)$$

Onde X_{cl} é a fração do volume de argila, ϕ é a porosidade e ρ a densidade total.

Equações de Tosaya

O experimento para fornecer as primeiras relações entre velocidade, porosidade e o conteúdo de argila em rochas siliciclásticas saturadas em água salgada foi executado em condições de pressão efetiva de aproximadamente 40MPa (5800psi), na qual foram feitas medições de velocidades ultrasônicas compressionais e cisalhantes, e resultaram nas equações (4.16 e 4.17). Os dados utilizados para a determinação dos coeficientes empíricos possuíam uma variabilidade

na porosidade de 2% a 20% e no volume de argila numa faixa de 0% a 72% e, portanto estes são os intervalos de dados no qual as equações são recomendáveis. Os resultados mostraram que o aumento de ambos os fatores contribuem para a redução das velocidades, no entanto as velocidades são mais dependentes da porosidade do que do volume de argila (Figura 4.11). Esta relação, de acordo com as equações empíricas de Tosaya (1982), pôde ser quantificada de forma que a relevância da porosidade em relação ao volume de argila fosse 3,6 e 3,0 vezes maior em V_P e V_S , respectivamente (Tosaya, 1982). A figura (4.12) mostra a variação dos módulos elásticos calculados a partir das velocidades estimadas pelas equações de Tosaya (1982) em função da argilosidade e porosidade. Nela estão dispostas as curvas resultantes para os teores de argila de 10%, 30% e 50%, mostrando a redução dos módulos elásticos em função delas. Adicionalmente, na figura (4.13) estão dispostas as curvas da variação na razão entre V_P e V_S para os mesmos conteúdos de argila da figura anterior estimadas pelas equações de Tosaya (1982), na qual é nota-se que o aumento da argilosidade e da porosidade contribuem para o acréscimo nesta relação entre as velocidades, como previamente descrito.

Arenitos

$$V_P = 5,8 - 8,6\phi - 2,4X_{cl} \quad (4.16)$$

$$V_S = 3,7 - 6,3\phi - 2,1X_{cl} \quad (4.17)$$

Nas equações apresentadas acima, V_P e V_S são as velocidades compressoriais e cisalhantes, respectivamente, em km/s , X_{cl} é a fração do volume de argila na rocha e ϕ é a porosidade. Esta nomenclatura dada aos parâmetros da relação entre as velocidades sísmicas, a porosidade e o conteúdo de argila, será mantida para as equações de Castagna *et al.* (1985) e Han *et al.* (1986) que virão a seguir.

Equações de Castagna

Seguindo o que foi proposto por Tosaya (1982), Castagna *et al.* (1985) aplicou uma série de regressões lineares para obter as equações (4.18) e (4.19) buscando satisfazer, da melhor maneira, o comportamento de V_P e V_S em função da porosidade e conteúdo de argila em arenitos (Figura 4.14). Neste trabalho, foram utilizados perfis sônicos de ondas P e S, e perfis de neutron, gamma-ray e densidade para estimar a porosidade e argilosidade da Formação Frio de

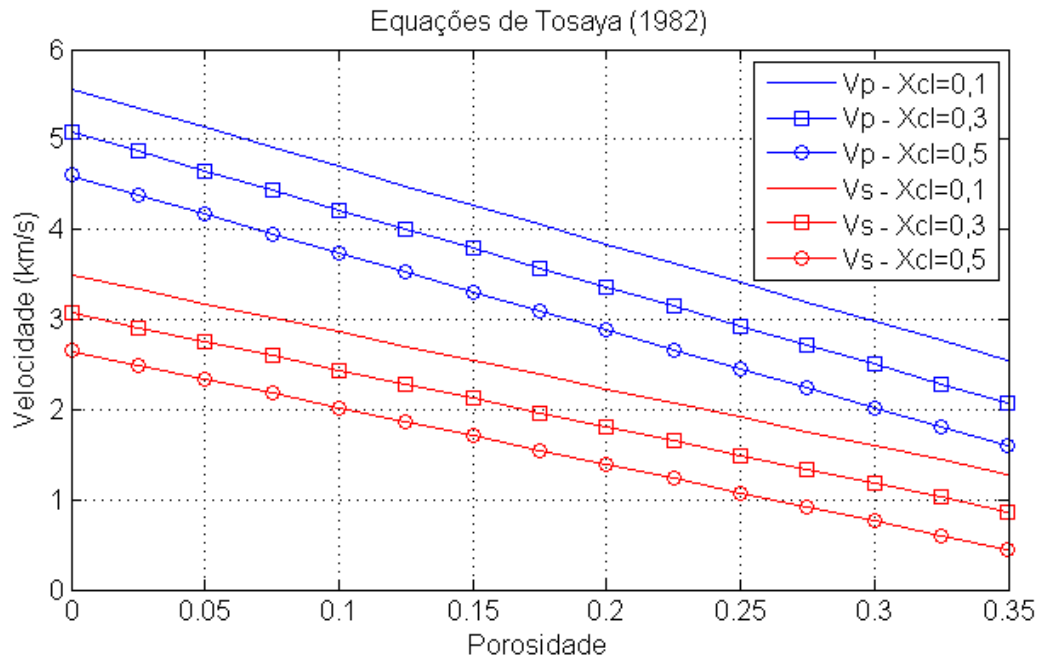


Figura 4.11: Gráficos das equações de V_P e V_S de Tosaya (1982) para diferentes porosidades e conteúdos de argila.

idade oligocênica, localizada no Golfo do México. Com um coeficiente de correlação de 0,96 foram obtidas as equações (4.18 e 4.19) para a relação entre as velocidades, a porosidade e a argilosidade em arenitos. Bem como foram apresentados gráficos indicando o comportamento dos módulos elásticos e da razão V_P/V_S em função da argilosidade baseados nas equações de Tosaya (1982), para as mesmas concentrações de argila do exemplo anterior, tem-se as figuras (4.15) e (4.16) representando o comportamento dos referidos parâmetros obtidos a partir das equações (4.18) e (4.19).

Arenitos

$$V_P = 5,81 - 9,42\phi - 2,21X_{cl} \quad (4.18)$$

$$V_S = 3,89 - 7,07\phi - 2,04X_{cl} \quad (4.19)$$

Equações de Han

Alguns estudos indicavam que as velocidades sísmicas, e consequentemente, os módulos elásticos em rochas e sedimentos clásticos eram superestimados nas relações propostas por Wyl-

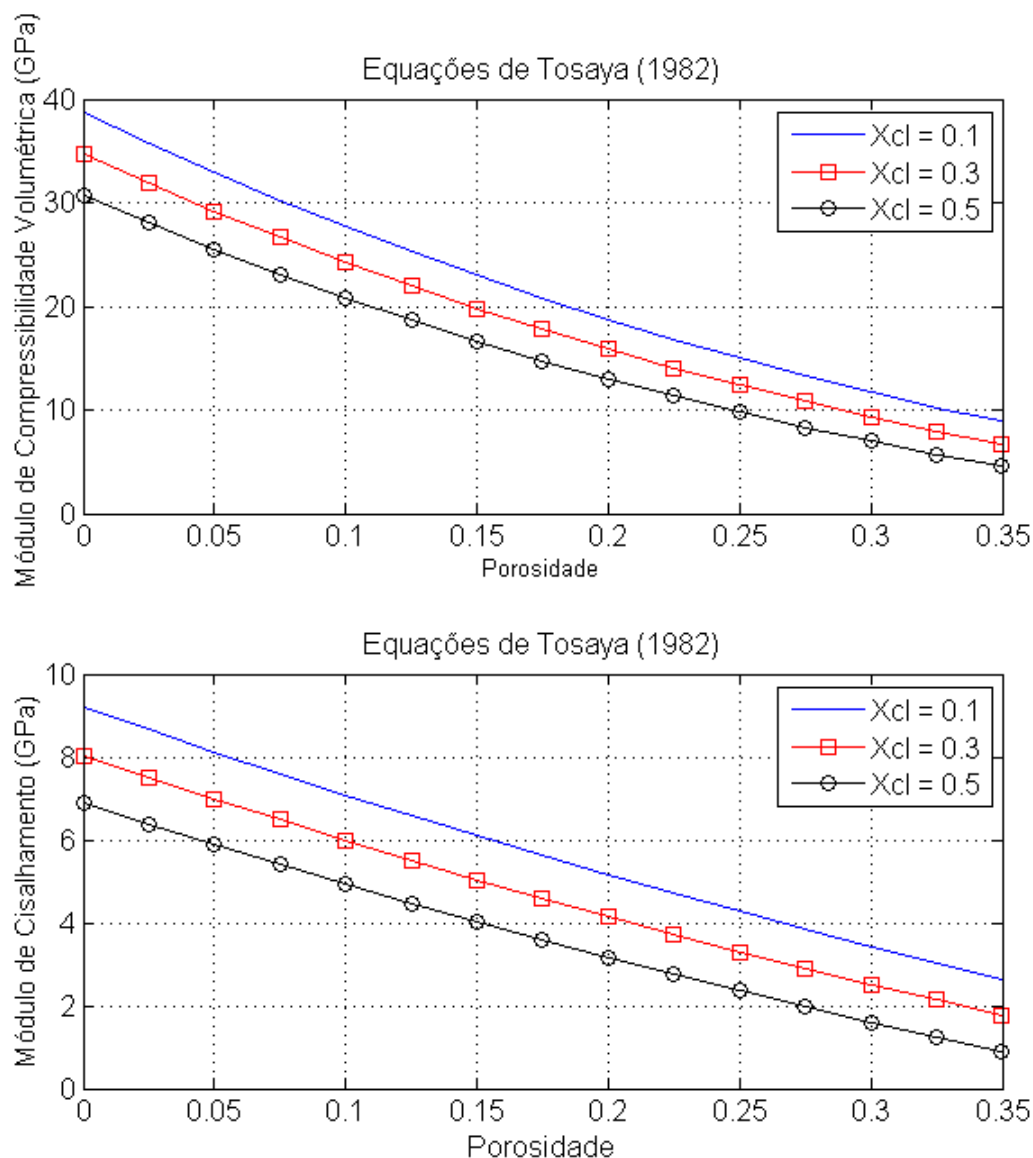


Figura 4.12: Gráfico representando os módulos elásticos obtidos através das equações de Tosaya (1982), que estimam os valores de V_P e V_S em função da porosidade e do conteúdo de argila.

lie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980) em função do aumento do conteúdo de argila. Em Han *et al.* (1986) foram propostas duas equações que quantificam este efeito, e seus resultados foram bastante próximos aos obtidos em trabalhos semelhantes como o de Tosaya (1982) e Castagna *et al.* (1985) comprovando a influência da argilosidade na redução das velocidades. No referido trabalho foram tomadas medidas ultrassônicas de velocidades de ondas compressoriais e cisalhantes de 75 amostras de arenitos saturados por água com uma faixa de porosidades entre 2% e 30% e fração do volume de argila variando de 0% a 50%. A pressão de confinamento e a pressão de poros foi controlada de maneira independente, de forma que o sistema fosse capaz de simular condições de pressão na qual as rochas estariam submetidas se estivessem em profundi-

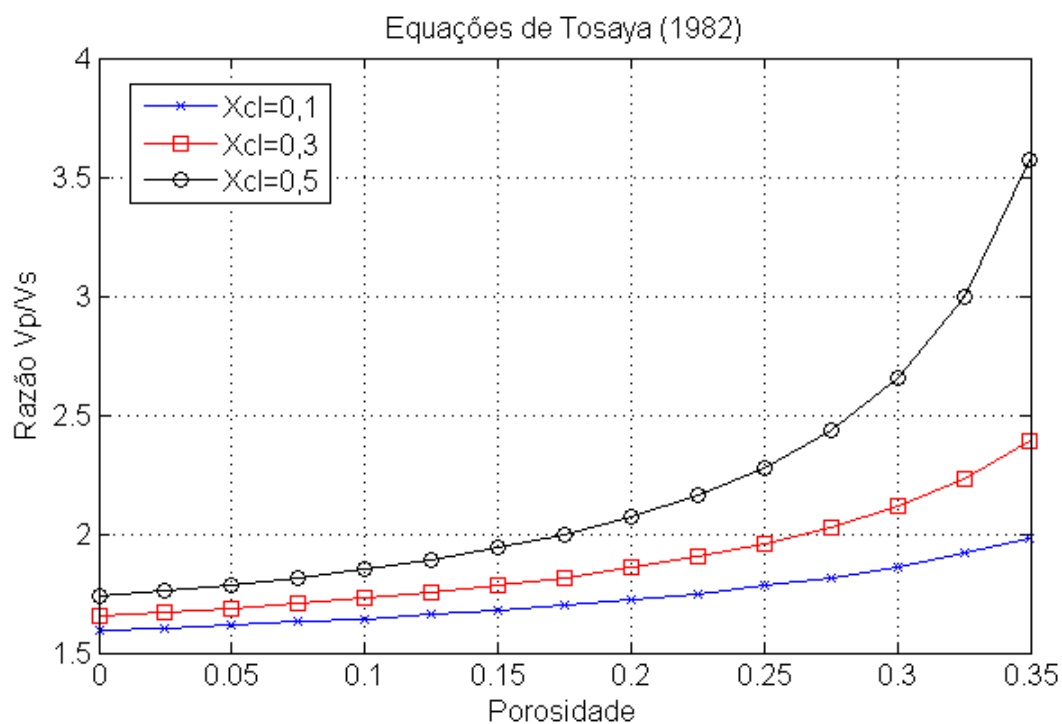


Figura 4.13: Gráfico representando o comportamento da razão V_p/V_s em função da argilosidade e porosidade através das equações de Tosaya (1982).

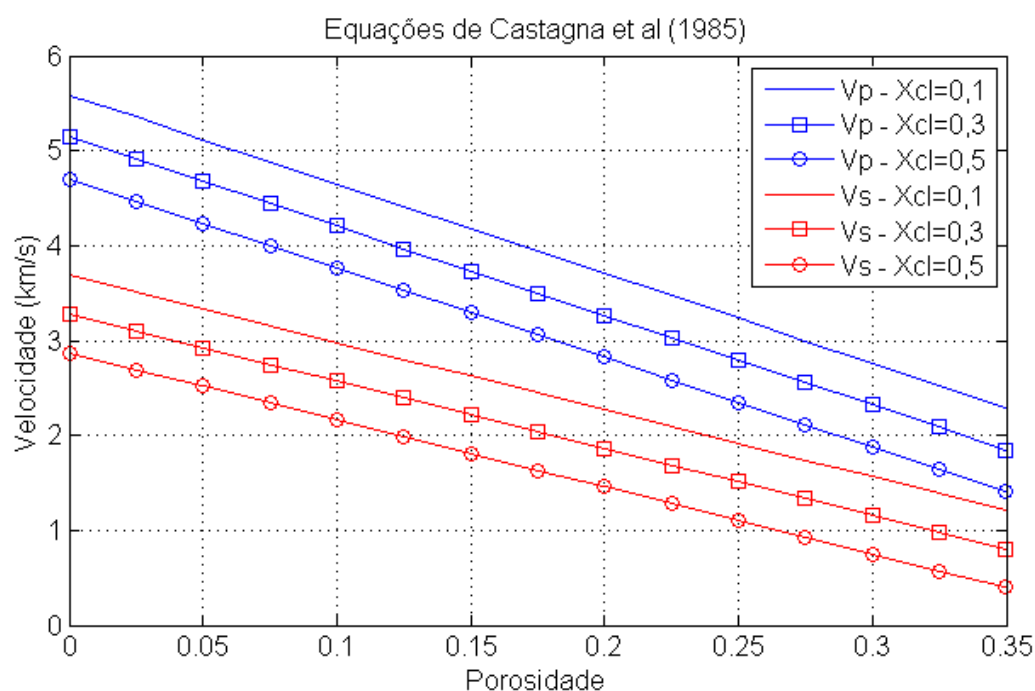


Figura 4.14: Gráficos das equações de V_p e V_s de Castagna *et al.* (1985) para diferentes porosidades e conteúdos de argila.

dades de até 2,0Km. Todas as amostras foram submetidas à pressões diferenciais de 5, 10, 20, 30 e 40MPa sendo medidas as velocidades sônicas em todas as condições. Os dados mostraram

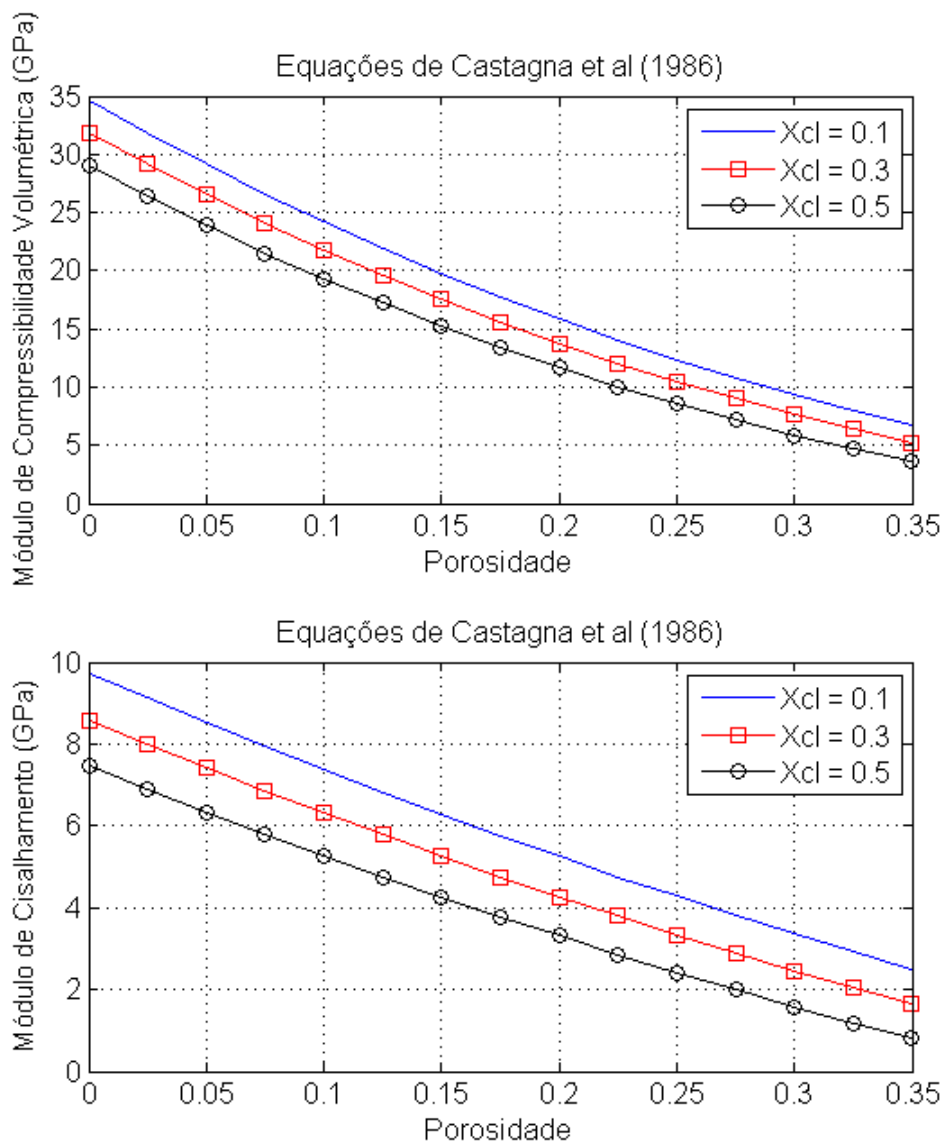


Figura 4.15: Gráfico representando os módulos elásticos obtidos através das equações de Castagna *et al.* (1985), que estimam os valores de V_P e V_S em função da porosidade e do conteúdo de argila.

que as velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes em arenitos argilosos possuem uma relação linear com a porosidade. A partir das condições descritas, o melhor ajuste aos dados foi obtido através da regressão linear por mínimos quadrados para os dados submetidos à pressão diferencial de 40MPa, resultando nas equações (4.20) e (4.21).

Arenitos

40MPa

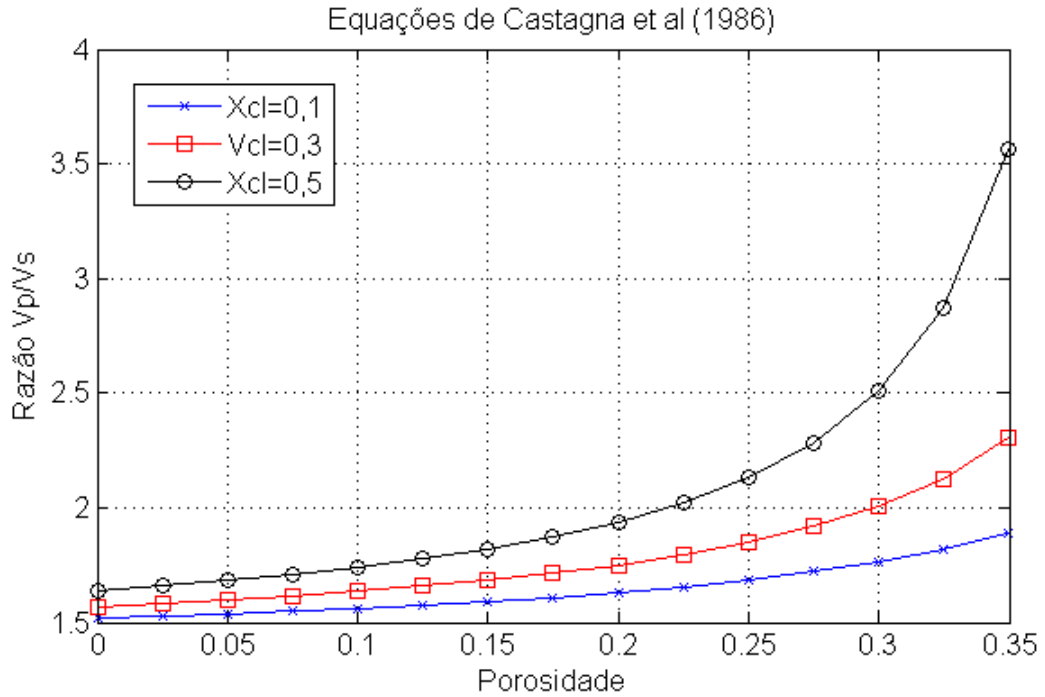


Figura 4.16: Gráfico representando o comportamento da razão V_P/V_S em função da argilicidade e porosidade através das equações de Castagna *et al.* (1985).

$$V_P = 5,59 - 6,93\phi - 2,18X_{cl} \quad (4.20)$$

$$V_S = 3,52 - 4,91\phi - 1,89X_{cl} \quad (4.21)$$

Han *et al.* (1986) publicaram também o resultado das regressões lineares obtidas das relações para cada uma das magnitudes de pressão diferencial na qual as amostras foram submetidas. De acordo com os coeficientes calculados, tem-se as equações:

30MPa

$$V_P = 5,55 - 6,96\phi - 2,18X_{cl} \quad (4.22)$$

$$V_S = 3,47 - 4,84\phi - 1,87X_{cl} \quad (4.23)$$

20MPa

$$V_P = 5,49 - 6,94\phi - 2,17X_{cl} \quad (4.24)$$

$$V_S = 3,39 - 4,73\phi - 1,81X_{cl} \quad (4.25)$$

10MPa

$$V_P = 5,39 - 7,08\phi - 2,13X_{cl} \quad (4.26)$$

$$V_S = 3,29 - 4,73\phi - 1,74X_{cl} \quad (4.27)$$

5MPa

$$V_P = 5,26 - 7,08\phi - 2,02X_{cl} \quad (4.28)$$

$$V_S = 3,16 - 4,77\phi - 1,64X_{cl} \quad (4.29)$$

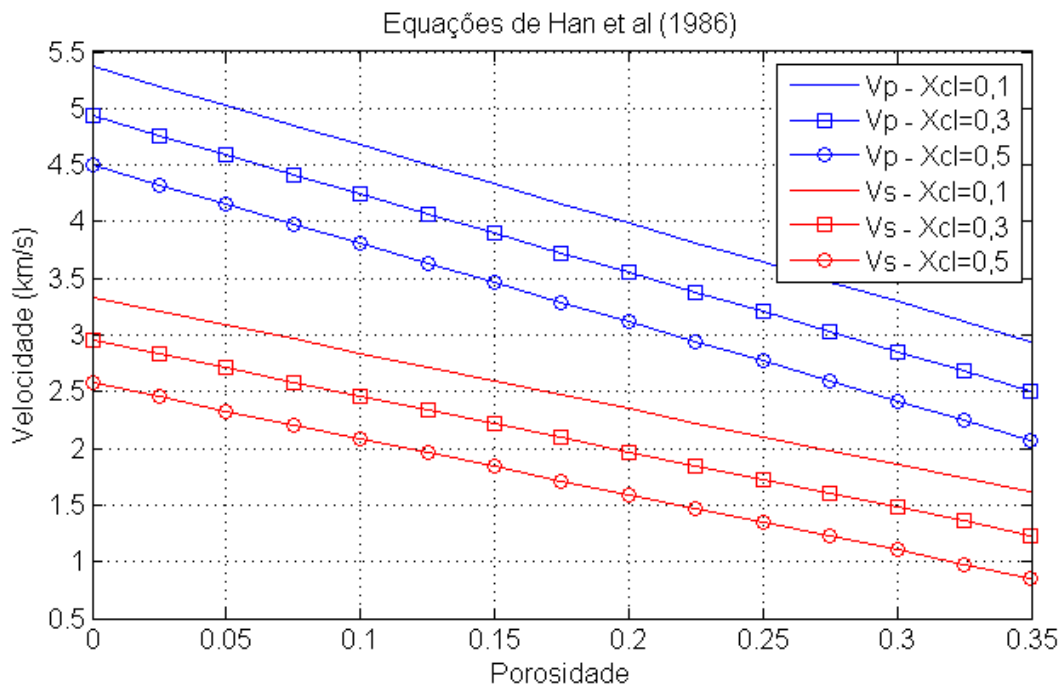


Figura 4.17: Gráficos das equações de V_P e V_S de Han *et al.* (1986) para diferentes porosidades e conteúdos de argila.

No entanto, foi detectado que os parâmetros empíricos obtidos pela regressão linear para as outras condições de pressão diferencial são próximos, revelando que para pressões acima de 10MPa a porosidade e a argilosidade dos arenitos não produzem grandes variações nas veloci-

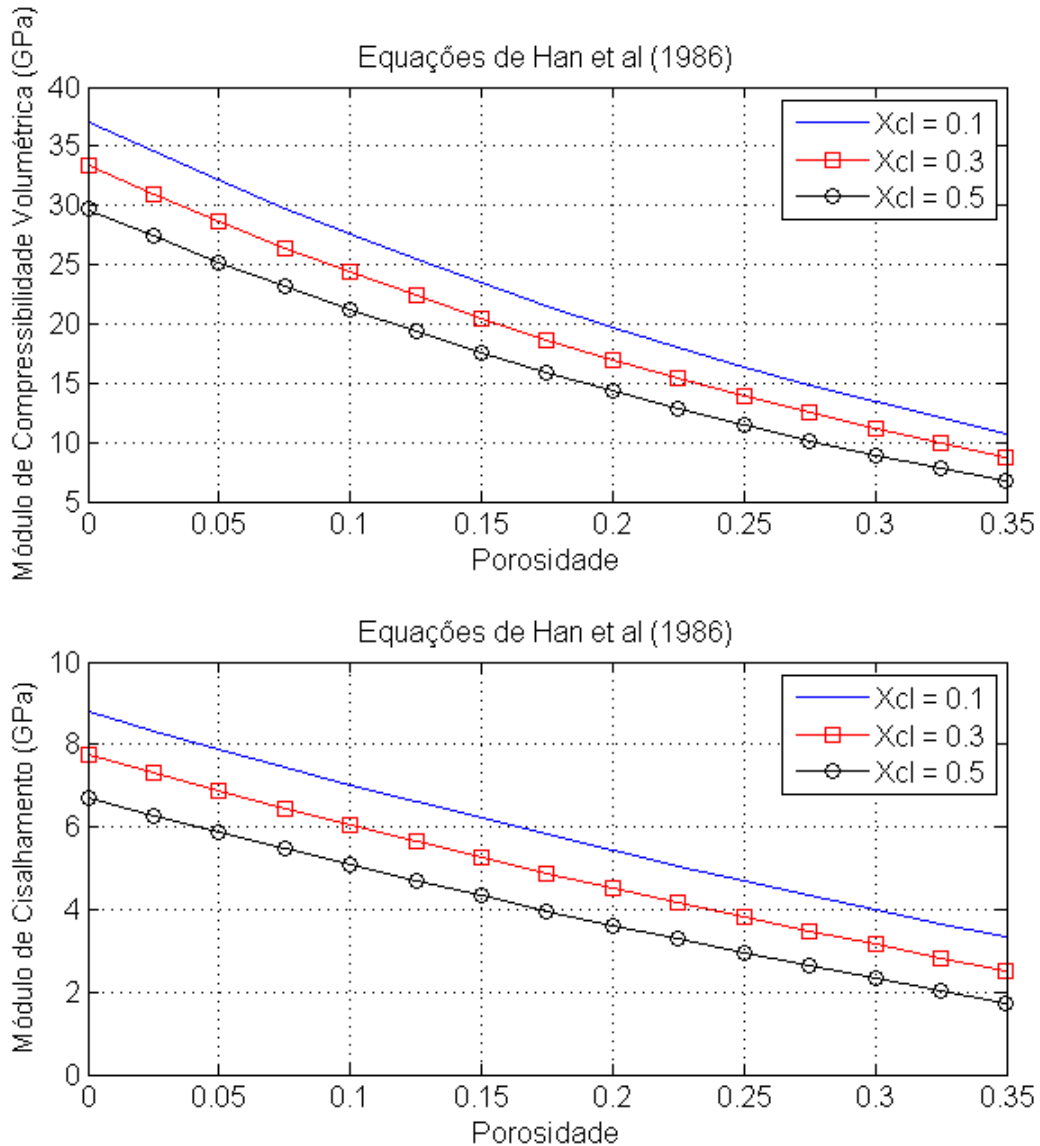


Figura 4.18: Gráfico representando os módulos elásticos obtidos através das equações de Han *et al.* (1986), que estimam os valores de V_P e V_S em função da porosidade e do conteúdo de argila.

dades sísmicas em função da pressão. As equações propostas por Han *et al.* (1986) apresentaram para V_P e V_S respectivamente um coeficiente de correlação igual a 0,985 e 0,959, além de desvio rms relativo de 0,021 e 0,043. Os resultados apresentados em Han *et al.* (1986) mostram que em arenitos limpos as velocidades das ondas compressoriais são 7% maiores do que as velocidades estimadas a partir da equação de Han, enquanto para as ondas cisalhantes são 11% maiores (Figura 4.17). Esta diferença mostra que uma pequena quantidade de argila é o suficiente para reduzir consideravelmente os módulos elásticos dos arenitos. As figuras (4.18) e (4.19) mostram o efeito da argilosidade sobre os módulos elásticos e sobre a razão entre V_P e V_S , respectiva-

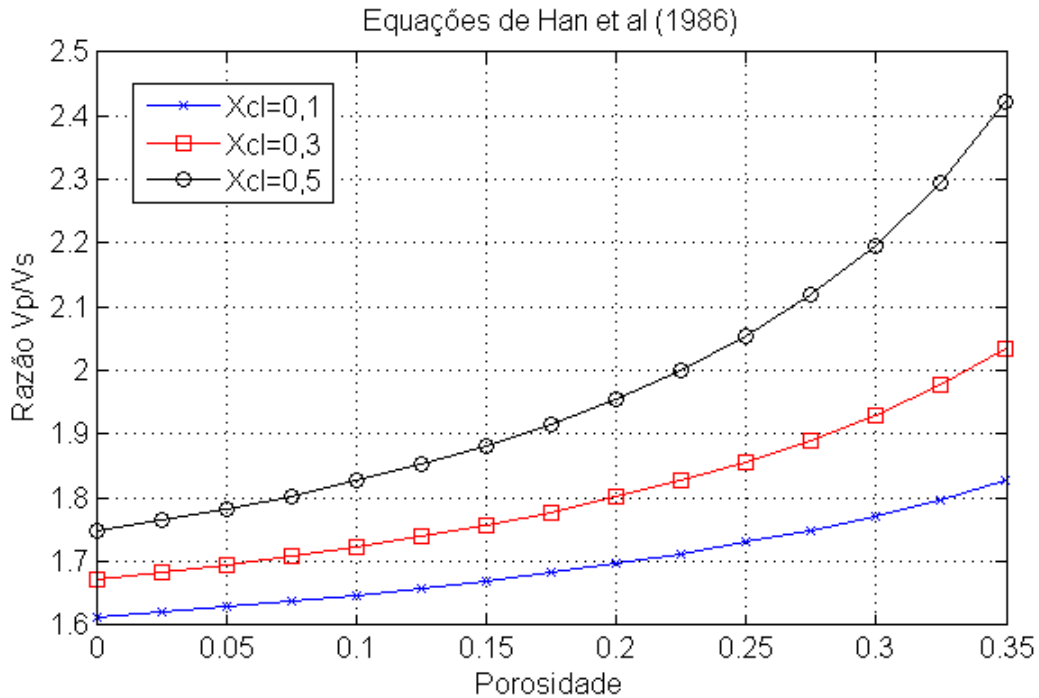


Figura 4.19: Gráfico representando o comportamento da razão V_p/V_s em função da argilicidade e porosidade através das equações de Han *et al.* (1986).

mente, que mostram-se em concordância com as tendências oriundas das equações de Tosaya (1982) e Castagna *et al.* (1985).

4.3.4 EFEITOS DA PRESSÃO EFETIVA

Como citado anteriormente, as rochas sedimentares sofrem a ação da pressão de confinamento e da pressão de poros. No entanto, estas estimativas de pressão separadamente não influenciam as propriedades sísmicas das rochas, como a velocidade, que são, de fato, afetadas apenas pela pressão diferencial. As velocidades e a impedância acústica de uma dada rocha aumentam em função da elevação na pressão efetiva. Contudo, esta relação apresenta uma variação mais abrupta em ambientes de menor pressão comparativamente com situações sob pressões elevadas, demonstrando que a relação entre velocidade e pressão efetiva não apresenta um comportamento linear (Gardner *et al.*, 1974; Domenico, 1984; Eberhart-Phillips *et al.*, 1989; Wang, 2001; Avseth *et al.*, 2005; Singh *et al.*, 2006).

Em geral, as rochas sedimentares apresentam um acentuado aumento nas velocidades durante os primeiros acréscimos na pressão diferencial. Isto é justificado pelo fechamento de pequenas fraturas. Materiais que não apresentam fraturas não apresentam este comportamento. A partir disto, pode-se concluir que a relação entre velocidade e porosidade, é também bastante

afetada pela pressão efetiva. Portanto, as relações entre velocidade e porosidade que não levam em consideração as condições de pressão devem ser utilizadas com cuidado.

O modo pelo qual as tensões afetam as rochas é regido principalmente pelos minerais que as constituem, além de sua microestrutura. Sob um regime de baixas pressões, as velocidades adotam um comportamento não linear e variam de forma muito acentuada em função da variação da pressão. Isto se dá devido ao fechamento de microfraturas com baixos *aspect ratios*, tornando as rochas menos compressíveis. O valor de *aspect ratio* é um meio de caracterizar a forma das fraturas de uma rocha e é dado como a razão entre o menor e o maior eixo destas fraturas. Sob altas pressões a mudança nas velocidades é mais suave e obedece a uma tendência aproximadamente linear, estando relacionada ao fechamento de fraturas menos frequentes com maiores *aspect ratios* (Domenico, 1984; Eberhart-Phillips *et al.*, 1989; Wang, 2001; Avseth *et al.*, 2005; Singh *et al.*, 2006).

Equações de Pickett-Domenico

Em seu trabalho, Pickett (1963) propôs uma equação genérica (Equação 4.30) baseada na equação de tempo-médio (Equação 4.12) que pode também ser escrita como na equação 4.31, na qual as velocidades P e S sejam relacionadas com porosidade, utilizando dois coeficientes (Equações 4.32 e 4.33). Domenico (1984) utilizou os dados deste trabalho e gerou coeficientes empíricos para a equação (4.30) para diferentes condições de pressão efetiva em arenitos e calcáreos, permitindo uma alternativa às equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980), já que estas devem ser utilizadas para representar unicamente arenitos limpos sob alta pressão. No entanto, uma comparação entre as relações de Pickett-Domenico para arenitos com as equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980) mostram que, a equação de Wyllie *et al.* (1956) equivale à região de baixa pressão efetiva calculada por Domenico (1984) (aproximadamente 1000psi), como pode ser visto na figura (4.20).

$$\frac{1}{V} = A + B\phi \quad (4.30)$$

$$\frac{1}{V} = \frac{1}{V_m} + \left(\frac{1}{V_{fl}} - \frac{1}{V_m} \right) \phi \quad (4.31)$$

$$A = \frac{1}{V_m} \quad (4.32)$$

Tabela 4.1: Coeficientes para a relação velocidade x porosidade em arenitos proposta por Pickett (1963) calculada por Domenico (1984) para várias condições de pressão diferencial (Fonte: Modificado de Domenico (1984))

Arenitos				
Pressão Diferencial (psi)	Ondas Compressionais		Ondas Cisalhantes	
	A	B	A	B
500	163,1	573,8	234,9	1337,8
1000	164,7	499,8	239,8	1156,7
2000	165,2	427,1	237,2	992,4
3000	164,9	390,4	230,1	930,3
4000	163,7	376,9	226,6	915,3
5000	162,8	370,5	224,7	893,9
6000	162,7	364,2	223,4	889,0

Tabela 4.2: Coeficientes para a relação velocidade x porosidade em calcáreos proposta por Pickett (1963) calculada por Domenico (1984) para várias condições de pressão diferencial (Fonte: Modificado de Domenico (1984))

Calcáreos				
Pressão Diferencial (psi)	Ondas Compressionais		Ondas Cisalhantes	
	A	B	A	B
500	171,3	370,8	333,4	649,0
1000	168,7	283,1	323,3	451,8
2000	167,3	241,3	318,5	374,8
3000	166,1	215,4	314,1	335,5
4000	165,1	197,9	311,5	304,7
5000	164,2	186,9	309,1	286,9
6000	163,4	178,8	307,3	273,3

$$B = \frac{1}{V_{fl}} - \frac{1}{V_m} \quad (4.33)$$

Onde A e B são os coeficientes obtidos empiricamente em $\mu\text{s/m}$ para cada litologia em diferentes condições de pressão (Tabelas 4.1 e 4.2), ϕ é a porosidade e V pode representar tanto a velocidade compressional, quanto a cisalhante.

O coeficiente A presente na equação proposta por Pickett representa diretamente o inverso da velocidade do mineral formador da matriz da rocha, enquanto o coeficiente B reflete a influência de diversos fatores como a pressão e geometria dos poros. Como pode ser observado nas tabelas (4.1) e (4.2) dos coeficientes, o parâmetro relacionado à velocidade do mineral pouco varia, em função da pressão. Em contrapartida, o fator B , que depende de outras propriedades, apresenta variações muito significativas, e que são maiores para baixas pressões (Domenico, 1984). Esta observação indica que a influência da pressão nas velocidades é muito maior nas fases iniciais de compactação dos sedimentos e rochas, como previamente descrito, justificada

pelo possível fechamento de fraturas com altos valores de *aspect ratio*.

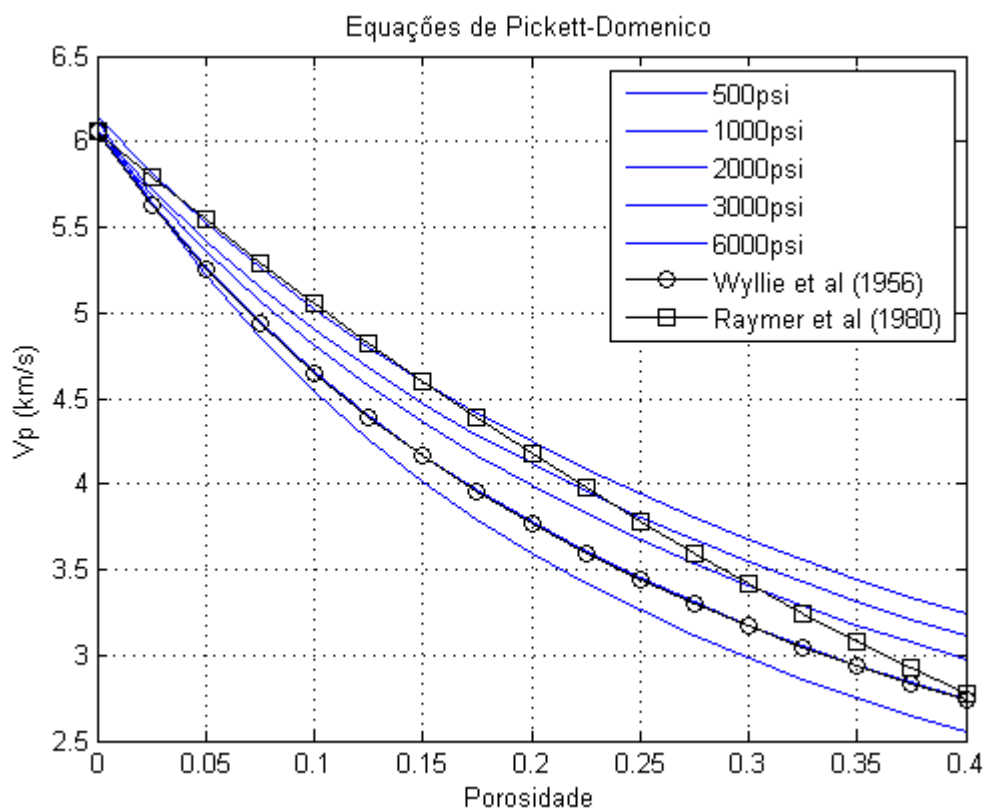


Figura 4.20: Gráfico comparando a relação Pickett-Domenico para arenitos sob diferentes condições de pressão efetiva com as equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980)), de modo que quanto menor a pressão efetiva, as curvas da relação Pickett-Domenico resultam em menores velocidades.

Equação de Eberhart-Phillips

Eberhart-Phillips *et al.* (1989) apresentaram um trabalho quantificando a dependência das velocidades sísmicas em arenitos em relação, não apenas à porosidade e ao conteúdo de argila, mas também à pressão efetiva (Equações 4.34 e 4.35). Neste trabalho foram utilizadas 64 amostras de arenitos saturados por água. A partir de medições das velocidades das ondas P e S nas amostras, foi considerado, inicialmente, que estas velocidades eram dependentes exclusivamente da pressão efetiva. Tomando como base este pressuposto, e analisando cada amostra individualmente, foi identificado que a relação entre os parâmetros citados era bastante semelhante em todas as amostras. A partir disto, pôde-se concluir que, de fato, a pressão efetiva mostrava-se um fator que exercia influência sobre as velocidades de todo o conjunto de dados. Adicionalmente, observou-se que a variação das velocidades em função da pressão efetiva apresenta dois domínios com comportamentos diferentes. O primeiro domínio representa o aumento

exponencial das velocidades em função do aumento da pressão efetiva, que segundo Eberhart-Phillips *et al.* (1989) encontra-se até um limite de aproximadamente 200bars ($\approx 2900\text{psi}$), e segundo Domenico (1984) é por volta de 2000psi. A partir deste ponto, o aumento da pressão efetiva, culmina num aumento linear das velocidades. No entanto, a variação das velocidades em função da pressão efetiva difere entre as diferentes litologias, sobretudo em baixas pressões, na qual observa-se um comportamento exponencial (Eberhart-Phillips *et al.*, 1989).

Arenitos

$$V_P = 5,77 - 6,94\phi - 1,73\sqrt{X_{cl}} + 0,446(P_e - e^{-16,7P_e}) \quad (4.34)$$

$$V_S = 3,70 - 4,94\phi - 1,57\sqrt{X_{cl}} + 0,361(P_e - e^{-16,7P_e}) \quad (4.35)$$

Sendo que a pressão efetiva P_e é dada em kbars.

Equação de Castagna-Batzle-Kan

Em Castagna e Backus (1993) foi apresentada uma equação para estimar as velocidades P e S em rochas na qual fossem constituídas por uma combinação que contivesse minerais de quartzo, argila, dolomita e calcita. Para o cálculo desta equação foram utilizadas 972 medidas provenientes de diferentes trabalhos, de rochas que contivessem somente estes minerais e estivessem totalmente saturadas por água. Apenas foram incluídas na análise, dados que possuíssem tanto medidas das velocidades compressionais, quanto velocidades cisalhantes. Os parâmetros relevantes no cálculo de V_P e V_S proposto, são a porosidade e a pressão diferencial. A equação para o cálculo das velocidades é uma média ponderada dos parâmetros citados para cada mineralogia, em função da fração do seu volume na rocha e dada por:

$$V = \sum X_i(A_i\phi + B_i\text{Log}P + C_i); \sum X_i = 1 \quad (4.36)$$

Onde V pode representar as velocidades P e S em km/s , X_i é a fração do volume do i -ésimo constituinte, ϕ é a porosidade e P é a pressão diferencial em $bars$. Os coeficientes dos i -ésimos constituintes, A_i , B_i e C_i para cada mineralogia estão descritos nas tabelas (4.3) a (4.6).

Tabela 4.3: Tabela de coeficientes do mineral de quartzo para o cálculo das velocidades P e S em rochas multiminerálicas (Fonte: Castagna e Backus (1993))

Quartzo		
Coeficientes	V_P	V_S
A	$-7,636 \pm 0,125$	$-4,691 \pm 0,141$
B	$0,192 \pm 0,016$	$0,166 \pm 0,013$
C	$5,289 \pm 0,0466$	$3,156 \pm 0,035$

Tabela 4.4: Tabela de coeficientes do mineral de argila para o cálculo das velocidades P e S em rochas multiminerálicas (Fonte: Castagna e Backus (1993))

Argila		
Coeficientes	V_P	V_S
A	$-7,636 \pm 0,125$	$-12,655 \pm 1,049$
B	$0,192 \pm 0,016$	$0,166 \pm 0,013$
C	$2,708 \pm 0,059$	$1,844 \pm 0,135$

Tabela 4.5: Tabela de coeficientes do mineral de calcita para o cálculo das velocidades P e S em rochas multiminerálicas (Fonte: Castagna e Backus (1993))

Calcita		
Coeficientes	V_P	V_S
A	$-10,136 \pm 0,278$	$-5,429 \pm 0,141$
B	$0,192 \pm 0,061$	$0,068 \pm 0,013$
C	$5,818 \pm 0,039$	$3,156 \pm 0,035$

Tabela 4.6: Tabela de coeficientes do mineral de dolomita para o cálculo das velocidades P e S em rochas multiminerálicas (Fonte: Castagna e Backus (1993))

Dolomita		
Coeficientes	V_P	V_S
A	$-4,765 \pm 0,444$	$-4,692 \pm 0,141$
B	$0,192 \pm 0,061$	$0,137 \pm 0,010$
C	$5,524 \pm 0,062$	$3,156 \pm 0,035$

4.3.5 EFEITOS DA PERMEABILIDADE

Dando sequência aos estudos que quantificaram a dependência das velocidades sísmicas em detrimento da porosidade e do conteúdo de argila em arenitos, Klimentos (1991) propôs que a permeabilidade pode afetar a relação destas propriedades, unicamente, com a velocidade da onda P. No entanto, foi identificado, que a permeabilidade, isoladamente, não está correlacionada com V_P , mesmo quando as amostras são da mesma litologia e estão dentro da mesma faixa de porosidade e conteúdo de argila. Outra análise feita por Klimentos (1991) foi acerca dos arenitos limpos, que apresentaram um grande espalhamento na dependência da permeabilidade, sugerindo que esta relação estava diretamente ligada à presença de argila. Portanto, os melhores resultados, no sentido de identificar a presença da permeabilidade no controle das velocidades, foram obtidos analisando um gráfico de velocidade por permeabilidade para amostras com a mesma porosidade (Klimentos, 1991).

Equação de Klimentos

Neste trabalho desenvolvido por Klimentos (1991) o conjunto de dados utilizados foram utilizados para obtenção de velocidades ultrasônicas. As amostras consistiam em arenitos saturados por água, com porosidades que variavam de 2% a 36%, permeabilidades numa faixa de 0,001 a 306md e conteúdos de argila que chegavam até 30%. Através do conjunto de dados foi gerada uma equação empírica (Equação 4.37), que indica que a ação da permeabilidade (k) no controle da velocidade é muito pequena se comparada ao conteúdo de argila, e principalmente à porosidade. De acordo com as observações feitas por Klimentos (1991), sugeriu-se, então, que a relação entre a velocidade compressional e a permeabilidade em arenitos é totalmente dependente da influência conjunta da velocidade e da permeabilidade da argila. Apesar de ser possível extrair estimativas de permeabilidade a partir da equação (4.37), quando os dados enquadram-se dentro das limitações impostas pelas características das amostras utilizadas, esta não é recomendada para uma análise precisa da referida propriedade (Klimentos, 1991).

Arenitos

$$V_P = 5,66 - 6,11\phi - 3,53X_{cl} + 0,0007k \quad (4.37)$$

Para k em mDarcy (md).

4.4 RELAÇÕES ENTRE VELOCIDADES DAS ONDAS P E ONDAS S

Com o aumento da medição e utilização de velocidades de ondas cisalhantes, principalmente na perfilagem de poços, a relação entre V_P e V_S tornou-se uma importante ferramenta na determinação de propriedades das rochas (Han *et al.*, 1986). Principalmente a partir da década de 80, foram disseminados os estudos em relação ao uso combinado de V_P e V_S , por vezes incluindo parâmetros como porosidade e argilosidade. Dentre as principais aplicações das relações entre as velocidades é a identificação de litologias através da sísmica ou perfis de poços e a diferenciação direta de fluidos nas rochas através da análise de AVO (Avseth *et al.*, 2005). Algumas relações utilizam apenas as velocidades e ajudam a prever V_S em dados de poços que não contém tais perfis. Outras estimam a razão V_P/V_S e possibilitam então, a determinação da razão de Poisson. Nesta seção serão tratadas algumas das relações V_P-V_S mais representativas já publicadas, sendo apresentadas suas aplicações. Portanto, serão citadas as contribuições dadas por Pickett (1963), Castagna *et al.* (1985), Han *et al.* (1986), Greenberg e Castagna (1992) e Castagna e Backus (1993).

4.4.1 EQUAÇÕES DE PICKETT

Baseado em medições de V_P e V_S em laboratório, Pickett (1963) atribuiu à calcáreos e dolomitos uma relação entre V_P e V_S , que de acordo com suas observações apresentava um comportamento linear. As relações obtidas para calcáreos e dolomitos são as equações (4.38) e (4.39), respectivamente:

Calcáreos

$$V_P = 1,9V_S \quad (4.38)$$

Dolomitos

$$V_P = 1,8V_S \quad (4.39)$$

4.4.2 EQUAÇÕES DE CASTAGNA

Em Castagna *et al.* (1985) foram utilizadas medições *in-situ* e em laboratório de arenitos, argilitos e siltitos de diferentes composições e texturas a fim de estabelecer uma relação generali-

zada entre as velocidades compressionais e cisalhantes em rochas siliciclásticas. Para encontrar uma relação que se enquadrasse de forma ampla no domínio dos siliciclásticos, além das diferenças citadas nos lamitos, os dados incluíam condições de saturação por água ou por ar (rocha seca) além da presença de diferentes frações de argila no caso dos arenitos. A razão V_P/V_S apresenta um comportamento aproximadamente linear para as rochas siliciclásticas saturadas por água. A partir de perfis sônicos e velocidades sísmicas foi estabelecida uma equação que define o comportamento da velocidade da onda P em função da onda S nos lamitos conhecida como *mudrock line*, onde as velocidades estão em km/s (Equação 4.40) (Castagna *et al.*, 1985). A *mudrock line*, como toda equação empírica, possui suas contra-indicações. Além do fato de se adequar apenas à rochas siliciclásticas saturadas por água, esta relação pode subestimar V_S quando apenas V_P é disponível em alguns casos de areias litificadas, mas principalmente de areias inconsolidadas (Wang, 2001). Este comportamento é linear e localiza-se numa posição quase coincidente à linha imaginária que liga a razão V_P/V_S do quartzo e da água. A explicação para esta observação é que o ponto onde está localizada a razão V_P/V_S da argila é também bastante próximo à linha quartzo-água, e, portanto à medida que é adicionado quartzo à argila pura, as velocidades se elevam linearmente até alcançar o ponto relacionado ao quartzo puro. E quanto à outra extremidade, as velocidades são reduzidas linearmente de acordo com o aumento da porosidade, aumentando o conteúdo de água. Em consequência disto, foi proposto que as velocidades em misturas entre estes três elementos são definidas por um triângulo formado pelos pontos água, quartzo e argila, na qual as coordenadas são as velocidades compressionais e cisalhantes (Figura 4.21) (Castagna *et al.*, 1985).

Rochas Siliciclásticas

$$V_P = 1,16V_S + 1,36 \quad (4.40)$$

Castagna e Backus (1993) propuseram novos modelos para relação entre as velocidade P e S para calcários, dolomitos e siliciclásticos. Para os calcários foi calculado um ajuste polinomial por mínimos quadrados, resultando na equação (4.41) considerando as velocidades em km/s . A figura (4.22) mostra uma comparação entre as relações entre V_P e V_S propostas por Castagna e Backus (1993) e Pickett (1963) para calcários e dolomitos, demonstrando diferenças suaves, até mesmo na diferenciação da litologia, que não mostra-se muito clara.

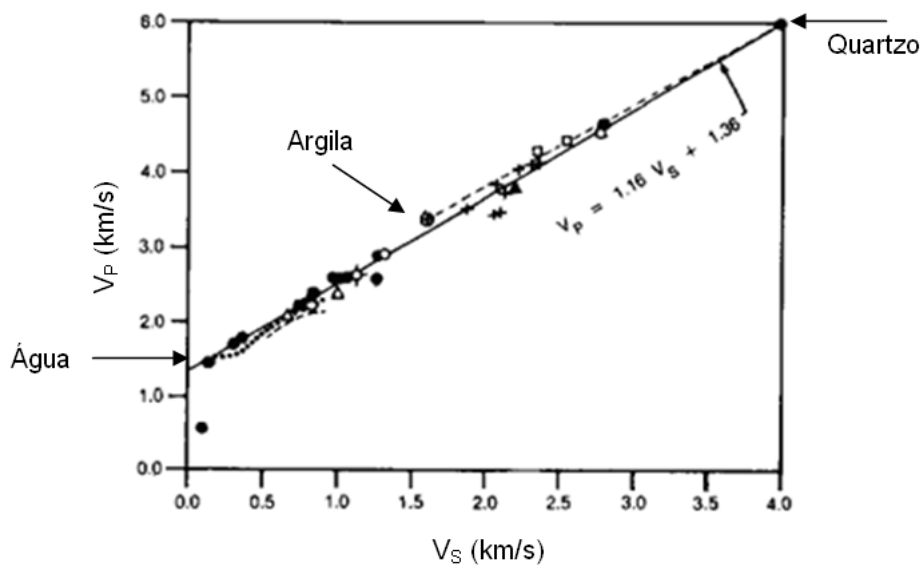


Figura 4.21: Gráfico mostrando o triângulo formado pela relação entre V_P e V_S da água, argila e quartzo. (Fonte: Modificado de Castagna *et al.* (1985)).

Calcários

$$V_S = -0,05508V_P^2 + 1,0168V_P - 1,0305 \quad (4.41)$$

Para dolomitos e siliciclásticos as equações foram obtidas através da regressão linear por mínimos quadrados (Equações 4.42 e 4.44) (Castagna e Backus, 1993):

Dolomitos

$$V_S = 0,5832V_P - 0,07776 \quad (4.42)$$

Arenitos

$$V_S = 0,8042V_P - 0,8559 \quad (4.43)$$

Folhelhos

$$V_S = 0,7700V_P - 0,8674 \quad (4.44)$$

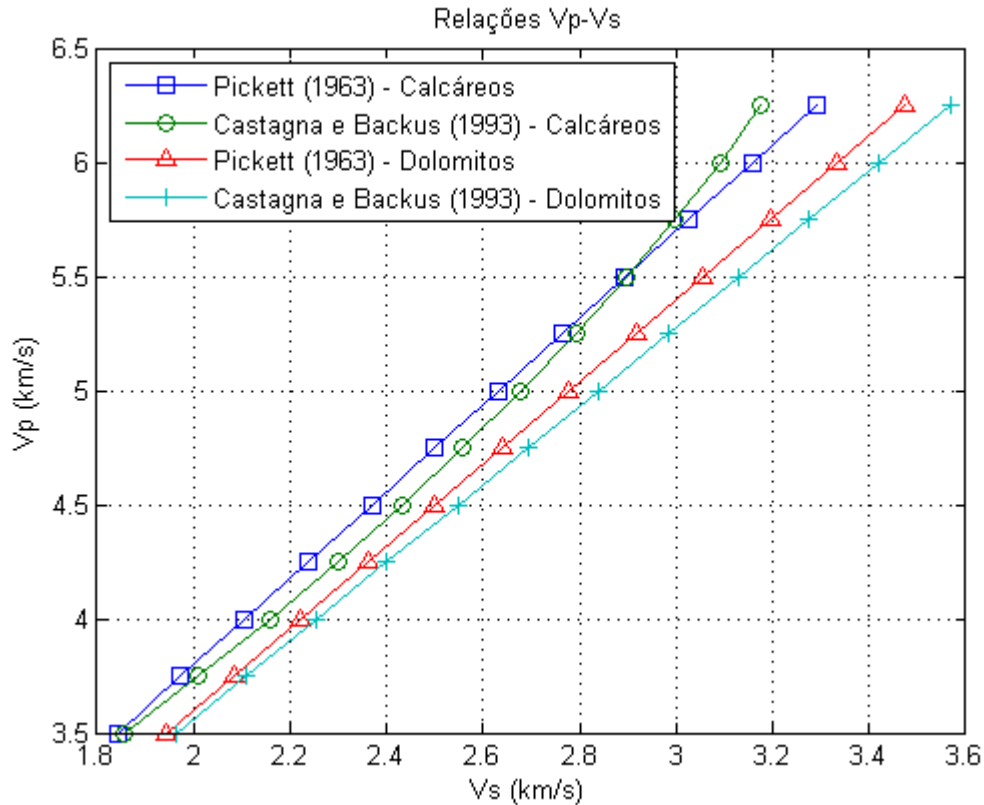


Figura 4.22: Relações entre V_P e V_S para calcários e dolomitos propostas por Pickett (1963) e Castagna e Backus (1993).

4.4.3 EQUAÇÕES DE HAN

Em seu trabalho, Han *et al.* (1986) contribuiu cientificamente através da formulação de equações empíricas que relacionam as velocidades compressoriais e cisalhantes, individualmente, com a porosidade e o conteúdo de argila em arenitos, como apresentado seção anterior. Completamente, forneceu outras relações obtidas através de regressões por mínimos quadrados, uma delas é entre as velocidades P e S, dada pela equação (4.45), outra mostra a dependência da razão V_P/V_S em relação à porosidade e ao conteúdo de argila, representada pela equação (4.46). Esta equação mostra que quanto maior a porosidade ou o conteúdo de argila, maior será a razão entre as velocidades P e S, isto ocorre pois o efeito da argilosidade e porosidade são mais intensos nas ondas cisalhantes. A figura (4.23) mostra a diferença entre a predição da razão V_P/V_S diretamente da equação (4.46) e o cálculo indireto da razão V_P/V_S a partir das velocidades P e S preditas separadamente pelas equações (4.20) e (4.21). Baseado neste gráfico, pode-se considerar que a estimativa da razão V_P/V_S obtida de forma indireta, promove resultados bastante diferentes se comparadas à equação obtida propriamente para esta relação através de uma regressão linear. Além disso, apesar da razão entre as velocidades aumentar juntamente

com a porosidade e argilosidade em ambos os casos, o cálculo indireto gera uma tendência não-linear, diferente daquelas previstas por Castagna *et al.* (1985) e também por Han *et al.* (1986). Devido a estes fatores, espera-se que melhores resultados sejam atingidos através das equações apresentadas neste capítulo.

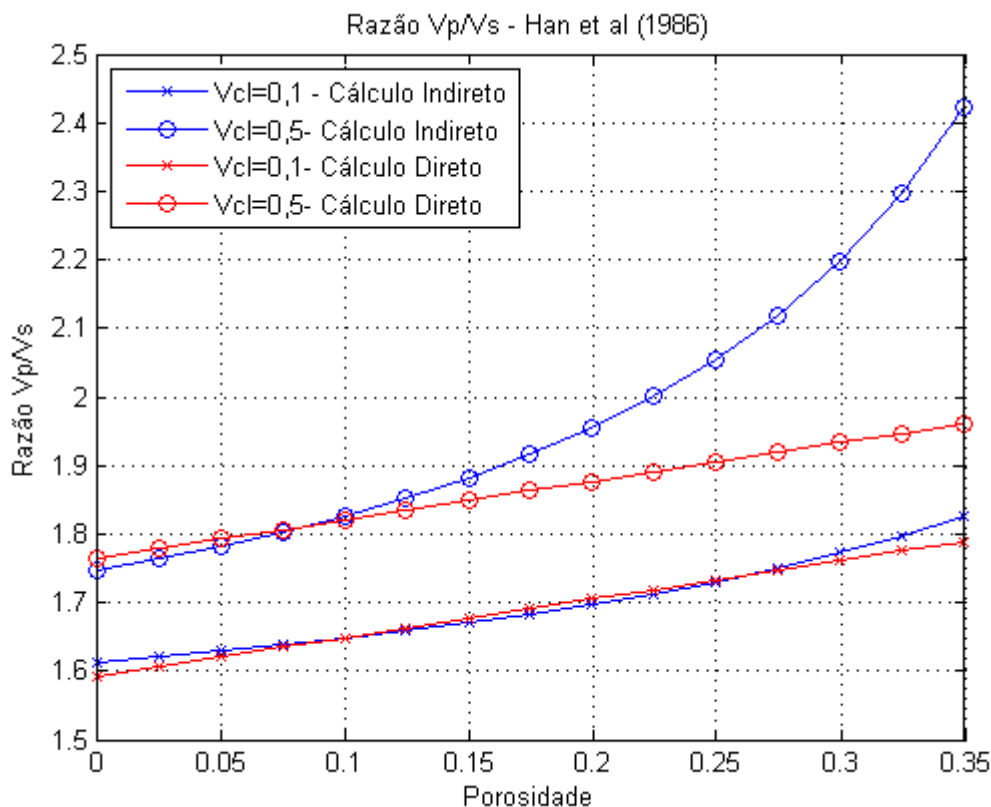


Figura 4.23: Gráfico da razão V_P/V_S em função da porosidade para os conteúdos de argila de 0,1 e 0,5 preditos pelas equações de Han *et al.* (1986).

$$V_P = 1,26V_S + 1,07 \quad (4.45)$$

$$V_P/V_S = 1,55 + 0,56\phi + 0,43V_{cl} \quad (4.46)$$

Baseado na equação 4.46, Han *et al.* (1986) obteve uma relação que objetiva prever a diferença entre a razão V_P/V_S de arenitos secos e saturados por água. Esta relação é dada pela equação 4.47, onde $(V_P/V_S)_s$ e $(V_P/V_S)_d$ representam a razão entre as velocidades P e S em estado de saturação por água e seca, respectivamente.

$$(V_P/V_S)_s - (V_P/V_S)_d = 0,018 + 0,36\phi + 0,47V_{cl} \quad (4.47)$$

Tabela 4.7: Relação dos coeficientes empíricos obtidos através do método de regressão polinomial por Greenberg e Castagna (1992). (Fonte: Greenberg e Castagna (1992))

Litologia	a_{i2}	a_{i1}	a_{i0}
Folhelhos	0	0,76969	-0,86735
Arenitos	0	0,80416	-0,85588
Calcáreos	-0,05508	1,01677	-1,03049
Dolomitos	0	0,58321	-0,07775

4.4.4 EQUAÇÃO DE GREENBERG-CASTAGNA

Esta relação empírica obtida por Greenberg e Castagna (1992) entre V_P e V_S é mais complexa do que as equações empíricas apresentadas nos outros trabalhos aqui relacionados. Sua aplicabilidade envolve rochas multiminerálicas saturadas por água salgada. Neste trabalho, foi estabelecida uma regressão polinomial para determinar V_S em função de V_P , de forma que fossem obtidos coeficientes para cada mineral puro (Tabela 4.7). A partir daí, a estimativa de V_S para a uma dada rocha de litologia multiminerálica saturada por água salgada em função das velocidades das ondas P de cada mineral puro é obtida através de alguns somatórios. Estes somatórios, na verdade, representam a média entre as médias aritméticas e harmônicas das velocidades cisalhantes dos componentes monominerálicos dada pela equação (4.48) (Greenberg e Castagna, 1992; Avseth *et al.*, 2005). Através dos coeficientes dispostos na tabela (4.7) foram obtidas curvas que representam as relações entre V_P e V_S para rochas monominerálicas, e podem ser analisadas na figura (4.24).

$$V_S = \frac{1}{2} \left\{ \left[\sum_{i=1}^L X_i \sum_{j=0}^{N_i} a_{ij} V_P^j \right] + \left[\sum_{i=1}^L X_i \left(\sum_{j=0}^{N_i} a_{ij} V_P^j \right)^{-1} \right]^{-1} \right\}; \sum_{i=1}^L X_i = 1 \quad (4.48)$$

Onde L representa o número de constituintes monominerálicos, X_i é a fração do volume de cada constituinte, N_i é a ordem do polinômio para o referido constituinte, a_{ij} é o coeficiente empírico, V_P^j é a velocidade compressional associada ao coeficiente a_{ij} e V_s é a velocidade cisalhante do composto multiminerálico saturado por água salgada.

Para casos monominerálicos a estimativa de V_S é simplificada e obtida através da seguinte equação:

$$V_S = a_{i2} V_P^2 + a_{i1} V_P + a_{i0} \quad (4.49)$$

Sendo que, novamente, para as equações (4.48) e (4.49) as velocidades são em km/s .

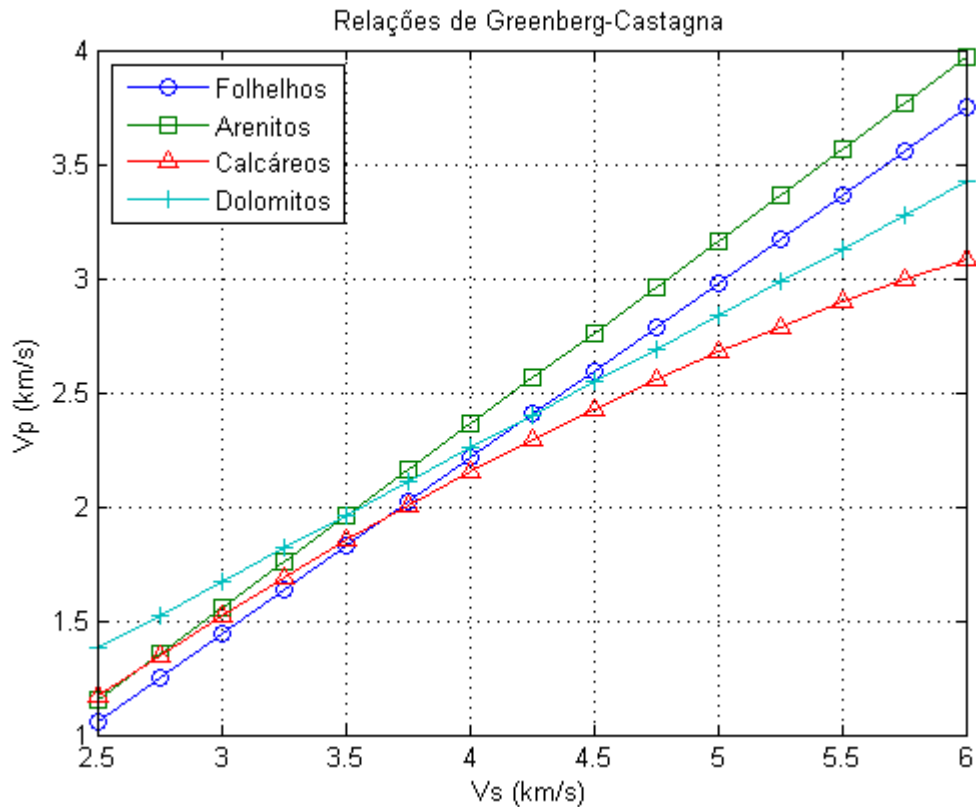


Figura 4.24: Gráfico contendo as curvas para a estimativa de V_S a partir de V_P de rochas monominerálicas proposta por Greenberg e Castagna (1992).

4.5 RELAÇÕES PARA A IDENTIFICAÇÃO DE SOBREPRESSÃO

Como citado no início deste trabalho, considera-se como um comportamento normal na compactação dos sedimentos e rochas um gradiente de pressão médio de 3,28psi/m para a pressão de confinamento e de 1,54psi/m para a pressão de poros. Com isso espera-se que a cada metro de profundidade, as rochas sedimentares estejam expostas à uma pressão efetiva de 1,74psi (Gardner *et al.*, 1974; Castagna e Backus, 1993). No entanto, por vezes, o processo de compactação acontece de forma mais lenta, devido a uma baixa taxa de expulsão dos fluidos conforme as rochas vão sendo soterradas. Por este motivo, a pressão nos poros torna-se muito maior e a pressão efetiva muito menor, do que os valores esperados para uma dada profundidade. Estas ocorrências de sobrepressão nos poros, pode ser causada, por exemplo, por altas taxas de sedimentação num pequeno espaço de tempo geológico, não deixando tempo suficiente para o escoamento dos fluidos presentes nos poros para regiões de menor pressão. Estas regiões estão normalmente associadas à regiões de baixas velocidades sísmicas e altas porosidades (Swarbrick, 2002; Mukerji *et al.*, 2002).

Dentro deste contexto, a identificação das regiões nas quais ocorre a sobrepressão nos poros é de grande importância. Isto porque os erros na estimativa da pressão efetiva, podem acarretar em enormes erros desde a estimativa de outras propriedades, como as velocidades, até no planejamento de produção e simulação de fluxo de hidrocarbonetos em um reservatório. O controle acerca das pressões das rochas durante a perfuração e produção de um campo de petróleo reduz as chances de um desastre natural, pondo em risco, além do próprio campo a ser explorado, mas principalmente o meio ambiente e a vida dos trabalhadores envolvidos na operação. A seguir serão apresentados alguns métodos encontrados na literatura que podem ser utilizados como uma ferramenta na detecção destas pressões anômalas.

4.5.1 MÉTODOS BASEADOS NA POROSIDADE

Uma das vertentes para a identificação da pressão efetiva na qual as rochas estão submetidas em subsuperfície, baseia-se na porosidade como principal critério. No entanto, este campo de estudo parte da premissa que existe uma relação de dependência entre a porosidade e a pressão efetiva, e portanto, mesmo que a pressão de poros seja muito maior do que a pressão de poros esperada para uma dada profundidade, a porosidade irá manter-se fiel à relação com a pressão efetiva. Apesar da porosidade não ser uma propriedade que possa ser medida de forma direta, sua utilização se dá pela estimativa através das velocidades sísmicas ou de perfis de poço como perfis sônicos, de densidade, de resistividade ou de neutrão. A seguir serão citadas duas técnicas para predição das pressões efetivas baseadas na porosidade, que são o Método da Razão de Eaton e o Método da Profundidade Equivalente. Ambos os métodos utilizam a chamada curva de compactação normal, que representa a variação da porosidade associada ao aumento da profundidade, baseada na variação das pressões considerada normal. Estas curvas de compactação normal são definidas para cada litologia, pois cada uma delas possui diferentes taxas de compactação e também valores diferentes associadas à porosidade inicial, ou porosidade crítica. Na literatura podem ser encontradas curvas de compactação normal predefinidas para cada litologia, ou estas podem ser geradas para casos particulares através da experiência e conhecimento prévio da região de interesse, além da utilização de outros dados que possam servir de base para a estimativa. (Swarbrick, 2002).

Método da Razão de Eaton

Este método utiliza os valores observados e medidos de um dado atributo numa profundidade de interesse para determinar a pressão de poros. A partir da pressão de confinamento P_c ,

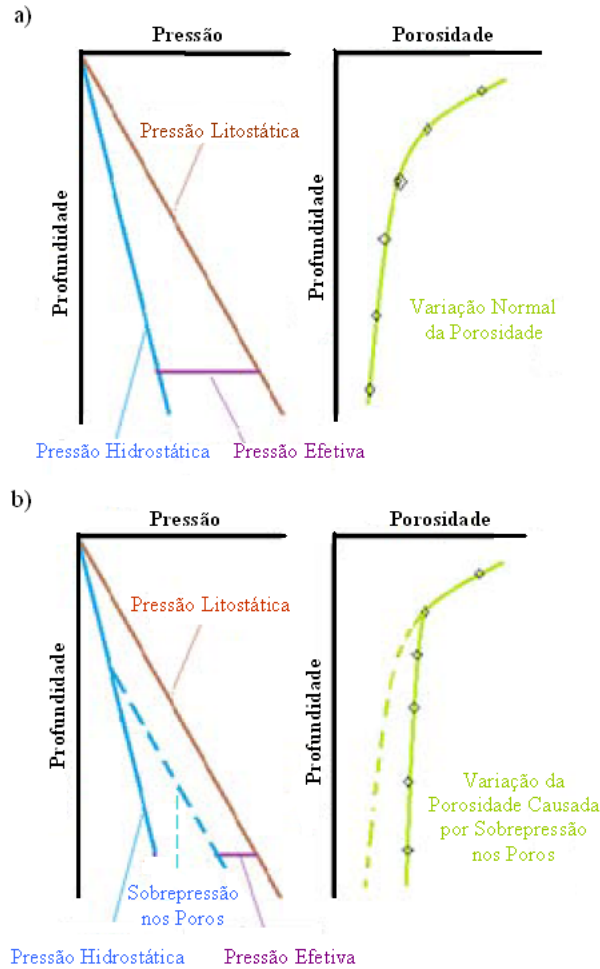


Figura 4.25: Gráficos indicando: a) a variação com a profundidade na pressão litostática (ou de confinamento) e a pressão hidrostática (ou de poros) sob condições normais, e ao lado a curva de compactação normal, que refere-se a perda de porosidade com a profundidade para tais condições de pressão e; b) a um comportamento anormal da pressão de poros e ao lado, a respectiva alteração na redução da porosidade com a profundidade.

da pressão de poros esperada P_{Pnorm} , e de atributos observados A_{obs} e esperados A_{norm} , que podem ser velocidades sísmicas ou perfis utilizados para obter uma aproximação da porosidade, calcula-se a pressão de poros *in-situ* P_c através da equação (Swarbrick, 2002):

$$P_p = P_c - (P_c - P_{Pnorm}) \left(\frac{A_{obs}}{A_{norm}} \right)^x \quad (4.50)$$

Onde x é uma constante empírica adotada de acordo com o atributo escolhido, e portanto, para dados de velocidade recomenda-se $x = 3$ e para dados de resistividade, $x = 1, 2$.

Método da Profundidade Equivalente

A predição da pressão de poros P_p através do método da porosidade equivalente, baseia-se na diferença entre a pressão de confinamento P_{Cobs} na profundidade medida e a pressão efetiva P_e na profundidade que representa o valor atributo observado, na curva de compactação normal (Equação 4.51) (Swarbrick, 2002).

$$P_p = P_{Cobs} - P_e \quad (4.51)$$

4.5.2 MÉTODOS BASEADOS NA RAZÃO DE POISSON

Como visto anteriormente, uma alta pressão de poros numa rocha em subsuperfície, representa uma baixa pressão diferencial. Valendo-se dos conceitos abordados até aqui sobre a relação entre a pressão efetiva e as velocidades, espera-se que estas sofram uma redução quando inseridas neste cenário de elevada pressão de poros. No entanto, sabe-se que inúmeros outros fatores controlam diretamente estas velocidades, podendo provocar ambiguidades na interpretação de baixas velocidade, ou seja, rochas submetidas à diferentes pressões podem apresentar velocidades muito semelhantes (Figura 4.26). Desta forma, a análise das velocidades isoladamente não é argumento suficiente para confirmar supostas baixas pressões efetivas. Esta questão da ambiguidade, pode, em muitos casos, ser resolvida através da análise da razão de Poisson, obtida a partir das velocidades P e S (Dvorkin *et al.*, 1999; Dvorkin, 2000).

A elevação na pressão diferencial afeta as velocidades e os módulos elásticos, principalmente devido à sua relação com fechamento de fraturas. Baseado na definição da razão de Poisson previamente discutida, é possível compreender sob um aspecto teórico, o motivo pelo qual a razão de Poisson é capaz de detectar os efeitos da sobrepressão. Considerando que a quantidade de fraturas num dado material é proporcional à pressão de poros, que este seja isotrópico e que a organização das fraturas preserve esta característica, é possível sugerir que a razão de Poisson é diretamente proporcional à pressão em rochas saturadas por gases. Isto, porque o gás é altamente compressível e para uma mesma tensão axial a deformação na direção transversal à aplicação da força será menor num material fraturado, pois haverá uma acomodação do material causando o fechamento de tais fraturas. Em contrapartida, em rochas saturadas por líquidos a razão de Poisson tende a ser inversamente proporcional à pressão diferencial, e consequentemente proporcional à pressão de poros (Figura 4.28a), apesar de em alguns casos não apresentar este comportamento (Figura 4.28b).

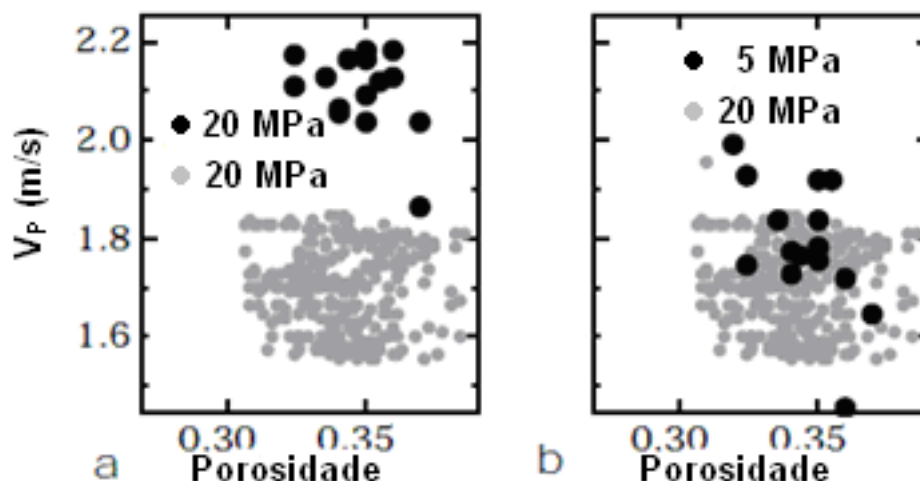


Figura 4.26: Gráficos mostrando uma ambiguidade na utilização de V_P na identificação de sobrepressão: a) Diferentes amostras de arenitos estão submetidas à mesma condição de pressão diferencial, e apresentam velocidades distintas; b) As mesmas amostras de arenitos sob diferentes pressões diferenciais, apresentam valores associados à velocidade compressional semelhantes. (Modificado de Dvorkin (2000))

Dvorkin (2000) apresenta um gráfico (Figura 4.29) que mostra o comportamento da razão de Poisson em função da impedância acústica para areias do Mar do Norte saturadas por diferentes fluidos, e sugere que para cada conjunto de dados deve-se construir um modelo como este para representar as tendências e magnitudes da razão de Poisson para cada tipo de fluido em função da pressão de poros. Pode-se perceber que a razão de Poisson das amostras saturadas por salmoura é muito maior se comparadas com casos onde o fluido saturante é óleo ou gás (Figura 4.29). Outro importante ponto a ser destacado é sobre a elevação na razão de Poisson das amostras quando saturadas por salmoura, sob um regime de elevação na pressão de poros, como previamente descrito. Corroborando com o que foi visto até o presente momento, as amostras saturadas por gases e por óleo na figura 4.29 indica uma queda na razão de Poisson em função do aumento na pressão de poros. Além disto, a razão de Poisson apresenta uma variação mais suave nas amostras saturadas por óleo do que aquelas saturadas por gás, fato este, que se ocorre, possivelmente, em função dos óleos serem menos compressíveis do que os gases. Isto mostra que a razão de Poisson pode ser utilizada tanto para a identificação de elevadas pressões de poro como também um discriminador do tipo de fluido

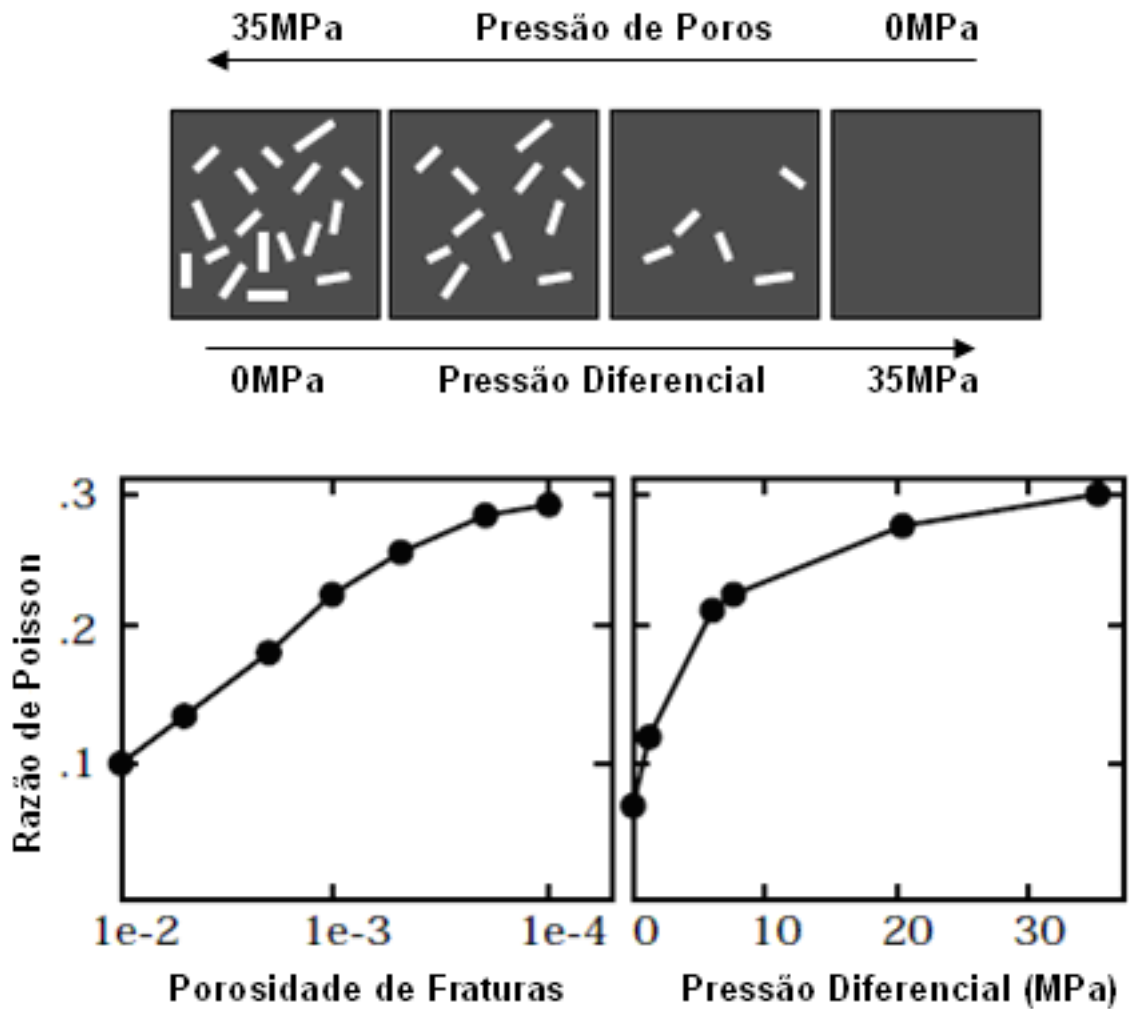


Figura 4.27: A figura mostra um esquema representando a variação da quantidade de fraturas em função da pressão diferencial e da pressão de poros, além de um gráfico indicando o comportamento da razão de Poisson devido a variação na pressão e no volume das fraturas para rochas saturadas por gás. (Modificado de Dvorkin (2000))

4.6 RELAÇÕES ENTRE PROPRIEDADES FÍSICAS NOS FLUIDOS

As principais propriedades sísmicas relacionadas aos fluidos contidos nos poros das rochas sofrem muitas alterações de acordo com as condições de temperatura e pressão. Os modelos geofísicos, principalmente em estudos de física das rochas, como na substituição de fluidos, muitas vezes são demasiadamente simplificados, quando se fala em variações relacionadas à temperatura e pressão. Quando são feitas algumas estimativas em torno destas condições *in-situ*, as propriedades dos fluidos podem ser calculadas de forma mais realista evitando erros que poderiam ser negativamente determinantes numa análise futura e, portanto promover melhores estimativas de densidade, velocidade, Módulo de Compressibilidade Volumétrica, entre outros

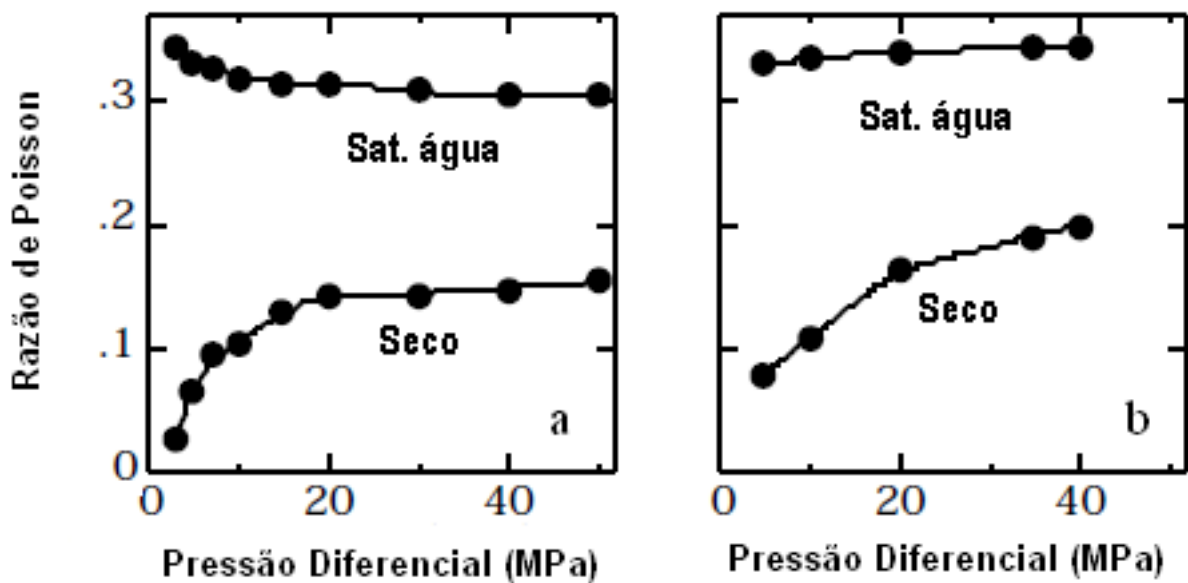


Figura 4.28: Gráfico mostrando a variação na razão de Poisson um função da pressão diferencial para amostras secas e saturadas por água. Em: a) a amostra saturada por água apresenta o comportamento esperado e em; b) a amostra saturada por água apresenta uma leve redução na razão de Poisson em detrimento do aumento da pressão diferencial. (Modificado de Dvorkin (2000))

fatores. Um exemplo claro da importância da inclusão das variações de temperatura e pressão nos modelos de física das rochas são os casos de rochas saturadas por óleos leves, que quando expostos a altas pressões absorvem uma quantidade de gás suficiente para reduzir drasticamente sua densidade e suas propriedades elásticas, sendo capaz de promover grandes contrastes de impedâncias acústicas no contato óleo-água, podendo ser identificados numa seção sísmica. Portanto, é de grande valia para a indústria do petróleo o entendimento acerca do comportamento dos fluidos e suas influências sobre as respostas sísmicas, já que este comportamento pode ser bastante diferenciado para água e hidrocarbonetos (Batzle e Wang, 1992).

4.6.1 FLUIDO: SALMOURA

A salmoura ou água de formação é o fluido mais comumente encontrado nas rochas e está presente em todos os reservatórios. A concentração de sais nestes fluidos pode atingir até 50% e sua densidade, viscosidade e seus módulos elásticos aumentam quanto maior for a concentração destes sais. Os módulos elásticos da salmoura alcançam seu valor máximo dentro de uma faixa de temperatura entre 40 e 80°C. Além disso, as águas de formação também detêm uma capacidade de absorção de gases, e esta capacidade aumenta em função do aumento da

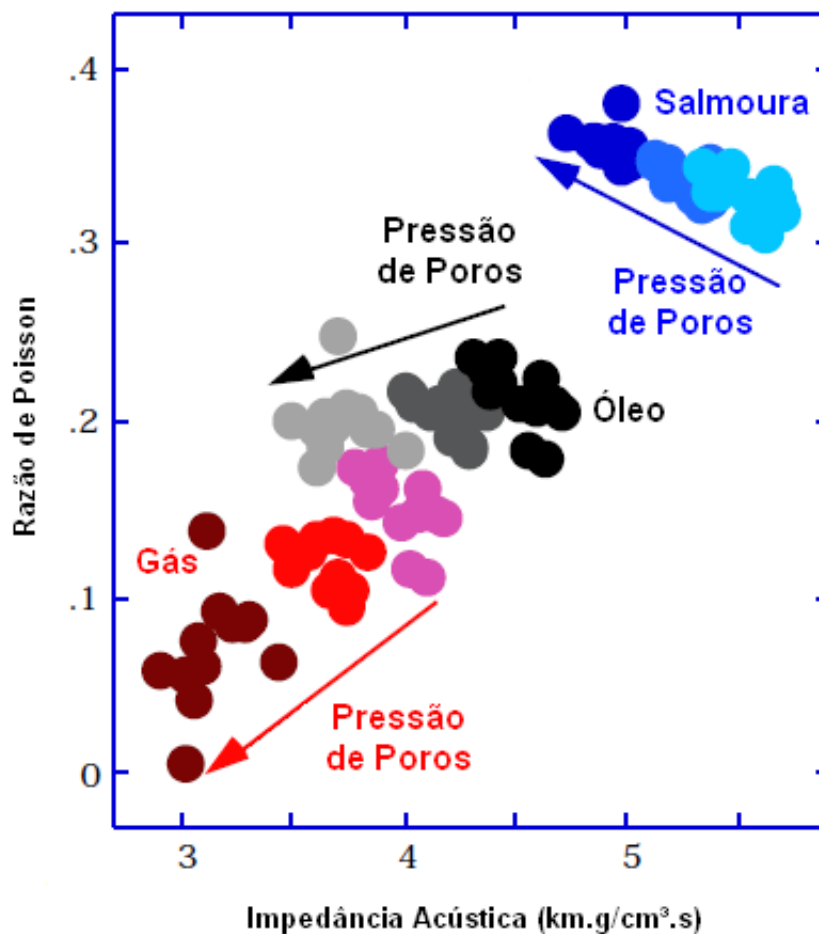


Figura 4.29: Gráfico indicando o comportamento da razão de Poisson em função da impedância acústica para areias do Mar do Norte saturadas por salmoura, óleo e gás. (Modificado de Dvorkin (2000))

salinidade e da pressão. No entanto, a pressão não exerce um forte controle sobre a viscosidade da salmoura, mas a temperatura, juntamente com a presença de gás dissolvido, contribui para uma redução da viscosidade. Esta diminuição da viscosidade em detrimento da ocorrência de gases na solução, é bem menos significativa do que nos óleos, como será visto adiante (Batzle e Wang, 1992).

Através das equações 4.52 a 4.55 e das equações 4.56 e 4.57 são calculadas, respectivamente, a densidade da água em função da pressão (P) e temperatura (T), e a densidade de soluções de cloreto de sódio, ambas em g/cm^3 . O cálculo da densidade da salmoura (Equações 4.56 a 4.57) baseia-se na densidade da água (Equação 4.52) e na concentração de cloreto de sódio em relação à solução (ppm/1000000). A figura 4.30 mostra a dependência da densidade da salmoura em relação às condições de temperatura, pressão e salinidade.

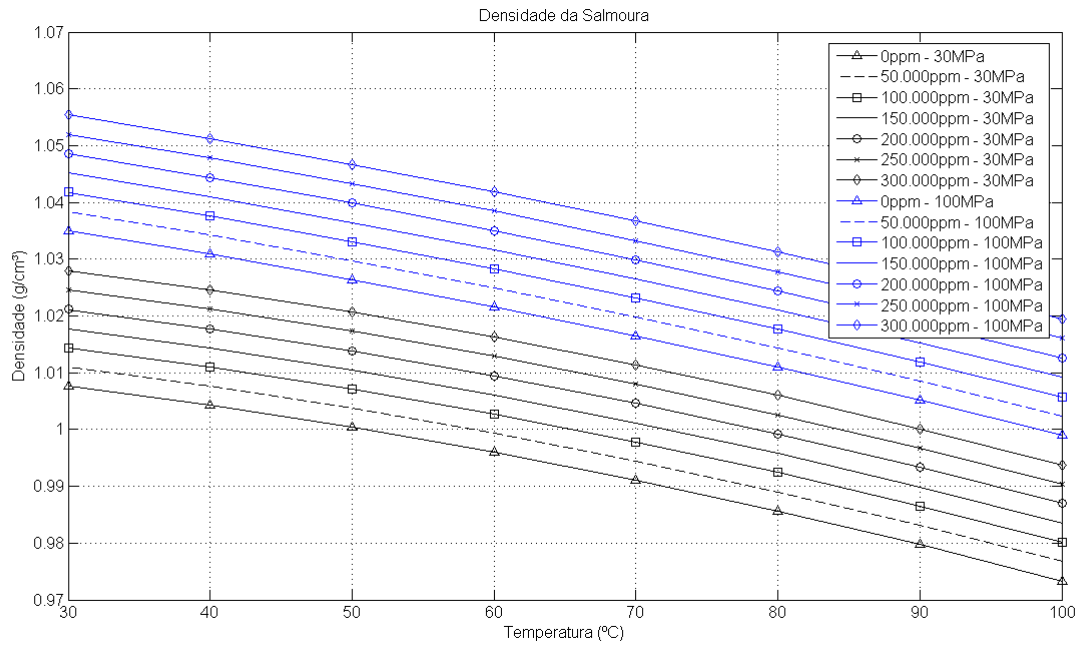


Figura 4.30: Gráficos mostrando a variação da densidade em função da temperatura, para diferentes concentrações de cloreto de sódio.

$$\rho_W = 1 + 1 \times 10^{-6}(\delta_T + \delta_P + \delta_{TP}) \quad (4.52)$$

Onde δ_T , δ_P e δ_{TP} são dados por:

$$\delta_T = 0,00175T^3 - 3,3T^2 - 80T \quad (4.53)$$

$$\delta_P = 489P - 0,333P^2 \quad (4.54)$$

$$\delta_{TP} = -2TP + 0,016T^2P - 1,3 \times 10^{-5}T^3P - 0,002TP^2 \quad (4.55)$$

$$\rho_B = \rho_W + \omega S \quad (4.56)$$

Sendo que ω obtido através da seguinte equação:

$$\omega = 0,668 + 0,44S + 1 \times 10^{-6}[300P - 2400PS + T(80 + 3T - 3300S - 13P + 47PS)] \quad (4.57)$$

Em relação à viscosidade das salmouras (η_B), os fatores mais importantes são a temperatura e a salinidade. Devido ao efeito da pressão ser reduzido, este pode ser desconsiderado. A absorção de gás pela salmoura contribui para a redução de sua viscosidade, no entanto, a resposta da viscosidade à presença de gás na mistura não é muito acentuada, de forma que a viscosidade pode ser calculada para temperaturas de até 250°C através da equação:

$$\eta_B = 0,1 + 0,333S + (1,65 + 91,9S^3)e^{-T^{0,8}[0,42(S^{0,8}-0,17)+0,045]} \quad (4.58)$$

4.6.2 FLUIDO: ÓLEO

Os óleos podem apresentar grandes variações de densidade, o que está relacionado, entre outros fatores, como a diversidade e complexidade de suas possíveis composições orgânicas. Os mais leves podem comportar-se de forma semelhante aos líquidos, que são os chamados condensados, enquanto os mais densos quase como um sólido, como o betumen e o querogêneo. Em laboratório as densidades dos óleos atingiram os limites de 0,5g/cm₃ até valores acima de 1,0g/cm₃, apresentando uma densidade superior a da água. Apesar disto, grande parte do óleo produzido representa um valor de densidade intermediário à este, variando dentro de uma faixa mais estreita. A densidade, assim como as velocidades e os módulos elásticos dos óleos aumentam com o peso molecular, a pressão e com a redução na temperatura, estas relações mostram-se aproximadamente lineares. A viscosidade do óleo, também é proporcional à pressão, peso molecular e ao inverso da temperatura, e tanto a viscosidade quanto a densidade são mais dependentes da temperatura do que da variação de pressão (Batzle e Wang, 1992).

Uma densidade de referência (ρ_0) é utilizada para a classificação dos óleo e é medida em condições de pressão atmosférica e temperatura de 15,6°C. A partir desta densidade classifica-se a chamada gravidade API que é dada pela equação (4.59), de forma que quanto mais leve o óleo, maior será seu grau API. No entanto a densidade do óleo relacionada ao grau API, não representa sua densidade em subsuperfície, pois esta é afetada pela variação da pressão e principalmente pela temperatura. A influência da pressão sobre a densidade pode ser calculada pela equação (4.60), enquanto seu efeito combinado com as condições de temperatura podem ser descritos através da equação (4.61). Da mesma forma que a densidade *in-situ* pode ser estimada a partir da gravidade API e das condições temperatura e pressão, a velocidade compressional pode ser calculada em função dos mesmos parâmetros (Equação 4.62). A figura 4.31 mostra o comportamento da densidade de óleos com diferentes graus API em função da variação na pressão, além da relação entre a velocidade compressional em um óleo com densidade de 20° API

e a pressão, para diferentes condições de temperatura. Já na figura 4.32 pode-se observar como variam a densidade e a velocidade compressional em óleos com 20°API em diferentes condições de pressão (Batzle e Wang, 1992).

$$API = \frac{141,5}{\rho_0} - 131,5 \quad (4.59)$$

$$\rho_P = \rho_0 + (2,77 \times 10^{-3}P - 1,71 \times 10^{-7}P^3)(\rho_0 - 1,15P)^2 + 3,49 \times 10^{-4}P \quad (4.60)$$

Para ρ_P sendo a densidade do óleo para uma dada condição de pressão P .

$$\rho_{TP} = \frac{\rho_P}{0,972 + 3,81 \times 10^{-4}(T + 17,78)^{1,175}} \quad (4.61)$$

De maneira que ρ seja a densidade de óleo para uma exposição à uma temperatura T e pressão P .

$$V_{Poleo} = 2096 \sqrt{\frac{\rho_0}{2,6 - \rho_0} - 3,7T + 4,64P - 0,0115TP(1 - 4,12 \sqrt{\frac{1,08}{\rho_0} - 1})} \quad (4.62)$$

Onde V_{Poleo} é a velocidade compressional de um dado óleo submetido uma condição específica de pressão e temperatura.

$$\eta_T = \left(10^{0,505y(17,8+T)^{-1,163}}\right) - 1 \quad (4.63)$$

$$\text{Log}_{10}(y) = 15,693 - \frac{2,863}{\rho_0} \quad (4.64)$$

$$\eta = \eta_T + 0,145PI \quad (4.65)$$

$$\text{Log}_{10}(I) = 18,6 \left[0,1 \text{Log}_{10}(\eta_T) + (\text{Log}_{10}(\eta_T) + 2)^{-0,1} - 0,985\right] \quad (4.66)$$

Os óleos, de acordo com as condições de pressão e temperatura na qual estão expostos, apresentam uma capacidade de absorver moléculas de gás. Quando não há gás na solução, o óleo é chamado de óleo morto, e a denominação óleo vivo é utilizada para referir-se à óleos que

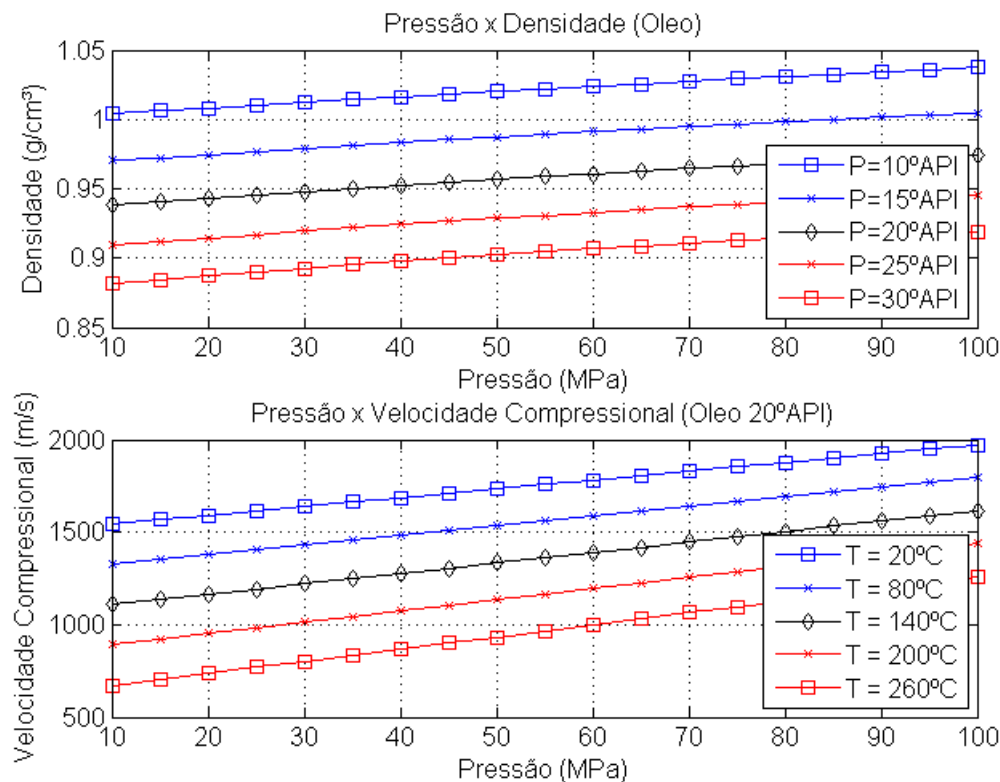


Figura 4.31: Gráficos mostrando a variação da densidade e da velocidade compressional em função da pressão de óleos com diferentes valores de gravidades API.

absorveram moléculas de gás. A presença destes gases dissolvidos no óleo causam uma redução nas propriedades sísmicas do mesmo e, portanto, podem provocar erros significativos se estes forem tratados como óleos mortos. Em alguns casos, a redução pode ser tão acentuada, que a impedância acústica chega a ser bem menor que da salmoura, gerando *bright-spots* no contato entre as duas fases (Batzle e Wang, 1992).

4.6.3 FLUIDO: GÁS

Os gases hidrocarbonetos são geralmente alcanos leves e suas propriedades sísmicas como densidade, velocidade e os módulos elásticos são bastante afetadas pelas condições de pressão e temperatura. Nos gases estas propriedades são diretamente proporcionais à pressão, e ao peso molecular dos compostos e inversamente proporcional à temperatura. Este comportamento, na maior parte dos casos, também representa o que ocorre com a viscosidade. No entanto, para situações onde o gás está exposto à baixas pressões e altas temperaturas a viscosidade apresenta um leve aumento em função do aumento da temperatura. As figuras 4.33 a 4.36 mostram a relação entre a densidade dos gases leves e pesados com as condições de temperatura

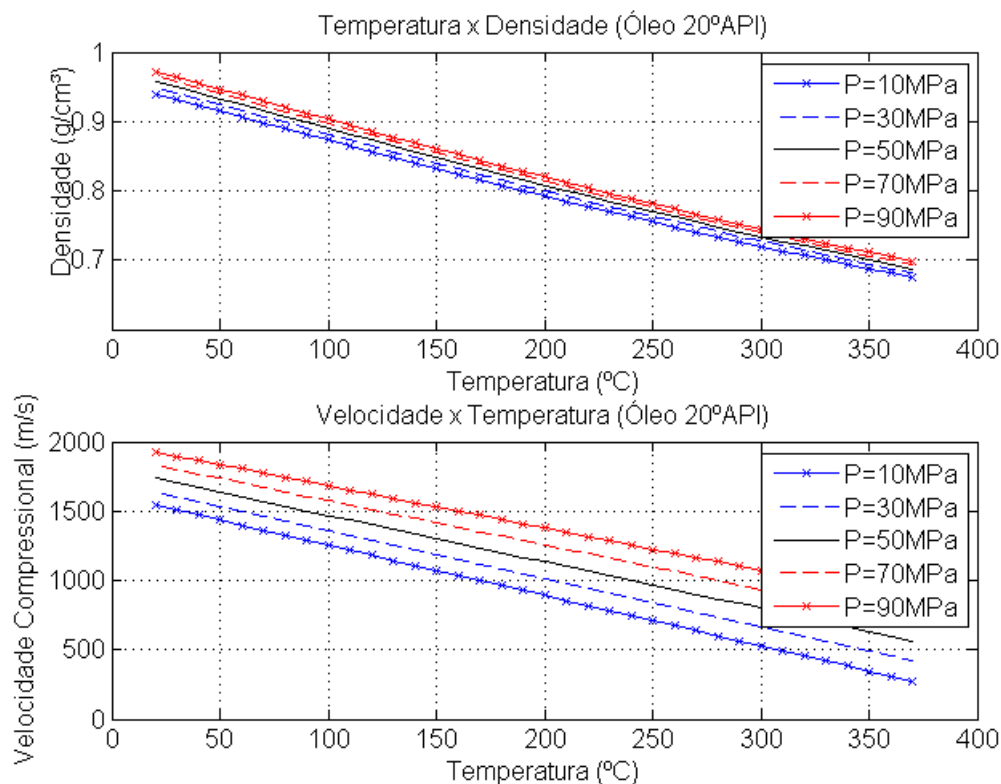


Figura 4.32: Gráficos mostrando a variação da densidade e da velocidade compressional em função da temperatura de um óleo de 20°API sob variadas condições de pressão.

e pressão, enquanto as figuras 4.37 e 4.38 apresentam o comportamento da viscosidade dos óleos leves e pesados em função destes mesmos parâmetros (Batzle e Wang, 1992).

Para as faixas de valores de pressão e temperatura no qual os hidrocarbonetos comumente estão submetidos *in-situ*, pode-se estimar a densidade do gás (ρ_G) a partir da temperatura (T), pressão (P), pela constante dos gases (R) e pela razão entre a densidade do gás e do ar sob pressão atmosférica e 15,6°C (G) (Equação 4.67).

$$\rho_G = \frac{28,8GP}{ZR(T + 273,15)} \quad (4.67)$$

onde;

$$Z = [0,03 + 5,27 \times 10^{-3} (3,5 - T_{pr})^3]P_{pr} + (0,642T_{pr} - 0,007T_{pr}^4 - 0,52) + E] \quad (4.68)$$

$$E = e^{[-0,45 - 8,0(0,56 - \frac{1}{T_{pr}})^2] \frac{P_{pr}^{1,2}}{T_{pr}}} \quad (4.69)$$

e;

$$P_{pr} = \frac{P}{4,892 - 0,4048G} \quad (4.70)$$

$$T_{pr} = \frac{T + 273,15}{94,72 - 170,75G} \quad (4.71)$$

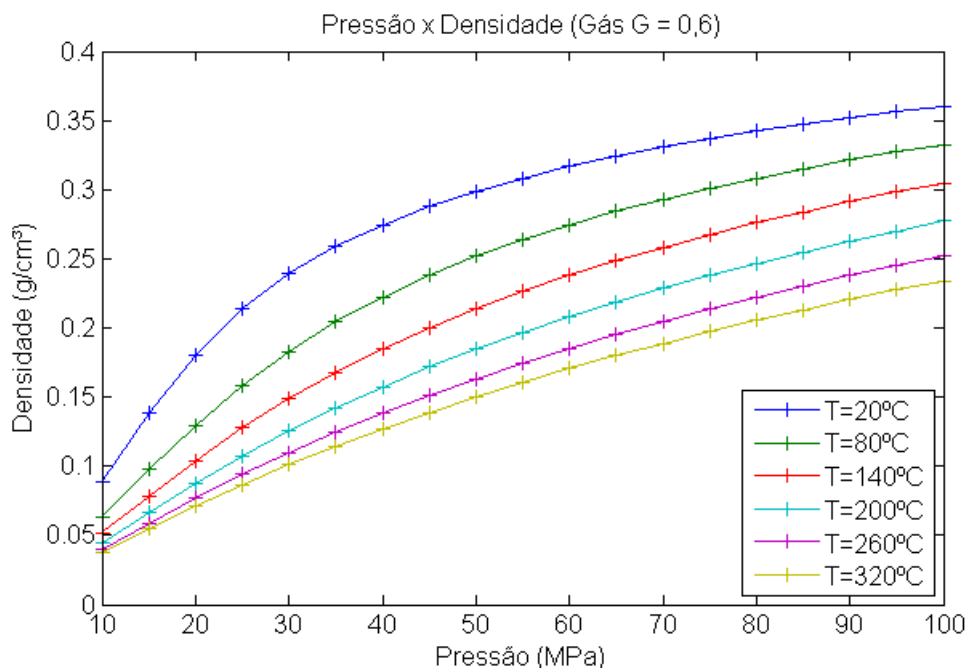


Figura 4.33: Gráfico mostrando a variação da densidade de um gás leve ($G=0,6$) em função da pressão para diferentes condições de temperatura.

$$\eta_{atm} = 1,0 \times 10^{-4} [T_{pr}(28 + 48G + 5G^2) - 6,47G^{-2} + 35G^{-1} + 1,14G - 15,55] \quad (4.72)$$

$$\eta_G = \left\{ 1,0 \times 10^{-3} \left[\frac{1057 - 8,08T_{pr}}{P_{pr}} + \frac{796\sqrt{P_{pr}} - 704}{(P_{pr} + 1)(T_{pr} - 1)^{0,7}} - 3,24T_{pr} - 38 \right] \right\} \eta_{atm} \quad (4.73)$$

4.7 RELAÇÕES DE GASSMANN PARA SUBSTITUIÇÃO DE FLUIDOS

As equações de Gassmann (1951) são a base de um campo de estudo chamado substituição de fluidos, que segundo Mavko *et al.* (1995) se configura como um dos maiores problemas

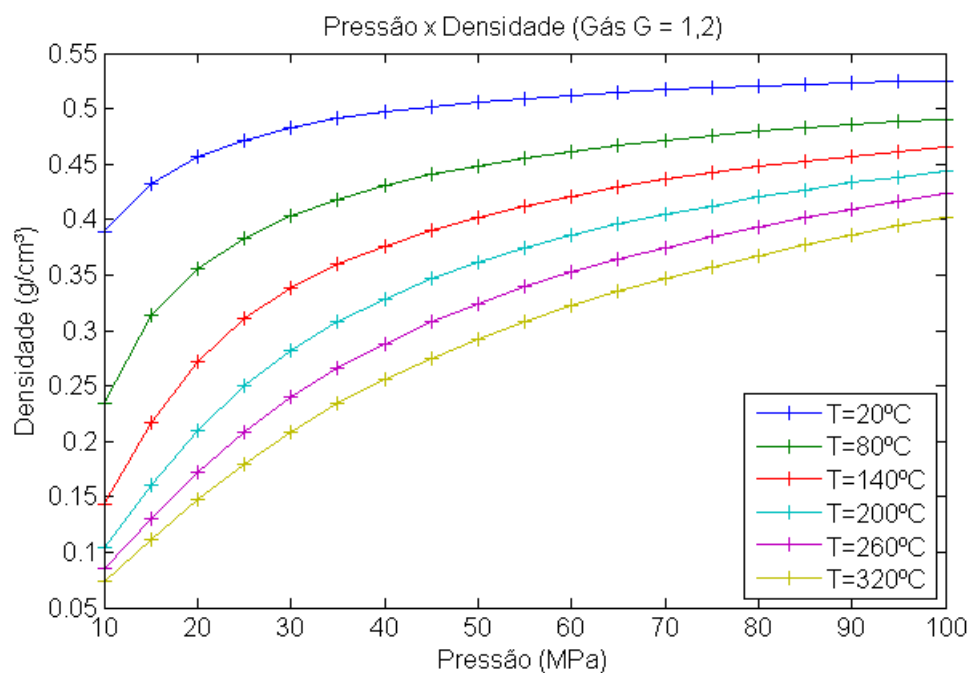


Figura 4.34: Gráfico mostrando a variação da densidade de um gás pesado ($G=1,2$) em função da pressão para diferentes condições de temperatura.

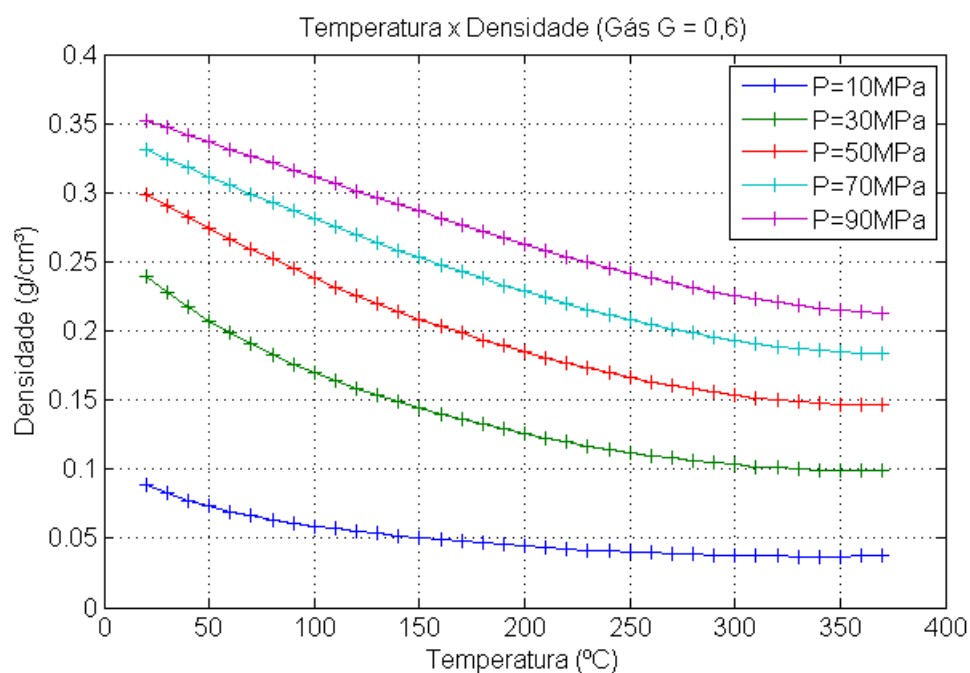


Figura 4.35: Gráfico representando a relação entre a densidade e a temperatura de um gás leve ($G=0,6$) para condições de pressão distintas.

na análise de física de rochas. Dentre suas aplicações pode-se citar sua capacidade de contribuir para a análise direta de hidrocarbonetos, por exemplo, na forma de análise AVO (*Amplitude Versus Offset*) e de *bright spots*, que são uma forte reflexão numa interface onde a camada infe-

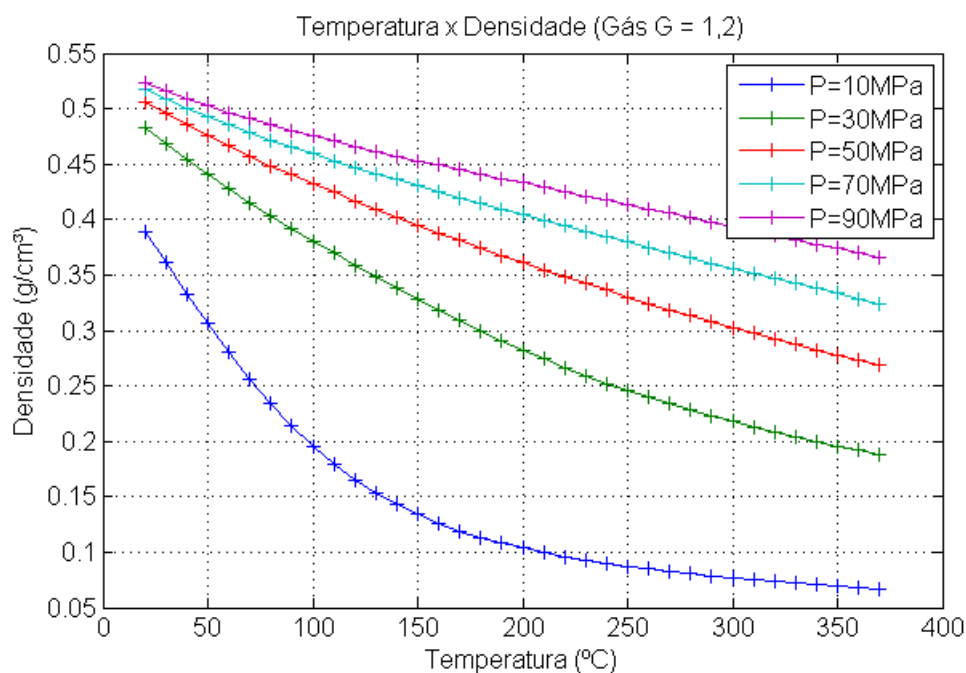


Figura 4.36: Gráfico representando a relação entre a densidade e a temperatura de um gás pesado ($G=1,2$) para condições de pressão distintas.

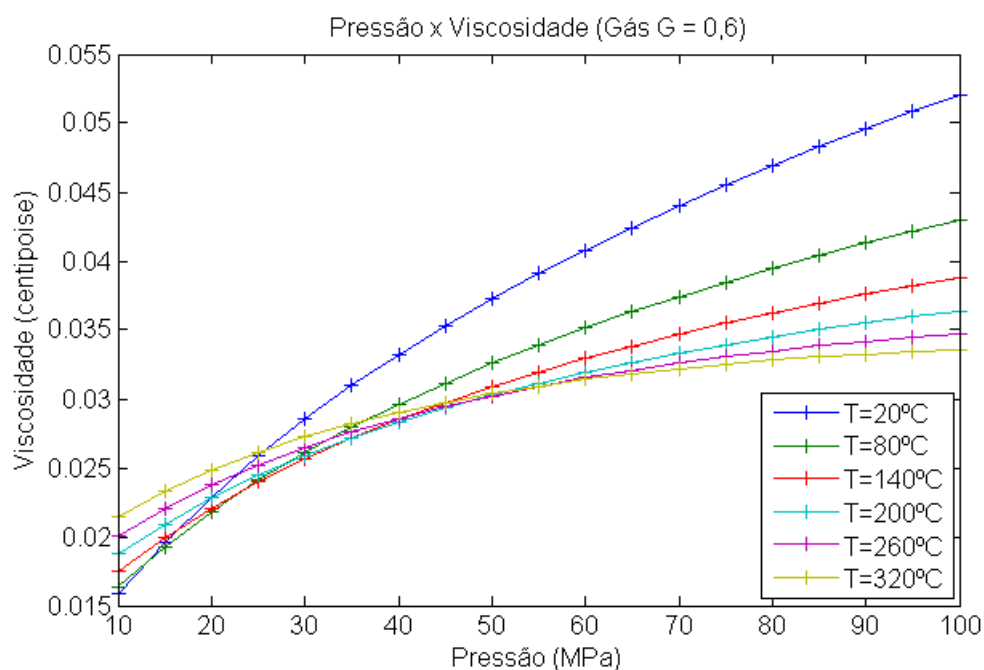


Figura 4.37: Gráfico apresentando o comportamento da viscosidade de uma gás leve ($G=0,6$) em função da pressão, para diferentes temperaturas.

rior possui uma impedância acústica muito mais baixa do que a camada sobrejacente, além de monitoramento sísmico 4D de reservatórios. A substituição de fluidos consiste basicamente em prever as variações nas velocidades causadas por diferentes saturações e fluidos em uma rocha,

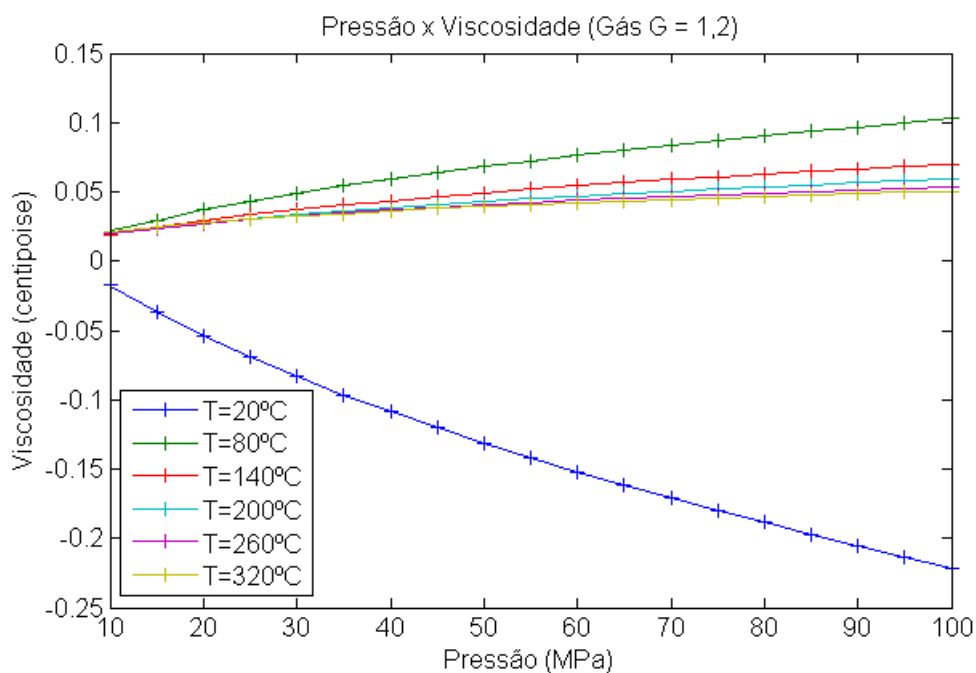


Figura 4.38: Gráfico apresentando o comportamento da viscosidade de uma gás pesado ($G=1,2$) em função da pressão, para diferentes temperaturas.

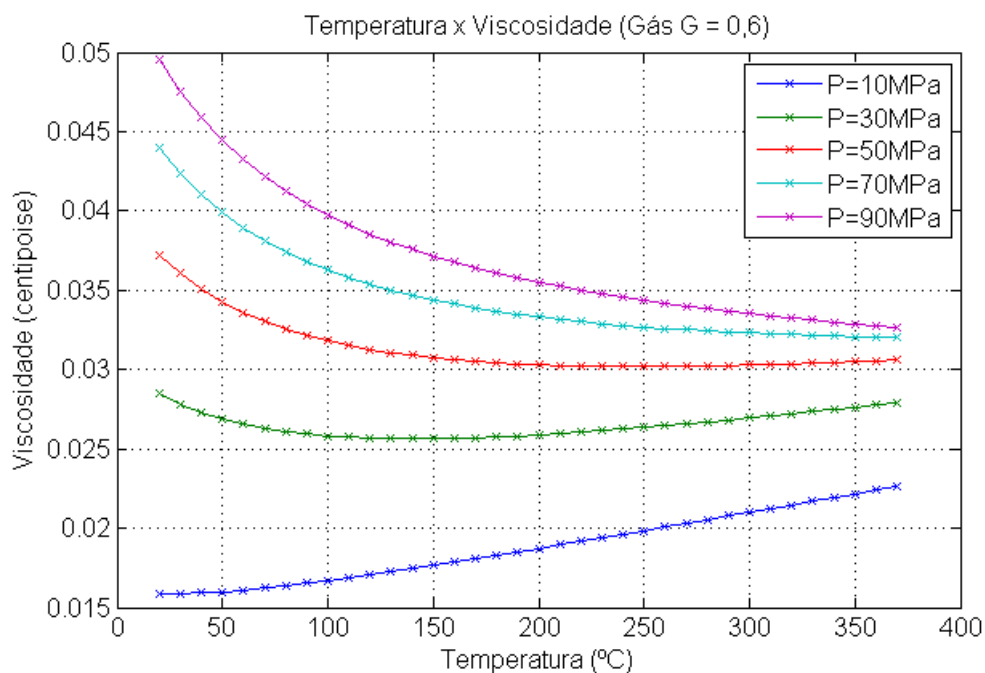


Figura 4.39: Gráfico que mostra a variação da viscosidade de uma gás leve ($G=0,6$) relacionada à variação de temperatura, para diversas condições de pressão.

em sua maioria em reservatórios. Para isto, sabendo as propriedades elásticas de um material poroso saturado por um dado fluido, é possível obter as propriedades elásticas deste mesmo material saturado por outro fluido e assim, utilizar esta informação para obter as velocidades.

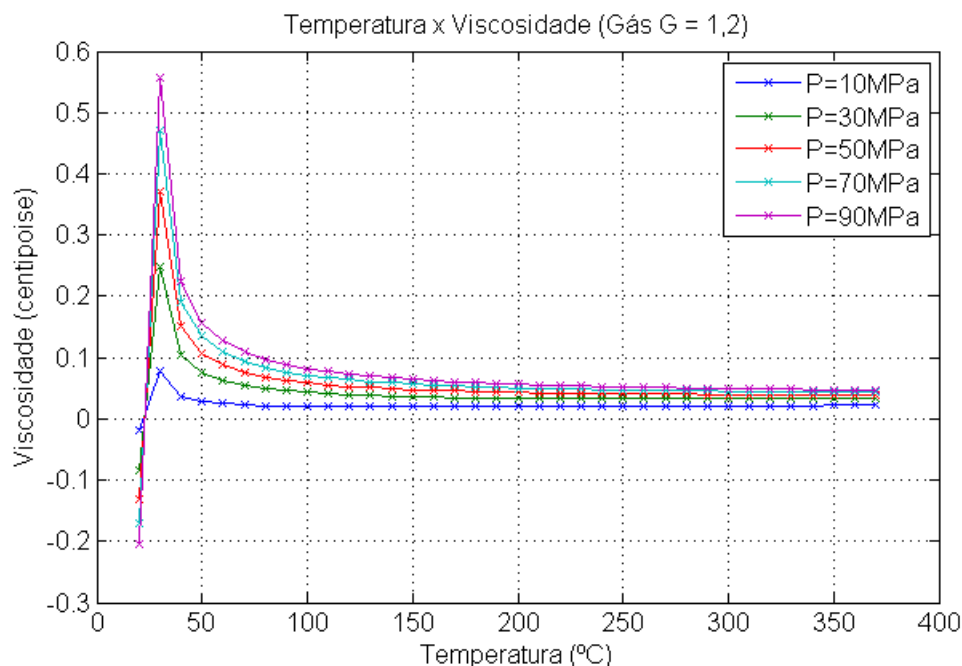


Figura 4.40: Gráfico que mostra a variação da viscosidade de uma gás pesado ($G=1,2$) relacionada à variação de temperatura, para diversas condições de pressão.

Portanto, a substituição de fluidos provê uma interpretação quantitativa a cerca dos parâmetros que influenciam as respostas do meio em subsuperfície ao método sísmico. Os métodos mais utilizados para efetuar este cálculo são as equações de Gassmann (1951) (Equações 4.74 e 4.75) ou outras formulações baseadas nelas. (Mavko *et al.*, 1995; Berryman, 1999; Wang, 2001; Smith *et al.*, 2003; Han e Batzle, 2004; Avseth *et al.*, 2005, 2010; Dvorkin *et al.*, 2007)

$$\frac{K_{sat}}{K_0 - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_0 - K_{dry}} + \frac{K_f}{\phi(K_0 - K_f)} \quad (4.74)$$

$$\mu_{sat} = \mu_{dry} \quad (4.75)$$

Onde K_{sat} é o módulo de compressibilidade volumétrica da rocha saturada, K_{dry} é o módulo de compressibilidade volumétrica da rocha seca, K_0 é o módulo de compressibilidade volumétrica do mineral que compõe a matriz rochosa, K_f é o módulo de compressibilidade do fluido, ϕ é a porosidade, μ_{sa} é o módulo de cisalhamento da rocha saturada e μ_{dry} é o módulo de cisalhamento da rocha seca.

Para que as equações de Gassmann (1951) sejam válidas é necessário obedecer à alguns pressupostos básicos:

- 1) O material poroso é monomineralico e se comporta de maneira macroscopicamente

homogênea, isotrópica e elástica (Wang, 2001; Han e Batzle, 2004).

2) Os espaço poroso é totalmente interconectado e está em equilíbrio de pressão (Smith *et al.*, 2003; Wang, 2001; Han e Batzle, 2004).

3) O material é preenchido por um ou mais fluidos sem atrito e se comporta como um sistema fechado onde não há movimento de fluido através dos seus limites externos (Wang, 2001; Han e Batzle, 2004).

4) Não há interação química entre o fluido presente nos poros e o material que o envolve, de maneira que altere a rigidez do material (Wang, 2001; Han e Batzle, 2004).

Nos parágrafos a seguir serão descritos com mais detalhes os conceitos que envolvem estes pressupostos necessários para a aplicação da substituição de fluidos a partir das equações de Gassmann (1951). Alguns destes pressupostos não são obedecidos quando se trata de reservatórios de hidrocarbonetos sob as condições à que estão submetidos *in situ*, sendo que alguns exemplos destes casos serão também abordados mais adiante.

Grande parte das teorias que envolvem a propagação de ondas em meios porosos assume, parcialmente ou totalmente, as condições expostas no primeiro pressuposto. A afirmação nele contida impõe que o comprimento da onda que percorre o meio é muito maior que as dimensões dos poros e grãos que formam aquele material (Wang, 2001). Esta premissa é muitas vezes satisfeita, pois as faixas de frequência são normalmente de 20-200Hz para o método sísmico, 100KHz-1MHz para medições em laboratório e em torno de 10KHz em equipamentos de perfuração sônica (Dewar e Pickford, 2001). No entanto, sabe-se que a anisotropia está presente na maioria das rochas, mesmo que em baixos graus, podendo ser causada, por exemplo, por minerais anisotrópicos alinhados numa direção preferencial (Smith *et al.*, 2003). Este fato implica que já a primeira consideração não seria válida. Outro caso que invalida o primeiro pressuposto são situações onde o material é um composto multiminerálico, nas quais seus componentes possuem acentuados contrastes entre os respectivos Módulo de Compressibilidade Volumétrica.

A segunda premissa garante que a pressão nos poros tenha tempo de retornar ao equilíbrio após sofrer uma pressão induzida pela passagem da onda, e este tempo é equivalente a meio período. Durante a passagem da onda, a distribuição da pressão nos poros é relacionada à mobilidade do fluido presente nos poros, que por sua vez é definida como a razão entre a permeabilidade do material e a viscosidade do fluido. Como normalmente as rochas possuem baixos valores de permeabilidade, muitas vezes as faixas de frequência das ferramentas de poço, medições em laboratório e até da sísmica mostram-se ainda muito elevadas para garantir o equilíbrio da pressão de poros, invalidando a segunda premissa. Portanto, a interconectividade entre

os espaços porosos do material está relacionada à frequência. As equações de Gassmann admitem que a onda possui um comprimento infinito, e portanto frequência igual a zero. Para este caso hipotético o segundo item é satisfeito, pois o período tende ao infinito, e isso ocorre mesmo que os poros não estejam totalmente conectados. Devido à alta porosidade e permeabilidade de areias inconsolidadas, são estas as únicas que aproximadamente satisfazem o segundo pressuposto (Batzle *et al.*, 2001; Wang, 2001; Han e Batzle, 2004). Nos exemplos de dados de laboratório e poço, as ondas possuem alta frequência e, portanto provocam erros normalmente superestimando as velocidades, e conseqüentemente o Módulo de Compressibilidade Volumétrica, em relação às calculadas com as equações de Gassmann (1951) (Wang, 2001). Para fontes de ondas de alta frequência é aconselhável a utilização da formulação proposta por Biot (1962), muitas vezes chamada de Equação de Biot-Gassmann.

Outra informação embutida no segundo item é que a viscosidade do fluido presente nos poros é zero, o que facilita o equilíbrio deste. Para a frequência da onda igual a zero, fluidos de qualquer viscosidade seriam equilibrados. No entanto, já que os fluidos possuem viscosidades diferentes de zero e as ondas comprimentos finitos, o segundo pressuposto é falho. Frequências finitas e contrastes acentuados entre os módulos elásticos da matriz e fluido provocam um movimento relativo entre o material poroso e o fluido contido nos poros, e então esta onda é denominada dispersiva (Wang, 2001).

Rochas carbonáticas comumente possuem diferentes formas de poros e poros isolados (*vugs*), ou seja, sem conectividade, e isto requer cautela na utilização das equações de Gassmann que nestes casos pode não ser adequada (Dewar e Pickford, 2001; Wang, 2001).

O terceiro pressuposto supõe que a movimentação do fluido nos poros não atravesse a superfície que limita o material poroso em questão. Este é um importante aspecto nas equações de Gassmann (1951) no efeito da mudança do fluido em relação às propriedades sísmicas. Para sistemas abertos, a mudança nos fluidos provocará apenas uma diferença na densidade total (Wang, 2001).

O último pressuposto não pode ser garantido em situações reais. O fluido contido nos poros de alguma maneira reage com a rocha. Esta interação é capaz de tornar o material poroso mais rígido ou mais macio (Wang, 2001). Portanto, admitindo que o quinto item ocorra, o Módulo de Cisalhamento se mantém constante (Han e Batzle, 2004).

4.7.1 MÉTODO CLÁSSICO

O método clássico de substituição de fluidos é simples, e tem início a partir dos dados de V_P , V_S e densidade da rocha saturada por um fluido inicial. Através deles obtém-se os valores dos módulos elásticos referentes à rocha saturada pelo primeiro fluido. Considerando a situação menos complexa, a rocha *a priori* está totalmente saturada por um único fluido e é composta por apenas um mineral, como está previsto nos pressupostos para a aplicação das equações de Gassmann (1951). Em seguida são aplicadas as equações de Gassmann para prever as variações nas velocidades causadas pela substituição completa do fluido inicial por outro. O passo seguinte consiste em igualar as equações referentes aos fluidos inicial e final. Na equação resultante a única incógnita será o Módulo de Compressibilidade Volumétrica da rocha saturada pelo segundo fluido, já que a porosidade, o módulo do mineral e o módulo do fluido são conhecidos. O Módulo de Cisalhamento permanece o mesmo, apesar da variação do fluido nos poros. Em seguida, corrige-se a densidade da rocha saturada pelo fluido final devido à variação de densidade entre os fluidos e por fim recalcula-se as velocidades (Equações 4.76 a 4.82) (Avseth *et al.*, 2005).

$$K_{sat1} = \rho_1 \left(V_{P1}^2 - \frac{4V_{S1}^2}{3} \right) \quad (4.76)$$

$$\mu_{sat1} = \rho_1 V_{S1}^2 \quad (4.77)$$

$$\frac{K_{sat2}}{K_0 - K_{sat2}} - \frac{K_{f2}}{\phi(K_0 - K_{f2})} = \frac{K_{sat1}}{K_0 - K_{sat1}} - \frac{K_{f1}}{\phi(K_0 - K_{f1})} \quad (4.78)$$

$$\mu_{sat1} = \mu_{sat2} \quad (4.79)$$

$$\rho_2 = \rho_1 + \phi(\rho_{f2} - \rho_{f1}) \quad (4.80)$$

$$V_{P2} = \sqrt{\frac{K_{sat2} + \frac{4\mu_{sat2}}{3}}{\rho_2}} \quad (4.81)$$

$$V_{S2} = \sqrt{\frac{\mu_{sat2}}{\rho_2}} \quad (4.82)$$

Onde V_{P1} , V_{S1} , ρ_1 , μ_{sat1} e K_{sat1} representam, respectivamente, as velocidades da onda P e S, a densidade o Módulo de Cisalhamento e o Módulo de Compressibilidade Volumétrica da rocha saturada pelo primeiro fluido, com densidade ρ_{f1} . Os valores de V_{P2} , V_{S2} , ρ_2 , μ_{sat2} e K_{sat2} representam os mesmos parâmetros, anteriormente citados, mas para a rocha saturada pelo segundo fluido com densidade ρ_{f2} .

4.7.2 MÉTODO PARA MATRIZ ARGILOSA

O caso que envolve uma matriz argilosa implica diretamente na não satisfação de um dos pressupostos básicos que sustentam a teoria que estabeleceu as equações de Gassmann (1951) (Dvorkin *et al.*, 2007). No entanto, sabe-se que os pressupostos não são cumpridos em sua totalidade. Exemplos claros são descritos por Wang (2001) que afirma que inevitavelmente os fluidos interagem quimicamente com a matriz de forma a alterar suas propriedades elásticas e Smith *et al.* (2003) que alerta que por várias vezes há presença de anisotropia nas rochas, mesmo que de grau reduzido. Portanto, na aplicação da substituição de fluidos é importante equilibrar cautela e tolerância, dentro de um critério de viabilidade. Nesta seção são abordadas duas metodologias de aplicação de substituição de fluidos para o caso multiminerálico, mais precisamente quartzo e argila, propostas por Dvorkin *et al.* (2007). Adicionalmente será considerada uma saturação mista, diferentemente do primeiro modelo que previa saturações por apenas um fluido. Na sequência, os fluidos permanecerão os mesmos, suas concentrações que serão modificadas de uma etapa para a outra. No primeiro caso, será utilizado o método tradicional, com apenas a inclusão de estimativas para os módulos da matriz multiminerálica e do fluido constituído por duas fases. No segundo método será apresentada uma metodologia baseada na porosidade efetiva, contrariando o método clássico que é apoiado na porosidade total e na premissa de que os poros são totalmente interconectados.

Método Clássico

Admite-se que os componentes sólidos do material são constituídos por apenas dois elementos: quartzo e argila. Portanto o Módulo de Compressibilidade Volumétrica da rocha totalmente saturada por água K_{wet} pode ser calculado a partir dos dados de V_P , V_S e densidade. Em situações na qual não se dispõe de dados de V_S , a substituição de fluidos pode ser feita através do método proposto por Mavko *et al.* (1995). Para obter o valor de Módulo de Compressibilidade Volumétrica desta mesma rocha saturada por duas fases fluidas (K_{sat}), como por exemplo, água e óleo, é necessário calcular o valor dos módulos elásticos para a rocha seca (K_{dry}) (Equação 4.83)

(Dvorkin et al., 2007). É importante explicitar que o Módulo de Compressibilidade Volumétrica da rocha seca (K_{dry}), é medido ou calculado para a rocha no estado de saturação irreduzível. A próxima etapa da substituição de fluidos é estimar o valor do Módulo de Compressibilidade Volumétrica equivalente à mistura óleo/água, comumente chamado de Módulo de Compressibilidade Volumétrica Efetivo da fase fluida K_F . O módulo efetivo pode ser obtido para uma mistura de n fases através da equação de Wood (Equação 3.4), que tem a forma de uma média harmônica entre os módulos e a saturação dos constituintes. A simplificação desta equação para o caso onde estão presentes apenas as fases óleo e água retorna a seguinte equação (4.84). De maneira análoga ao conceito aplicado à mistura de fluidos, deve-se obter o valor do Módulo de Compressibilidade Volumétrica Efetivo para a fase sólida (K_S), composta neste caso por quartzo e argila. Este caso é um exemplo da aplicabilidade de Modelo de Voigt-Reus-Hill, que utiliza a média aritmética entre os limites de Voigt e Reuss. Apesar da considerável diferença entre os valores dos módulos do quartzo e da argila, o modelo de VRH se posiciona bastante próximo aos limites de Voigt-Reuss e Hashin-Shtrikman e, portanto mostra-se como uma aproximação confiável (Figura 4.41) (Dvorkin *et al.*, 2007). Esta proximidade entre o modelo de VRH e os limites se deve principalmente ao fato da análise envolver apenas componentes sólidos. Contudo, a mistura entre sólidos e fluidos como, água, óleo e gás, pode promover aproximações pouco representativas dos valores reais. Segundo Dvorkin *et al.* (2007) testes numéricos comprovam que para materiais com os módulos elásticos de mesma magnitude, a substituição de fluidos adotando o modelo de VRH é coerente. Outra alternativa citada por Avseth *et al.* (2005) para casos onde há mais de um mineral compondo a fase sólida é admitir a média aritmética dos limites de Hashin-Shtrikman. A etapa final da substituição de fluidos consiste em determinar o valor de K_{satE} , que representa a rocha saturada pela mistura de fluidos 4.85.

$$K_{dry} = K_S \frac{1 - (1 - \phi) \frac{K_{wet}}{K_{SE}} - \frac{\phi K_{wet}}{K_W}}{1 + \phi - \frac{\phi K_S}{K_W} - \frac{K_{wet}}{K_S}} \quad (4.83)$$

$$K_F = \left[\frac{S_W}{K_W} + \frac{(1 - S_W)}{K_H} \right]^{-1} \quad (4.84)$$

$$K_{satE} = K_{SE} \frac{\phi_E K_{dryE} - \frac{(1 - \phi_E) K_{FE} K_{dryE}}{K_{SE}} + K_{FE}}{(1 - \phi_E) K_{FE} + \phi_E K_{SE} - \frac{K_{FE} K_{dryE}}{K_{SE}}} \quad (4.85)$$

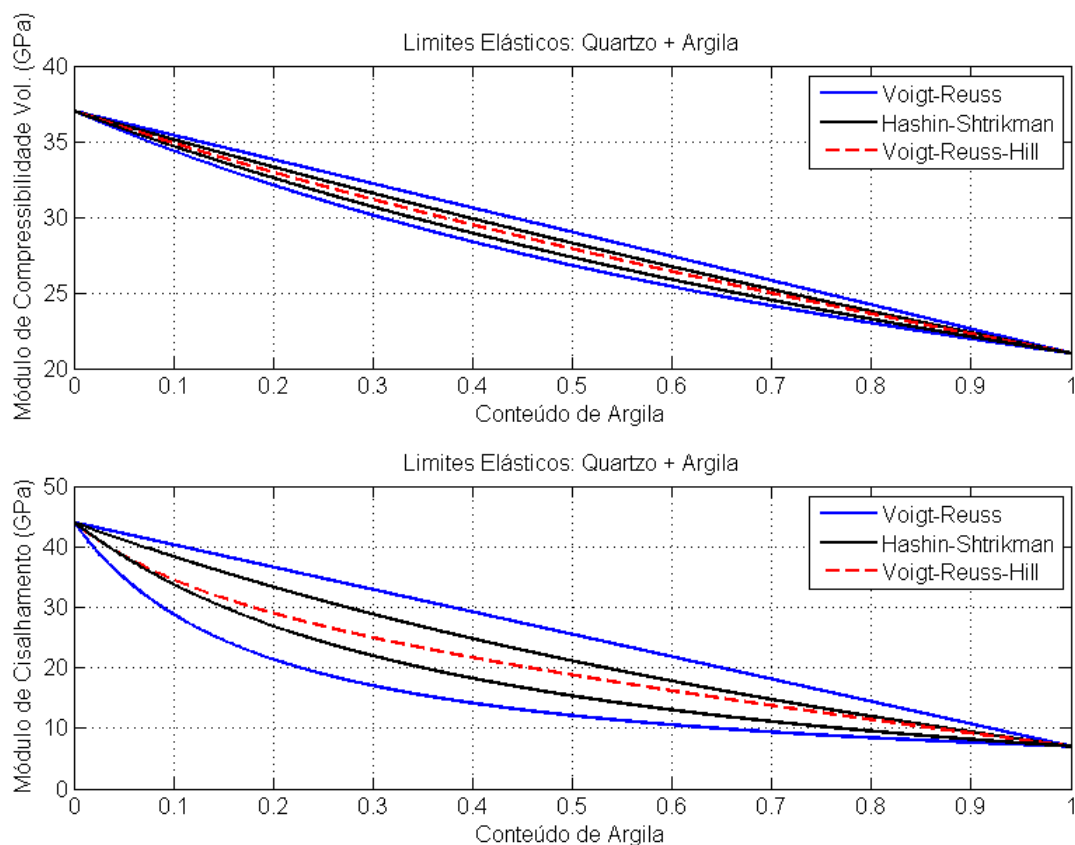


Figura 4.41: Módulos elásticos em função da argilosidade para matriz quartzosa e a aproximação de Voigt-Reuss-Hill. O eixo vertical do gráfico superior representa o módulo de compressibilidade volumétrica (GPa), enquanto o mesmo eixo do gráfico inferior representa o módulo de cisalhamento (GPa).

Método Baseado na Porosidade Efetiva

O método tradicional de substituição de fluidos está baseado no conceito de porosidade total. No entanto apesar da argila conter água ligada à ela, sua permeabilidade é baixa. Portanto, com sua presença na matriz sólida, a água associada aos minerais de argila possuem uma mobilidade reduzida. Logo, o pressuposto das equações de Gassmann (1951) que prevê que a rocha possui poros totalmente interconectados é duramente descumprido. Este método alternativo propõe, então, que a porosidade relacionada exclusivamente à argila seja removida da porosidade total, e conseqüentemente a substituição de fluidos seja aplicada sob uma perspectiva da porosidade efetiva. Considerando ϕ_{cl} como a porosidade intrínseca aos minerais de argila, ϕ a porosidade total da rocha e f_{cl} a fração do volume da porção não porosa da argila em relação ao volume total dos constituintes não porosos, tem-se as seguintes equações apresentadas por Dvorkin *et al.* (2007):

$$V_a = f_{cl}(1 - \phi) \quad (4.86)$$

Onde V_a equivale ao volume ocupado pela fase não porosa da argila em relação ao volume total da rocha, e:

$$C_{cl} = \frac{V_a}{1 - \phi_{cl}} \quad (4.87)$$

De forma que C_{cl} representa o volume ocupado pelas fases sólidas e fluidas da argila em relação ao volume total da rocha e, portanto, a porosidade efetiva ϕ_E é dada por:

$$\phi_E = \phi - \phi_{cl}C_{cl} \quad (4.88)$$

Adotando uma rocha 100% saturada por água e um hidrocarboneto, e que os poros da argila são totalmente preenchidos por água, pode-se afirmar que a fração do volume do hidrocarboneto em relação à porosidade efetiva (S_{HE}) é:

$$S_{HE} = \frac{\phi_t(1 - S_W)}{\phi_E} \quad (4.89)$$

Por fim, Dvorkin *et al.* (2007) propôs que a substituição de fluidos para sedimentos com a presença de argila fosse aplicada através das equações de Gassmann (1951) (Equações 4.83 a 4.85), porém com os parâmetros em relação à porosidade efetiva como mostram as equações (4.90 e 4.91):

$$K_{dryE} = K_{SE} \frac{1 - (1 - \phi_E) \frac{K_{wet}}{K_{SE}} - \frac{\phi_E K_{wet}}{K_{WE}}}{1 + \phi_E - \frac{\phi_E K_{SE}}{K_{WE}} - \frac{K_{wet}}{K_{SE}}} \quad (4.90)$$

$$K_{satE} = K_{SE} \frac{\phi_E K_{dryE} - \frac{(1 - \phi_E) K_{FE} K_{dryE}}{K_{SE}} + K_{FE}}{(1 - \phi_E) K_{FE} + \phi_E K_{SE} - \frac{K_{FE} K_{dryE}}{K_{SE}}} \quad (4.91)$$

5 EXEMPLOS DE APLICAÇÃO

O objetivo deste capítulo é, através de dados publicados na literatura, verificar o quanto os modelos reunidos neste trabalho podem ou não representar de maneira satisfatória o comportamento de propriedades físicas das amostras que proveram tais dados. Para isto, foram analisadas as relações entre as propriedades medidas por diversos autores e confrontadas, principalmente, com os modelos empíricos. Este processo de comparação entre os dados disponíveis e as relações existentes foi executado com o auxílio dos fluxogramas apresentados no capítulo anterior, sendo possível verificar, não apenas a sua aplicabilidade, como também sua eficiência no sentido de facilitar o acesso às relações encontradas na literatura. Adicionalmente, objetivou-se verificar se teoria dos limites elásticos realmente dita os valores máximos e mínimos dos módulos elásticos das rochas, além de se analisar as relações de porosidade crítica.

5.1 EXEMPLO 1: TEORIA DOS LIMITES ELÁSTICOS - HAN *et al.* (1986)

Para comparar os resultados esperados da teoria dos limites apresentados no capítulo 3 com os dados de Han *et al.* (1986), primeiramente é necessário compreender as características das amostras na qual foram feitas as medições de velocidade. Tais amostras consistem em arenitos saturados por água com conteúdos de argila que variam de 0% a 50%. Sabendo-se que a presença de argila em arenitos contribui para a redução em seus módulos elásticos, espera-se que os dados posicionem-se entre o limite superior calculado para um arenito limpo saturado por água e o limite inferior calculado para arenitos com a maior concentração de argila (50%).

Assim como mostra a figura (5.1), o comportamento esperado dos dados realmente ocorre, sendo que os limites utilizados para avaliar estes resultados são os de Hashin-Shtrikman, pois representam uma faixa mais restrita dos possíveis valores dos módulos elásticos para uma dada mistura. Visto que o limite inferior representa os sedimentos em suspensão e os dados

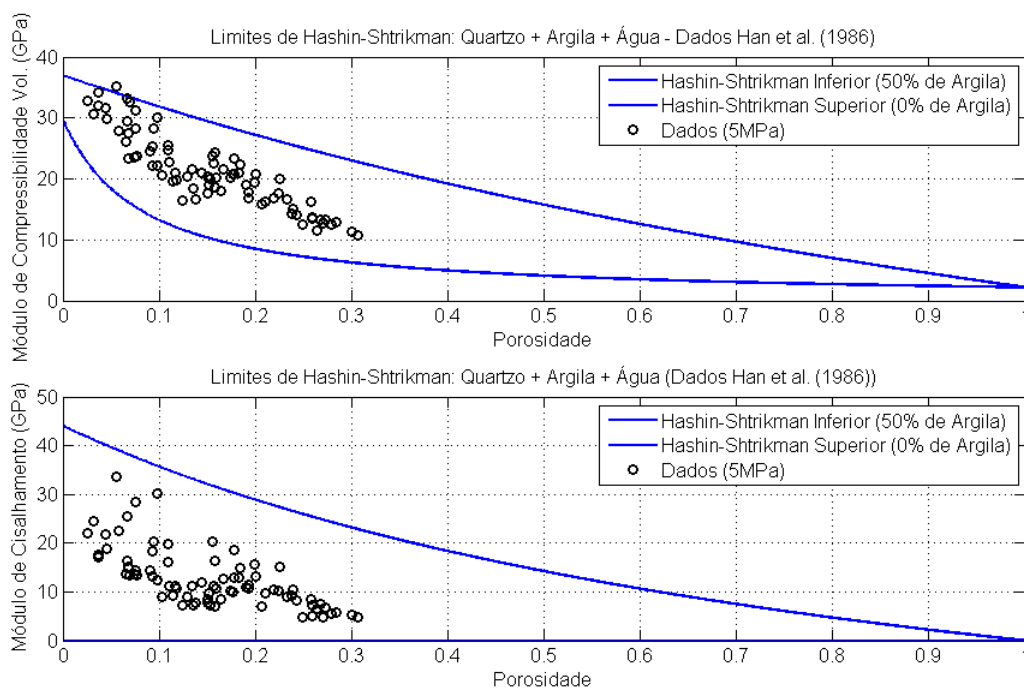


Figura 5.1: Gráfico que apresenta os limites máximos e mínimos de Hashin-Shtrikman para uma mistura de água e uma matriz com razão quartzo-argila igual a 1 que representam os módulos elásticos das amostras de Han et al. (1986).

são referentes a arenitos bem consolidados, em concordância com o comportamento esperado, os dados se mostram consideravelmente afastados do limite que representa os menores valores possíveis para os módulos elásticos. Isto porque, como visto anteriormente, quando ocorre contato entre os grãos, a distribuição de tensões não é hidrostática, e portanto os módulos elásticos não são bem representados pelo limite inferior. Foi gerado, então, um limite inferior para uma mistura mais rígida, contendo apenas quartzo e água, sem a presença de argila, o que contribui para a redução nos módulos elásticos. Neste caso, mais uma vez os dados posicionam-se entre os limites calculados para a referida mistura (Figura 5.2). Em adição à isto, observando-se a Figura (5.2) é razoável admitir que a aproximação de Voigt-Reuss-Hill é capaz de representar o comportamento dos dados. Ainda na Figura (5.2) foi incluída a teoria da porosidade crítica e sua associação ao limite de Voigt modificado. Como previamente citado, devido ao fato das amostras que originaram os dados serem bem consolidadas, espera-se que o limite inferior e o limite superior modificado, restrinjam a região na qual os dados estejam localizados. Novamente, a maior parte dos dados encontram-se entre tais limites, atestando a aplicabilidade dos métodos descritos, ao menos para o conjunto de dados apresentados. Já a figura (5.3) mostra os mesmos dados confrontados com ambos os limites de Hashin-Shtrikman referentes a uma mistura de

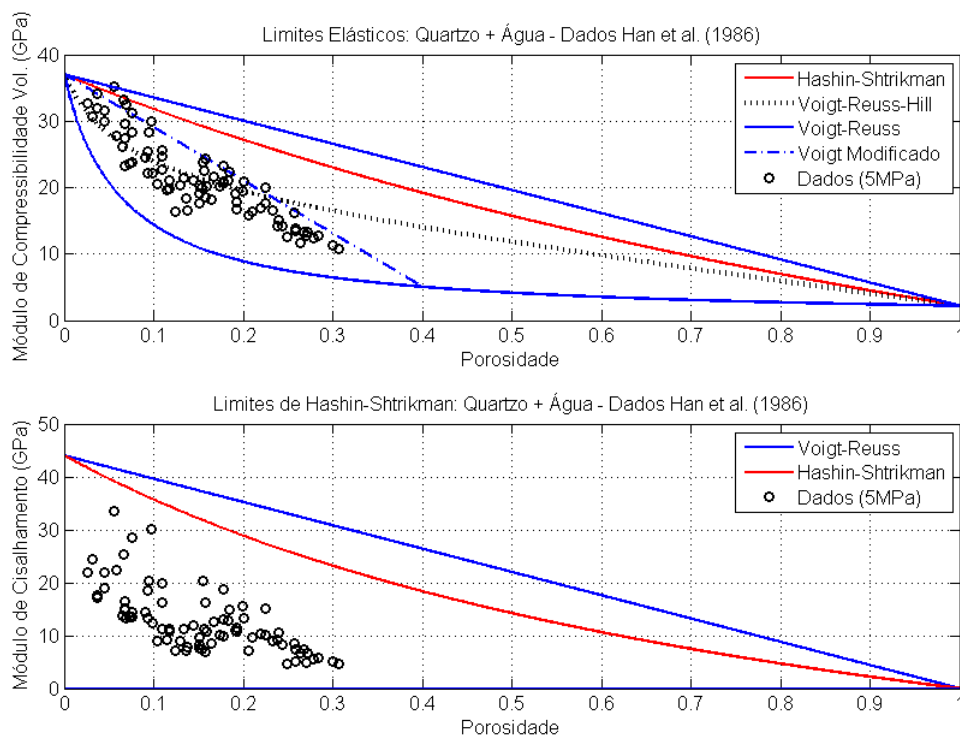


Figura 5.2: Gráfico confrontando os dados de Han et al. (1986) com os limites de Hashin-Shtrikman e Voigt-Reuss para uma mistura de quartzo e água além da aproximação de Voigt-Reuss-Hill e o limite de Voigt modificado.

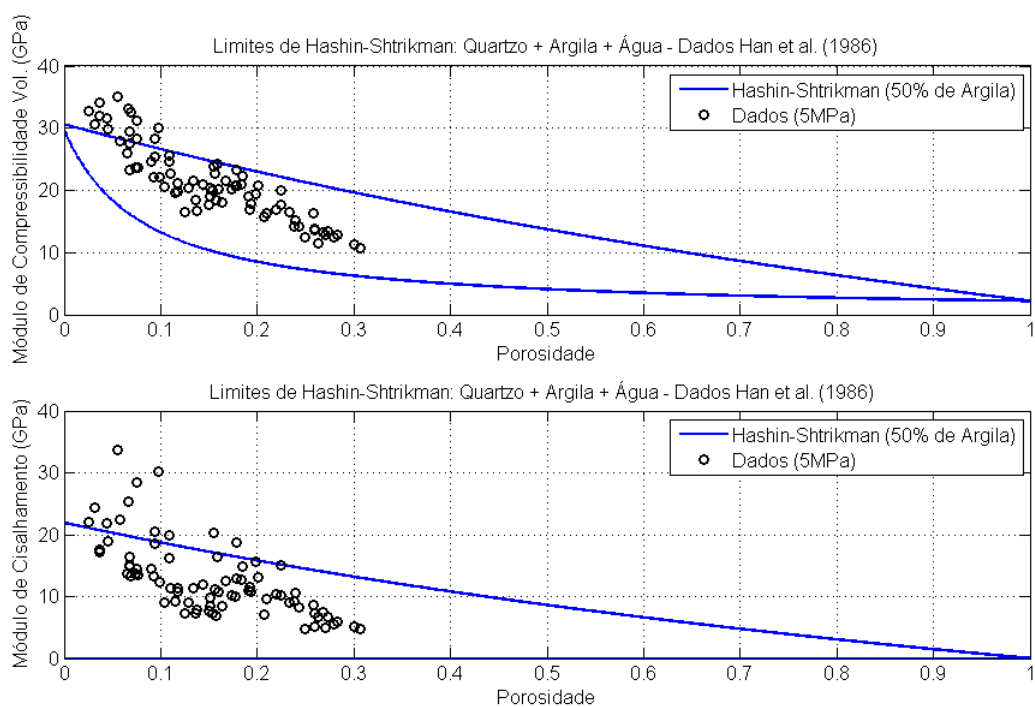


Figura 5.3: Limites de Hashin-Shtrikman para uma mistura de água e uma matriz com razão quartzo-argila = 1 comparadas com os dados de Han et al. (1986).

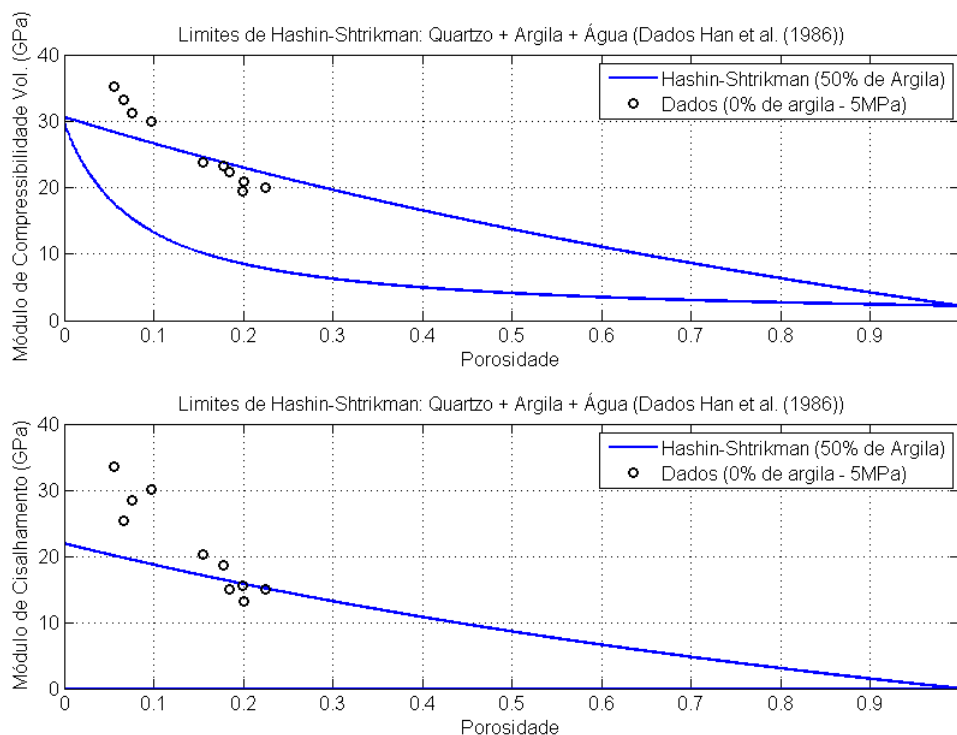


Figura 5.4: Limites de Hashin-Shtrikman para uma mistura de água e uma matriz com razão quartzo-argila = 1 comparadas com os dados das amostras de Han et al. (1986) sem presença de argila.

água e razão entre quartzo e argila igual a 1. Esta seria o cenário da amostra menos rígida, e portanto, apresentam dados fora dos limites. Isto pode ser explicado pelas amostras com conteúdos de argila menores do que o previsto pelos limites, sendo estas então mais rígidas. Esta afirmação pode ser comprovada através da figura 5.4), que expõe os mesmos limites da figura anterior, comparando-os apenas com os dados de Han *et al.* (1986) que não contém argila em sua composição, de forma que estes posicionam-se muito próximos ou acima do limite superior para a mistura de água com os minerais de quartzo e argila, cuja razão entre eles é igual a 1.

Observa-se que para os gráficos mostrados nas figuras (5.1) a (5.4) os valores dos módulos de compressibilidade volumétrica K e módulo de cisalhamento μ dos constituintes utilizados foram extraídos de Mavko *et al.* (1998) e Vogelaar (2009). Sendo $K_w = 2,2\text{GPa}$ e $\mu_w = 0,0\text{Pa}$ (água), $K_{cl} = 25,0\text{GPa}$ e $\mu_{cl} = 9,0\text{GPa}$ (argila) e $K_q = 37,0\text{GPa}$ e $\mu_q = 44,0\text{GPa}$ (água).

5.2 EXEMPLO 2: ARENITOS FONTAINEBLEAU - GOMEZ *et al.* (2010)

No trabalho de Gomez *et al.* (2010) foram feitas medidas de porosidade e velocidades ultrassônicas P e S em 9 amostras de arenitos Fontainebleau de idade oligocênica coletados em

afloramentos de regiões próximas à Paris, França. Através de análises de tomografia computadorizada das amostras, Gomez *et al.* (2010) concluíram que a mineralogia destas amostras eram compostas por 100% de quartzo. As velocidades foram obtidas variando a pressão de sobrecarga de 0 a 40MPa com as rochas em estado seco, e então utilizou-se as relações de Gassmann (1951) para prever as velocidades sob saturação total por água. Desta forma, os dados podem ser comparados através das velocidades compressionais e dos valores de porosidade é possível comparar os dados com as equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980). A partir do fluxograma que mostra as relações entre as propriedades físicas das rochas em função das litologias (Figura 4.3), foi possível identificar as relações existentes para o conjunto de dados fornecido por Gomez *et al.* (2010). Portanto, considerando as medidas de V_P , V_S , porosidade e pressão de confinamento é possível comparar os dados disponíveis, não apenas com as equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980), mas também com diversas relações entre as velocidades das ondas P e S, além de cada uma delas, separadamente, com a porosidade e uma estimativa da pressão efetiva obtida a partir da pressão de confinamento.

Na Figura 5.5 os dados de Gomez *et al.* (2010) para diversas condições de pressão de sobrecarga são comparados com as equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980). Sabe-se que o uso destas equações é apropriado em dados referentes à arenitos limpos e submetidos à altas pressões. Como dito anteriormente, as amostras dos arenitos Fontainebleau são compostos apenas por quartzo e, conseqüentemente, espera-se que os dados medidos em altas pressões sejam bem representados por estas equações.

Contudo a figura 5.6 mostra um grande espalhamento dos dados que foram submetidos à pressões de confinamento variando de 0 a 10MPa, mostrando a ineficiência das equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980) para representar a relação entre a velocidade compressional e a porosidade em arenitos limpos sob pressões reduzidas. Por outro lado, os dados referentes à pressões de confinamento entre 20 e 40MPa aparentam ser melhor representados pelas equações citadas (Figura 5.7). No entanto, levando em consideração apenas os dados apresentados, a equação de Raymer *et al.* (1980) mostra-se a mais eficiente na representação dos dados. Vale lembrar, que são poucos os dados disponíveis, o que inviabiliza uma análise mais precisa.

A figura 5.8 mostra que o comportamento das velocidades compressionais em função da pressão de confinamento ocorre como o previsto. Diversos autores, entre eles Gardner *et al.* (1974), Eberhart-Phillips *et al.* (1989), Wang (2001), entre outros, relataram que as velocidades aumentam de forma acentuada nos primeiros acréscimos de pressão, por conta do fechamento

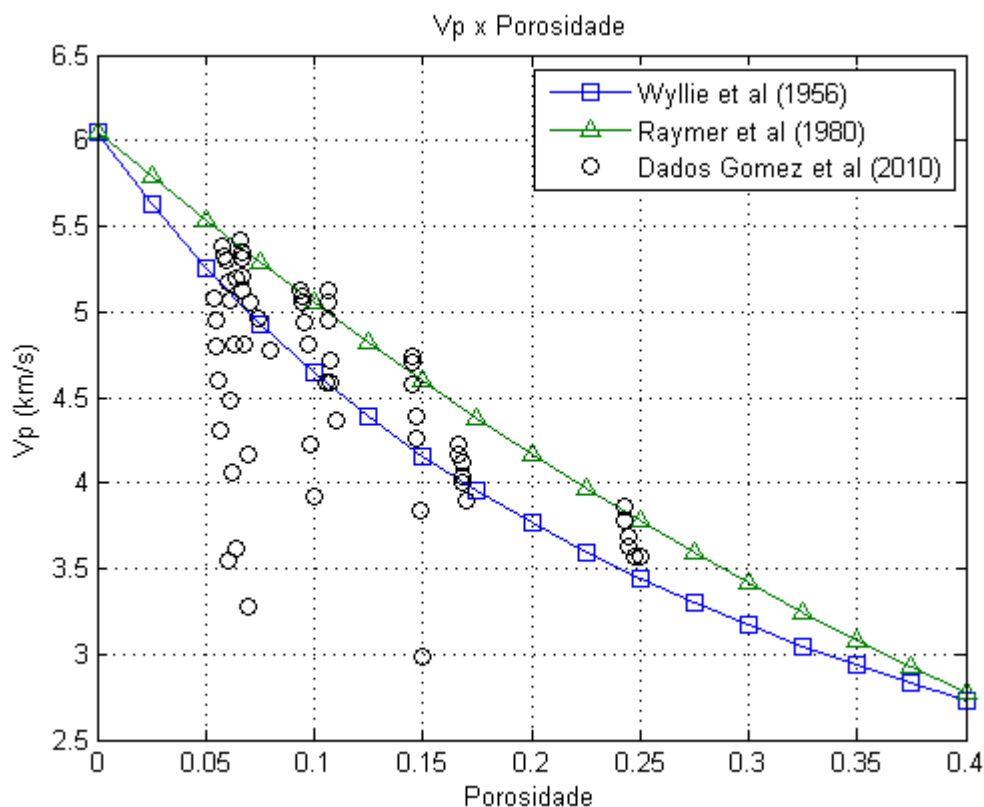


Figura 5.5: Gráfico de Velocidade P x Porosidade comparando os dados de Gomez *et al.* (2010) sob pressões de confinamento de 0 a 40MPa com as equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980).

de micro-fraturas com baixos *aspect ratios*, até se estabilizarem demonstrando um crescimento mais suave, além de Domenico (1984) que sugeriu que este ponto que divide estas duas tendências de crescimento nas velocidades ocorre em torno de 2000psi (≈ 14 MPa). Analisando a figura 5.8 é razoável supor que a pressão na qual ocorre uma separação entre a variação exponencial de velocidade e a variação linear na maioria das amostras seja por volta de 10MPa. Complementarmente, é possível admitir que as amostras H27 e GT3 possivelmente não possuem fraturas com baixos *aspect ratios*, ou possuem um arranjo insignificante delas, já que apresentam um comportamento linear desde os baixos valores na pressão de confinamento.

Uma forma mais adequada para analisar a influência da pressão sob as velocidades e a porosidade é através das relações de Pickett-Domenico cujos coeficientes foram gerados por Domenico (1984) baseados na proposta de Pickett (1963), e das relações de Eberhart-Phillips *et al.* (1989). As equações propostas por estes autores, visam prever as velocidades P e S a partir da porosidade e pressão diferencial, além do conteúdo de argila no caso de Eberhart-Phillips *et al.* (1989). Nos dados fornecidos por Gomez *et al.* (2010), não é especificado o valor

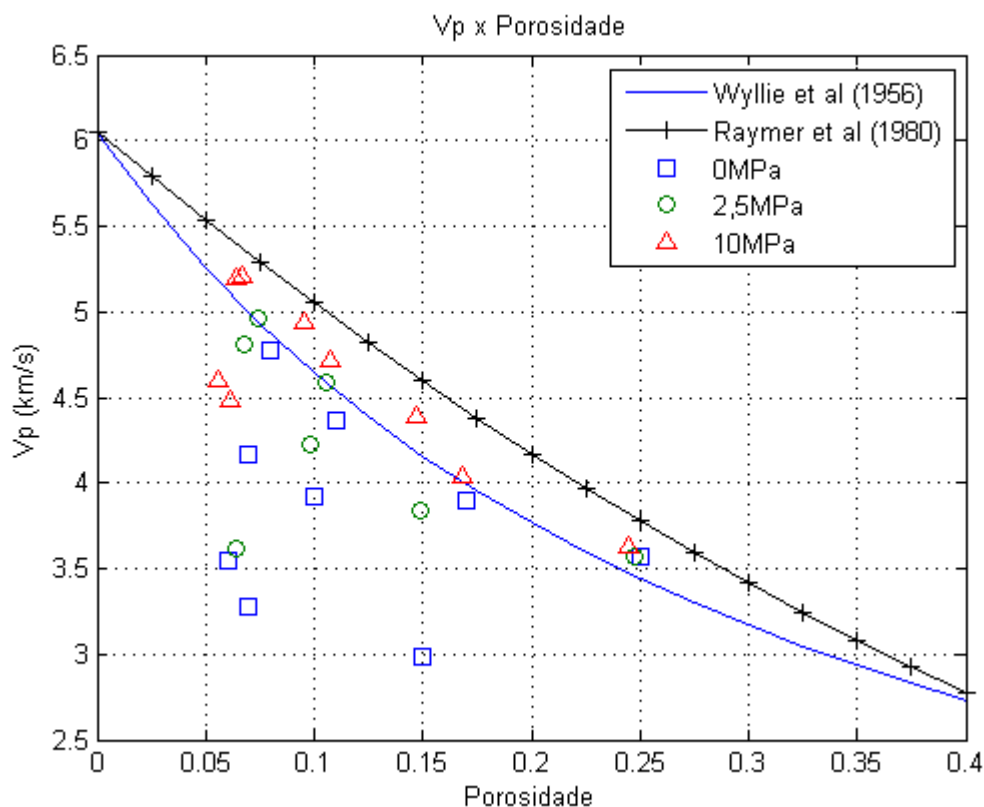


Figura 5.6: Gráfico de Velocidade P x Porosidade comparando os dados de Gomez *et al.* (2010) sob pressões de confinamento de 0 a 10MPa com as equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980).

da pressão diferencial, o que invalidaria a aplicação de tais equações. Todavia, considerando que a pressão de poros seja insignificante foram gerados gráficos a partir das relações de Pickett-Domenico para as condições de pressão de 3000 e 6000psi, sendo estes, valores próximos às pressões de confinamento de 20 e 40MPa (1MPa \approx 145,04psi) (Figuras 5.9 e 5.10).

Os resultados obtidos na comparação entre os dados de Gomez *et al.* (2010) e as relações de Pickett-Domenico, como pode ser observado nas figuras 5.9 e 5.10, mostram que as velocidades compressoriais são melhor representadas, se comparadas com as velocidades cisalhantes. Novamente, a questão da escassez de dados deve ser levantada, já que a impressão causada pelos referidos gráficos pode não representar a realidade. As figuras 5.11 e 5.12 comprovam, através das curvas obtidas por uma regressão linear pelo método mínimos quadrados utilizando o inverso das velocidades, como proposto por Pickett (1963), que os coeficientes calculados por Domenico (1984) para prever as velocidades compressoriais em função da porosidade para as pressões de 3000psi e 6000psi posicionam-se bastante próximos dos dados publicados por Gomez *et al.* (2010). É importante atentar ao fato de que os valores de pressão de 3000 e 6000psi

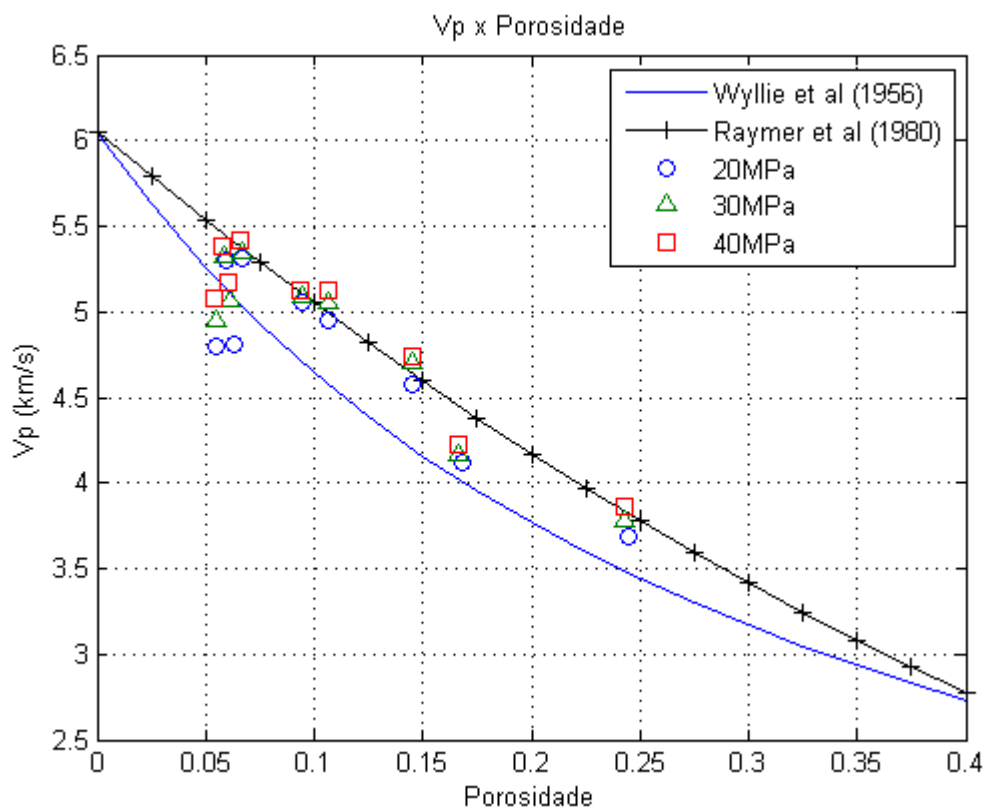


Figura 5.7: Gráfico de Velocidade P x Porosidade comparando os dados de Gomez *et al.* (2010) sob pressões efetivas de 20 a 40MPa com as equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980).

predeterminados por Domenico (1984), representam um pouco mais do que 20 e 40MPa, respectivamente. Considerando que os coeficientes de Domenico (1984) superestimaram ligeiramente as velocidades, se comparados com os coeficientes obtidos pela regressão por mínimos quadrados, sugere-se então que caso Domenico (1984) houvesse publicado coeficientes referentes à estes valores exatos em MPa, a curva seria ainda mais semelhante àquela calculada neste trabalho. Em contrapartida, os mesmos gráficos atestam que as relações de Pickett-Domenico não foram capazes de apresentar uma estimativa confiável acerca da dependência de V_S em relação à porosidade. Já as curvas obtidas através da regressão linear pelo método dos mínimos quadrados, calculada analogamente ao que foi efetuado para as velocidades compressoriais, indicam uma melhor representação dos dados. De maneira alternativa, foi efetuada uma regressão polinomial de segundo grau para tentar encontrar uma função que ajuste-se melhor aos dados com menores valores de porosidade, em detrimento de estarem mais dissipados no gráfico. Como mostram as figuras (5.13 e 5.13) o ajuste polinomial foi capaz de representar melhor as velocidades em amostras com valores menores de porosidade, no entanto, para uma escolha acertada acerca do

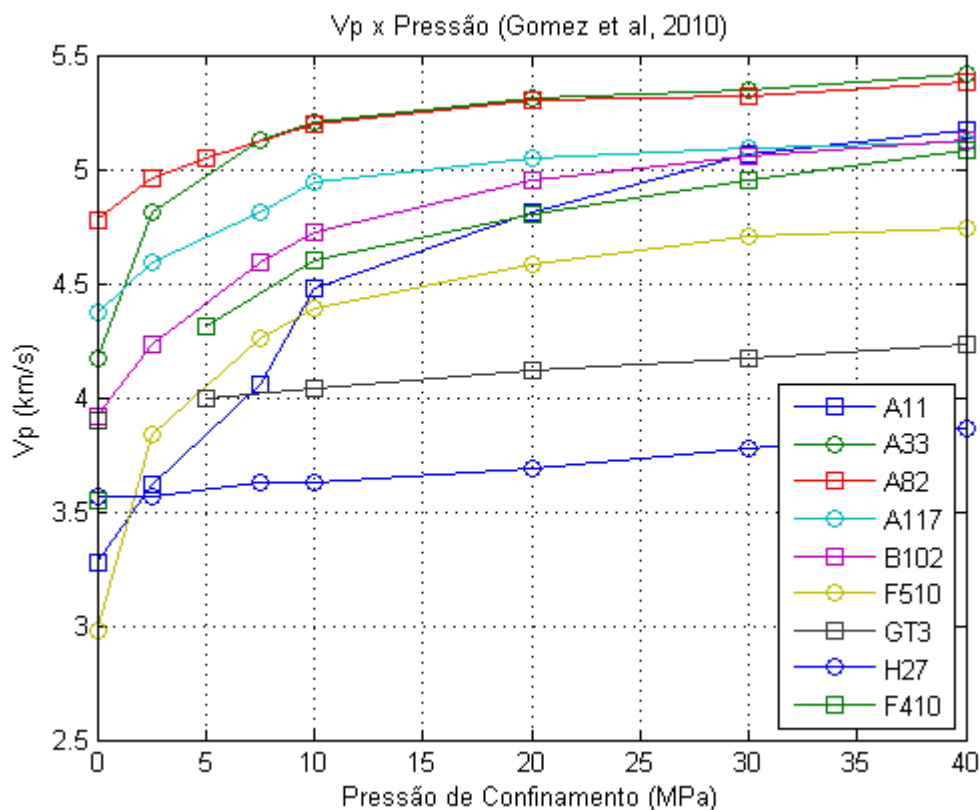


Figura 5.8: Gráfico indicando a variação nas velocidades compressionais de cada amostra de arenito Fontainebleau em função da pressão de confinamento.

modelo que melhor representa os dados, seria indispensável um conjunto de dados mais amplo.

As equações 5.1 e 5.2 referem-se, respectivamente às curvas obtidas pela regressão linear para as velocidades P e S para os dados submetidos a 20MPa, enquanto as equações 5.2 e 5.4, representam as curvas das velocidades P e S dos dados a 40MPa. Os modelos polinômios para as velocidades cisalhantes dos dados submetidos à pressões de 20 e 40MPa são representados pelas equações 5.5 e 5.6

$$V_P^{20} = 0,3906\phi + 0.1703 \quad (5.1)$$

$$V_S^{20} = 0,4730\phi + 0.2654 \quad (5.2)$$

$$V_P^{40} = 0,3766\phi + 0.1648 \quad (5.3)$$

$$V_S^{40} = 0,4458\phi + 0.2568 \quad (5.4)$$

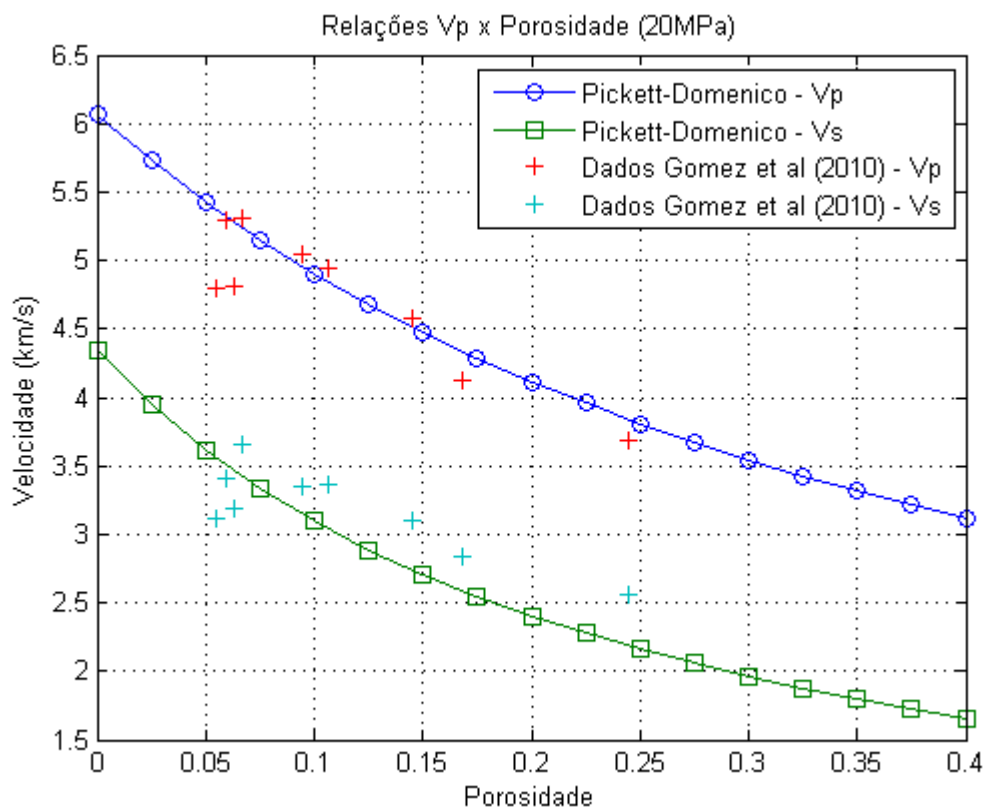


Figura 5.9: Comparação entre as relações de Pickett-Domenico para a pressão diferencial de 20MPa em arenitos com os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) submetidos à pressão de confinamento de 20MPa.

$$V_S^{20} = 2,4653\phi^2 - 0,2323\phi + 0.3044 \quad (5.5)$$

$$V_S^{40} = 2,5622\phi^2 - 0,2758\phi + 0.2960 \quad (5.6)$$

Apesar dos bons resultados obtidos com as relações de Pickett-Domenico considerando a pressão efetiva equivalente à pressão, principalmente para as ondas compressoriais, sabe-se que a pressão efetiva tende a ser bem menor do que o valor adotado. Em busca de uma comparação mais fidedigna entre os dados de Gomez *et al.* (2010) e as relações de Pickett-Domenico, utilizou-se os gradientes médios associados à pressão de confinamento (3,28psi/m) e pressão de poros (1,54psi/m) encontrados no trabalho de Gardner *et al.* (1974) para estimar a profundidade simulada através da pressão de confinamento imposta no laboratório. A partir daí, então, obteve-se uma estimativa da pressão efetiva através da diferença entre a pressão de confinamento e a pressão de poros para a dada profundidade. Portanto, foi calculado que a pressão efetiva na qual as amostras estariam expostas em subsuperfície sob uma pressão de confinamento de 40MPa,

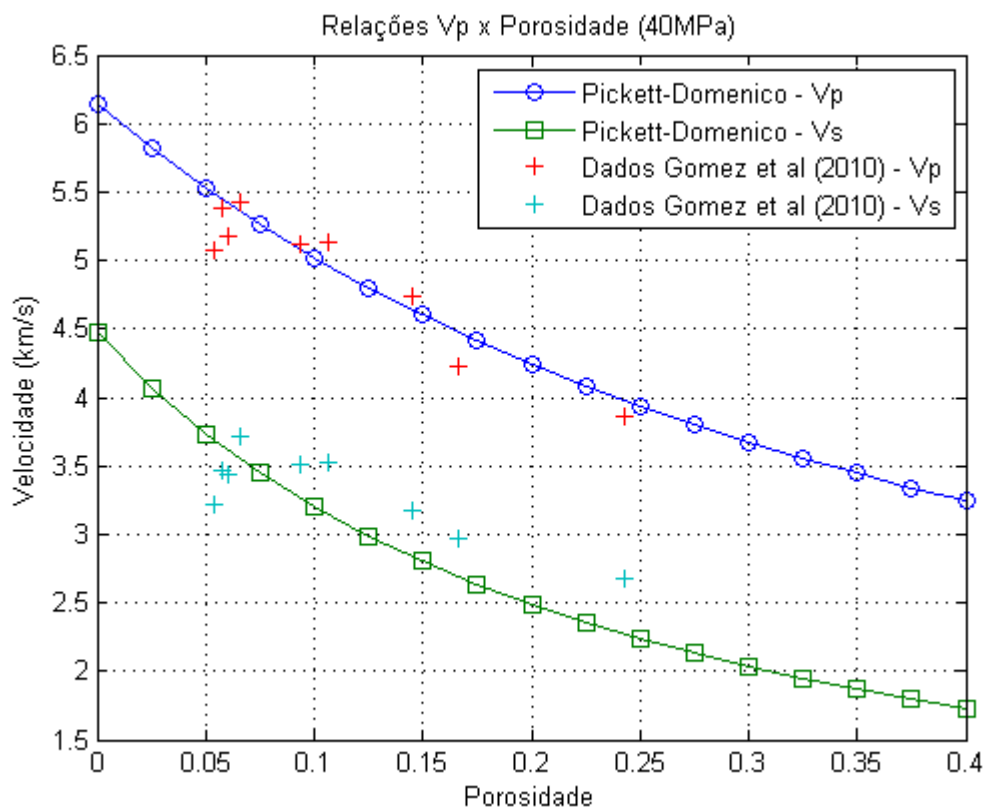


Figura 5.10: Comparação entre as relações de Pickett-Domenico para a pressão diferencial de 20MPa em arenitos com os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) submetidos à pressão de confinamento de 40MPa.

se o gradiente médio do meio fosse equivalente aos valores sugeridos por Gardner *et al.* (1974), seria de aproximadamente 21,2MPa ($\approx 3,078$ psi). Portanto, é possível comparar os dados de velocidade medidos sob pressão de confinamento de 40MPa com a relação de Pickett-Domenico, utilizando os coeficientes calculados para a pressão diferencial de 3000psi. Quanto aos dados medidos sob pressão de 20MPa, não há coeficientes propostos por Domenico (1984) que representem valores próximos referentes à pressão efetiva calculada utilizando os gradientes de pressão médios.

A figura 5.15 consiste em um gráfico que mostra uma comparação entre os dados de Gomez *et al.* (2010) sob pressão de confinamento de 40MPa, as relações de Pickett-Domenico referentes à pressão diferencial calculada a partir dos gradientes de pressão médio e as curvas ajustadas aos dados por mínimos quadrados. Neste gráfico, pode-se destacar a pequena melhora da relação Pickett-Domenico em relação aos dados para as ondas compressoriais. Os coeficientes de Domenico (1984) para a pressão efetiva de aproximadamente 20MPa, sendo que a pressão de confinamento é de 40MPa, posiciona-se quase sobreposto à curva calculada pelo método de

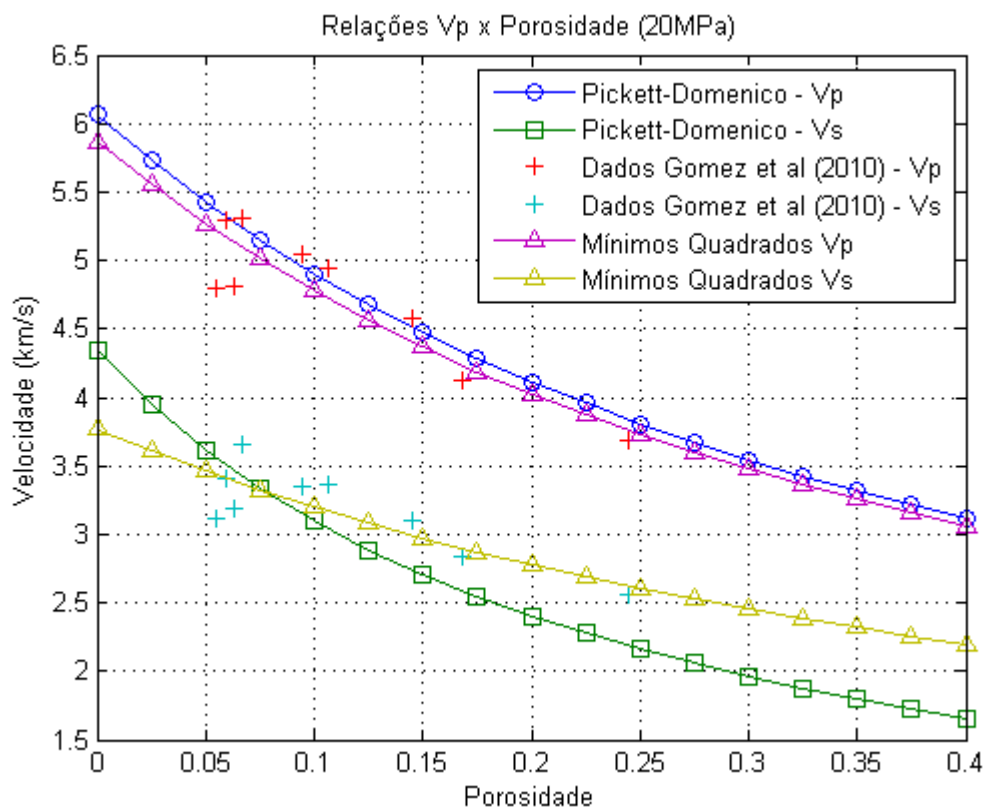


Figura 5.11: Comparação entre as relações de Pickett-Domenico e os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) sob pressão de confinamento de 20MPa, com as curvas obtidas através de uma regressão linear por mínimos quadrados na forma proposta por Pickett (1963).

regressão linear. Isto mostra a aplicabilidade dos gradientes médios de pressão, em casos onde as condições de pressão reais não estão disponíveis. No entanto, mesmo incluindo uma aproximação da pressão de poros e estimando a pressão efetiva, a relação de Pickett-Domenico não demonstra ser adequada para estimar a dependência de v_s e a porosidade, ao menos para este conjunto de dados.

Além das relações entre V_P e porosidade, e de suas variações em razão da mudança na pressão diferencial, os dados podem ser comparados com as relações entre V_P e V_S de Han *et al.* (1986), Castagna *et al.* (1985), conhecida como *mudrockline*, Castagna e Backus (1993) e Greenberg e Castagna (1992). No entanto, como mostra a figura 5.16 todas as relações empíricas supracitadas subestimam os valores de V_S obtidos a partir de V_P .

Em situações como esta, pode-se aplicar o método de regressão por mínimos quadrados para calcular os coeficientes da função que melhor representa a relação entre as velocidades no referido dado. Visto que todas as equações que visam prever tal relação em arenitos mostram-se lineares e, principalmente, em razão dos dados posicionarem-se desta forma, como pode ser

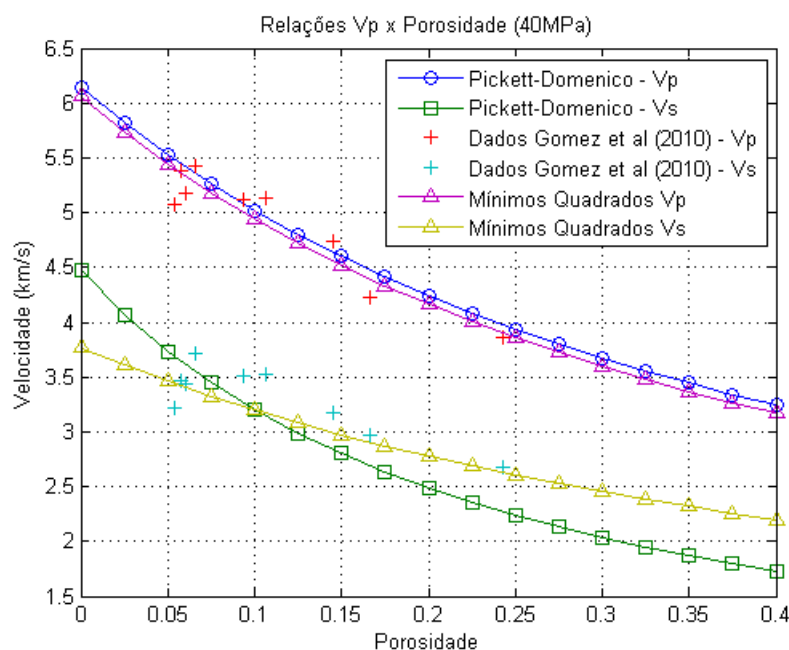


Figura 5.12: Comparação entre as relações de Pickett-Domenico e os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) sob pressão de confinamento de 40MPa, com as curvas obtidas através de uma regressão linear por mínimos quadrados na forma proposta por Pickett (1963).

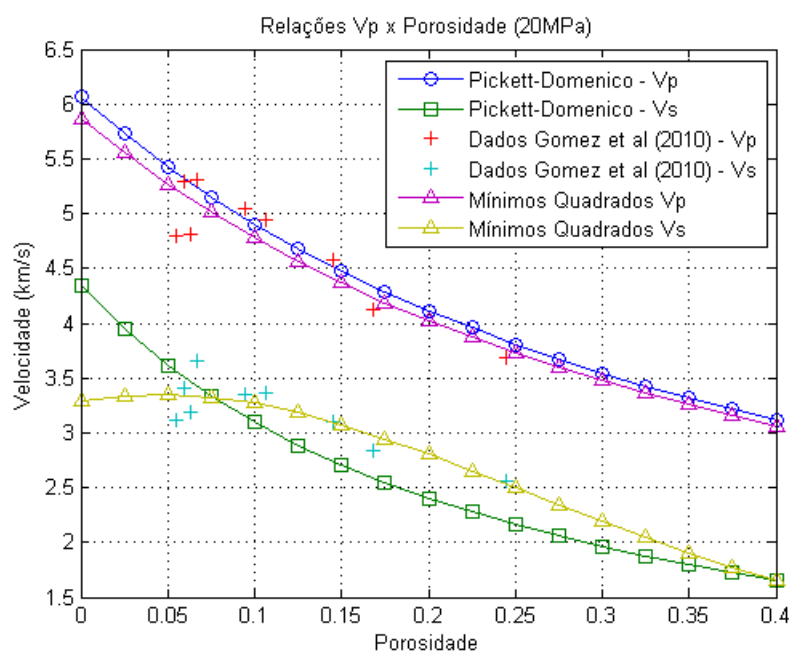


Figura 5.13: Comparação entre as relações de Pickett-Domenico e os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) sob pressão de confinamento de 20MPa, com a curva obtida através de uma regressão polinomial por mínimos quadrados dos dados de velocidade S.

observado na figura 5.16, a regressão linear mostra-se a mais adequada. Portanto, tendo sido efetuada a regressão linear por mínimos quadrados, têm-se que a função que melhor define a

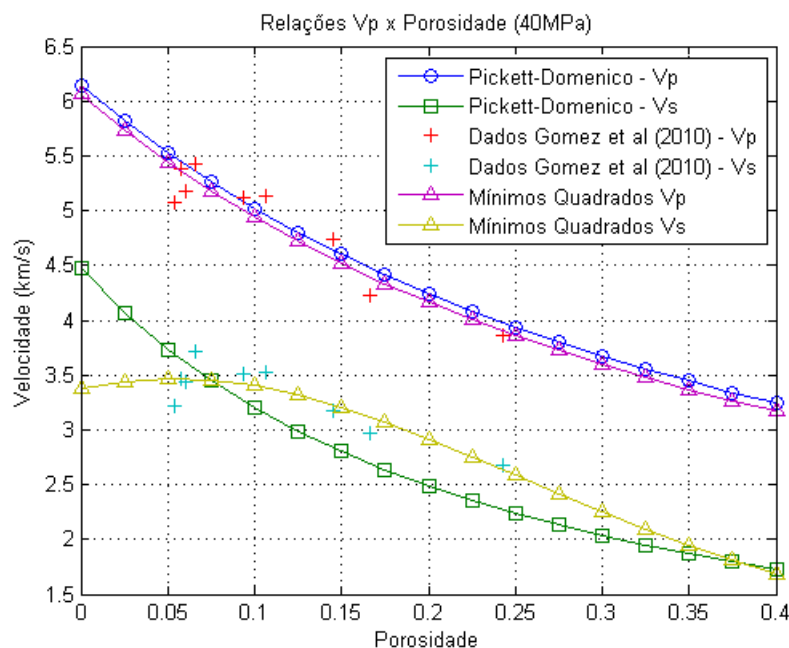


Figura 5.14: Comparação entre as relações de Pickett-Domenico e os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) sob pressão de confinamento de 20MPa, com a curva obtida através de uma regressão polinomial por mínimos quadrados dos dados de velocidade S.

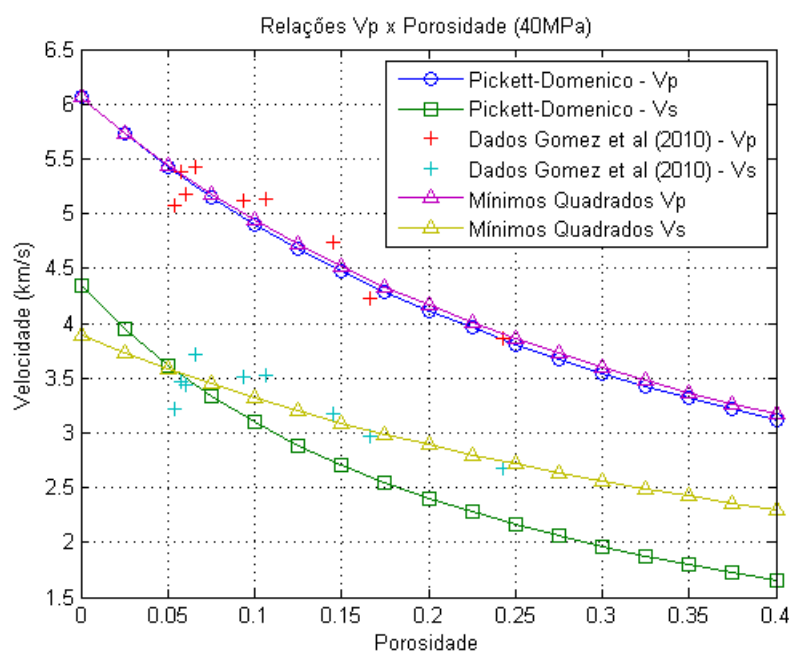


Figura 5.15: Gráfico comparativo entre os dados de velocidade P e S de Gomez *et al.* (2010) submetidos à pressão de confinamento de 40MPa, as curvas obtidas através de regressão linear por mínimos quadrados e as relações de Pickett-Domenico para a pressão efetiva de aproximadamente 20MPa estimada a partir dos gradientes médios de pressão.

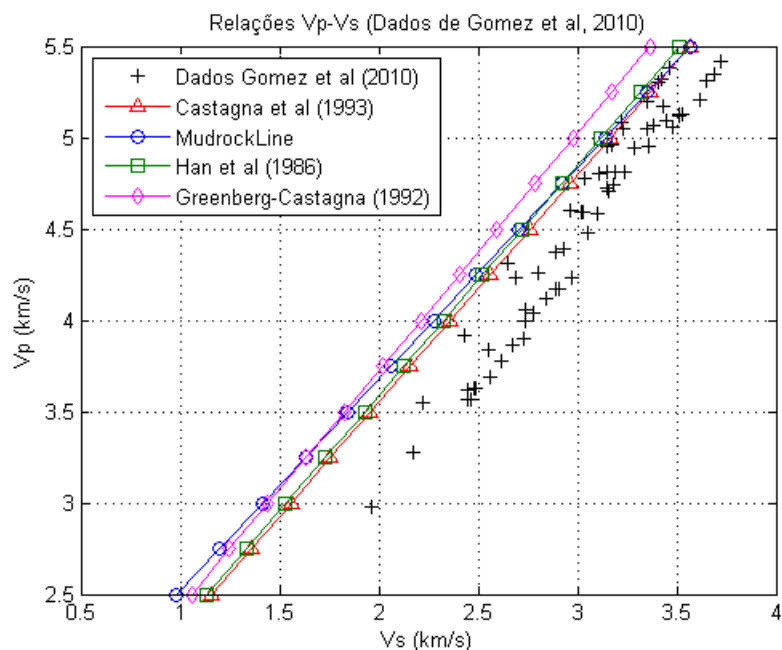


Figura 5.16: Gráfico da relação V_P - V_S dos dados de Gomez *et al.* (2010) para diversas condições de pressão comparados com as relações propostas por Castagna *et al.* (1985), Han *et al.* (1986), Greenberg e Castagna (1992) e Castagna e Backus (1993).

relação V_P - V_S para os dados de Gomez *et al.* (2010) é a equação (5.7) (Figura 5.17).

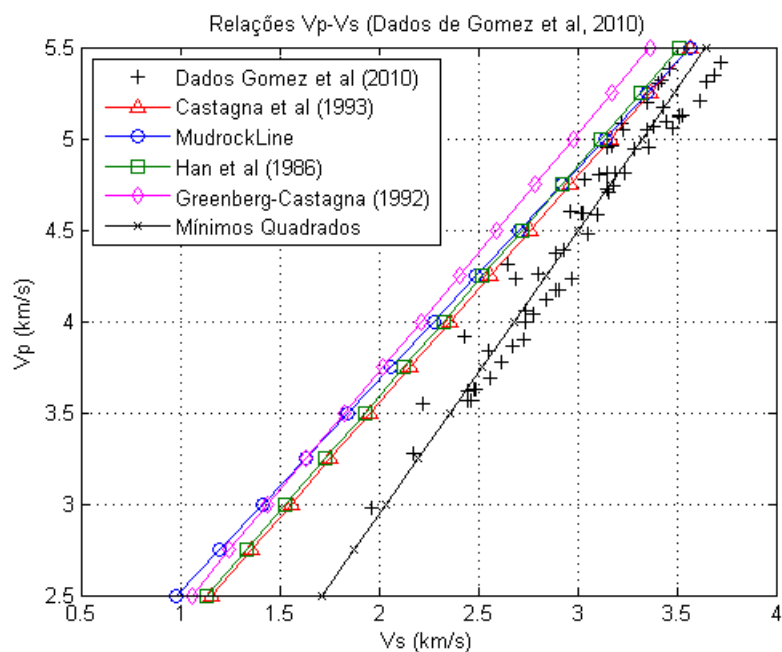


Figura 5.17: Gráfico apontando a diferença entre a curva obtida por regressão linear dos dados de Gomez *et al.* (2010) para as relações V_P - V_S e as equações encontradas na literatura.

$$V_S = 0,6438V_P + 0.1068 \quad (5.7)$$

5.3 EXEMPLO 3: SUBSTITUIÇÃO DE FLUIDOS E ANÁLISE DE VELOCIDADES EM ROCHAS MULTIMINERÁLICAS - FOURNIER E BORGOMANO (2009)

Neste exemplo foram utilizados dados extraídos de Fournier e Borgomano (2009), onde foram feitas medições de velocidade das ondas P e S sob diferentes condições de pressão efetiva em rochas multiminerálicas secas, além de uma estimativa acerca de suas densidades e porosidades. Na composição das amostras de rocha estavam presentes diferentes frações de calcita, dolomita, micrito, quartzo e argila. Em quatro amostras havia a presença de outros minerais e, portanto, estas foram excluídas das análises. No trabalho de Fournier e Borgomano (2009), foram disponibilizados os valores dos módulos de compressibilidade volumétrica e de cisalhamento das amostras secas, sob condições de pressão de 70MPa. A partir dos dados citados, foi efetuada uma substituição de fluidos para predizer os módulos elásticos das amostras saturadas por salmoura, e em seguida obter as velocidades e comparar com a predição das velocidades em rochas multiminerálicas estimada a partir das relações de Castagna-Batzle-Kan, além de comparar com a estimativa das ondas cisalhantes derivadas da equação de Greenberg-Castagna.

Para o cálculo da substituição de fluidos, tratou-se o micrito como sendo equivalente ao mineral de calcita, tanto no cálculo das relações de Gassmann, quanto nas relações para a estimativa das velocidades. A substituição de fluidos foi calculada para cada amostra separadamente, já que suas composições variam bastante. Para a estimativa do módulo de cisalhamento do mineral puro, requerido nas relações de Gassmann, utilizou-se a aproximação de Voigt-Reuss-Hill em relação à mistura de todos os constituintes sólidos do material, o que significa que foram inseridos no cálculo apenas os minerais e suas respectivas frações do volume total do material sólido. Este método é análogo ao apresentado no capítulo anterior, baseado em Dvorkin *et al.* (2007). Os módulos elásticos adotados para cada mineral, foram os mesmos sugeridos em Fournier e Borgomano (2009), enquanto o módulo de compressibilidade volumétrica e a densidade da salmoura foram extraídos de Dvorkin *et al.* (2007).

Através da metodologia de substituição de fluidos descrita, foram obtidos os módulos de compressibilidade volumétrica das amostras saturadas por salmoura. Considerando que a composição mineralógica das amostras se dá, em sua maior parte, por micrito e calcita, e que neste trabalho adotaram-se os mesmos módulos elásticos para estes materiais, foram calculados os limites de Voigt-Reuss para uma mistura entre calcita e ar, ou seja, rocha seca, e para calcita e

salmoura. A figura (5.18) mostra estes limites, juntamente com os módulos de compressibilidade de cada amostra seca, como fornecido em Fournier e Borgomano (2009), além dos módulos de compressibilidade volumétrica para as mesmas amostras, após feita a substituição de fluidos, no qual simulou-se a saturação total por salmoura. Como previamente relatado, foram calculadas as velocidades das ondas compressionais e cisalhantes para cada amostra, levando em consideração a fração dos seus constituintes, sua porosidade a pressão diferencial em que estavam submetidas, baseado nas relações de Castagna-Batzle-Kan. Estas relações visam predizer as velocidades de rochas multiminerálicas saturadas por salmoura e, portanto, as velocidades calculadas foram comparadas com as velocidades obtidas a partir da substituição de fluidos. Como pode ser visto na figura (5.19), em geral, a relação Castagna-Batzle-Kan superestimou as velocidades em relação ao que foi calculado através das relações de Gassmann. No entanto, pode-se perceber que para as altas velocidades a relação foi bastante satisfatória. Os dados que apresentaram as menores diferenças entre os dois métodos estão associados à amostras com baixas porosidades e pouca variedade na composição mineralógica, sendo compostas quase que em sua totalidade por calcita e micrito. De forma análoga à figura anterior, as velocidades cisalhantes calculadas pela substituição de fluidos foi comparada com as velocidades estimadas a partir da equação de Greenberg-Castagna, e os resultados podem ser analisados na figura (5.20). Neste caso, os resultados foram totalmente insatisfatórios, já que as velocidades estimadas a partir das relações de Gassmann mostraram-se muito mais elevadas do que as calculadas a partir da equação de Greenberg-Castagna.

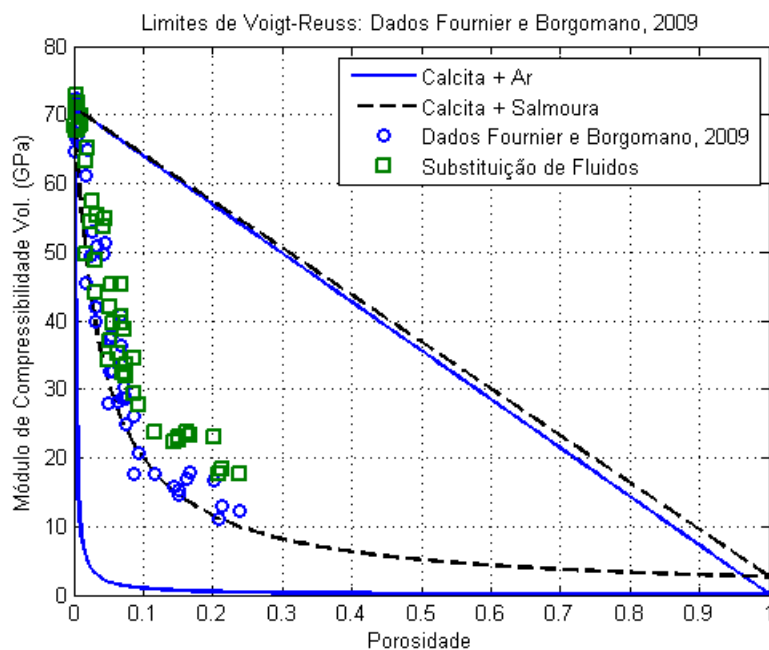


Figura 5.18: Comparação entre os dados de Fournier e Borgomano (2009) e os dados obtidos a partir da substituição de fluidos com os limites de Voigt-Reuss para as misturas: Calcita + Ar e Calcita + Salmoura.

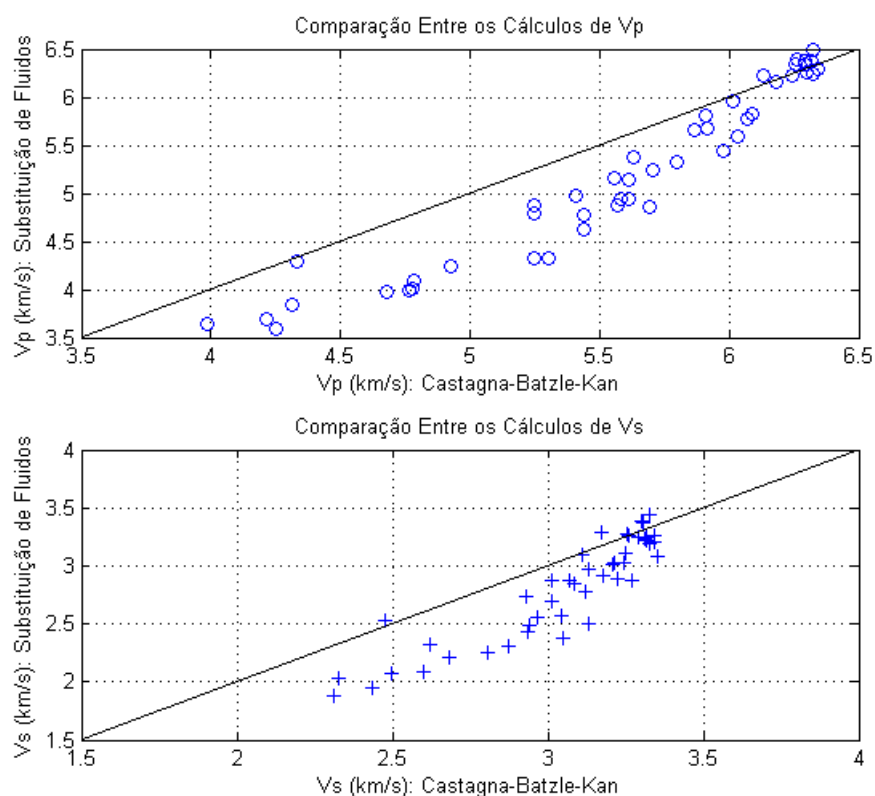


Figura 5.19: Comparação entre as velocidades estimadas pela relação de Castagna-Batzle-Kan e as velocidades calculadas pela substituição de fluidos.

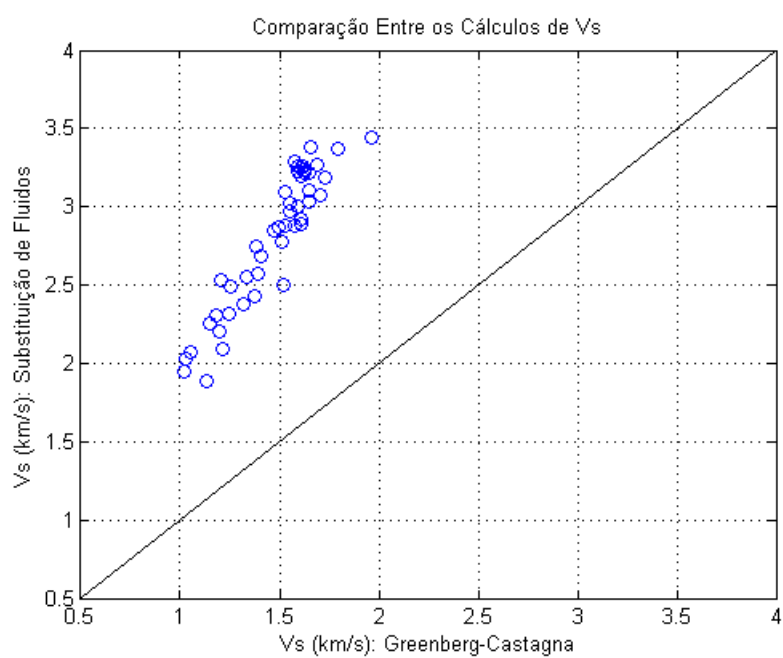


Figura 5.20: Comparação entre as velocidades cisalhantes calculadas a partir da substituição de fluidos e as velocidades cisalhantes estimadas pela relação de Greenberg-Castagna.

6 CONCLUSÕES

Primeiramente, foi possível compreender a importância dos estudos em física de rochas para a indústria de exploração de petróleo. Esta importância pode ser justificada pelo fato de que através de um melhor entendimento acerca dos fatores que influenciam as variações nas propriedades físicas das rochas, e como estas variações podem ser identificadas pelos métodos geofísicos, a precisão nas análises se torna muito maior. Quanto mais detalhamento for possível extrair, a partir dos dados sísmicos e dados de poço, sobre as características geológicas e as condições na qual as rochas estão submetidas em subsuperfície, as etapas de locação de novos poços, controle de reservatórios em fase de produção, redução de riscos ambientais e até o planejamento de aquisições de dados podem ser executados de forma a fornecer melhores resultados.

Visto que o conteúdo inserido no universo de estudos em física de rochas é bastante vasto, tornou-se bastante complicado selecionar as informações que não poderiam deixar de ser mencionadas, e por sua vez fazem parte deste trabalho. Não obstante, o processo de catalogação das relações e conceitos aqui apresentados mostrou-se como uma difícil tarefa a ser executada, principalmente, em razão de não terem sido encontrados trabalhos nesta vertente proposta. Foi encontrado um pequeno número de publicações com caráter revisivo, e estas serviram como pilares para o desenvolvimento deste trabalho. Dentre tais estudos, pode-se destacar Mavko *et al.* (1998), Castagna e Backus (1993), Wang (2001) e Avseth *et al.* (2005, 2010).

Do ponto de vista do conteúdo abordado, pôde-se verificar que, apesar do campo de estudo em questão ser muito mais amplo do que foi exposto neste trabalho, os modelos empíricos são mais diversificados para rochas monominerálicas. Isto ocorre, devido ao fato da compreensão sobre as propriedades físicas de matrizes rochosas heterogêneas ser muito mais complexa. Dentro deste contexto, em termos de propriedades físicas, é válido citar que as relações empíricas mostradas são mais abrangentes em rochas siliciclásticas, em especial em arenitos. Isto

mostra que outras litologias necessitam de estudos mais avançados e conhecimentos técnicos mais robustos, pois caracterizam-se por possuírem relações mais complexas entre suas propriedades físicas, e por serem mais afetadas por parâmetros texturais, como carbonatos, ou por anisotropia como no caso dos folhelhos. De acordo com o que se obteve através das pesquisas para a construção deste trabalho, pouco foi desenvolvido para um melhor entendimento das propriedades físicas de rochas sedimentares que não enquadram-se como arenitos, folhelhos, dolomitos e calcáreos. Outro ponto a ser explicitado refere-se à importância de fatores texturais, como a geometria dos grãos e poros, a presença de cimentação, entre outros aspectos que envolvem um melhor entendimento acerca do ambiente deposicional e dos fatores diagenéticos no qual as rochas sedimentares foram submetidas. Tais informações não foram detalhadas neste trabalho, mas podem ser tomadas como um interessante tópico para a complementação deste, ou em estudos futuros.

Quanto aos resultados obtidos, verificou-se que os fluxogramas contendo as relações entre as propriedades físicas, em associação com as litologias promovem um acesso mais fácil às possíveis estimativas a serem feitas a partir dos dados disponíveis. Além da aplicabilidade da metodologia estruturada, proposta neste trabalho, pôde-se confirmar a concordância dos dados disponibilizados por Han *et al.* (1986) com a teoria dos limites elásticos de Voigt-Reuss e Hashin-Shtrikman e, paralelamente, atestar a funcionalidade do limite de Voigt modificado, juntamente com o conceito de porosidade crítica. Através do referido conjunto de dados foi possível identificar os efeitos da argilosidade nos arenitos, de maneira a reduzir seus módulos elásticos, já que as amostras compostas apenas por quartzo apresentaram módulos elásticos muito próximos ou acima do limite superior calculado para uma mistura menos rígida, composta por quartzo e argila. Os dados utilizados não apenas posicionaram-se dentro dos limites elásticos, como também ficaram restritos entre o limite superior modificado e o limite inferior, para porosidades menores do que a porosidade crítica, caracterizando uma região na qual ocorre o chamado sistema de iso-deformação. Neste exemplo, baseado nos dados de Han *et al.* (1986), foi alcançado o resultado esperado em função daquilo que é fundamentado pela teoria.

No segundo exemplo utilizado para apresentar algumas aplicações dos modelos em física de rochas aqui reunidos, foi possível extrair algumas considerações positivas, sendo estas de caráter apenas especulativo devido ao reduzido número de dados. Inicialmente foram confrontados dados de porosidade e de velocidade compressional, estimadas para um estado de saturação por água através de substituição de fluidos, sendo tais medidas apresentadas por Gomez *et al.* (2010). As amostras foram classificadas como arenitos limpos permitindo então, a utilização das

equações de Wyllie *et al.* (1956) e Raymer *et al.* (1980) a fim de verificar se são capazes de representar o comportamento do conjunto de dados. Como visto anteriormente, estas equações são indicadas para predizer a relação entre a velocidade compressional e a porosidade em arenitos limpos sob altas pressões diferenciais. Os dados disponibilizados por Gomez *et al.* (2010) foram obtidos sob diferentes condições de pressão, podendo-se afirmar que o grande espalhamento dos dados obtidos sob pressões de até 20MPa é coerente com o resultado esperado. Em contrapartida, os dados relacionados a pressões mais elevadas não foram bem representados pela equação de Wyllie *et al.* (1956), no entanto, a equação de Raymer *et al.* (1980) mostrou-se adequada ao conjunto de dados analisado. Verificou-se ainda que as velocidades compressionais apresentaram um aumento em razão da elevação na pressão de confinamento, e em concordância com observações feitas por diversos autores como Domenico (1984) e Eberhart-Phillips *et al.* (1989), esta elevação mostrou-se mais abrupta nos primeiros acréscimos de pressão, culminando num aumento mais suave e de comportamento linear numa dada magnitude de pressão comum à todas as amostras. Este comportamento não ocorreu apenas em duas amostras, que apresentaram um aumento da velocidade aproximadamente linear desde o início do acréscimo de pressão, sendo possível inferir que estas possivelmente não apresentam fraturas com baixos *aspect ratios*, caso esta diferença no comportamento dos dados não sejam fruto de erros na obtenção das medidas. Os dados utilizados neste exemplo foram comparados também com as relações de Pickett-Domenico, e para isto foram feitas duas análises diferentes, associadas a uma premissa acerca dos dados. As premissas citadas são em função das condições de pressão na qual os dados foram expostos, já que as relações de Pickett-Domenico são baseadas na pressão efetiva e os dados de Gomez *et al.* (2010) tratam apenas de pressão de confinamento. Nos resultados obtidos admitindo que a pressão diferencial é a mesma da pressão efetiva, as relações empíricas associadas às velocidades compressionais foram bem representadas pelos dados para as duas condições de pressão analisadas. O bom resultado das relações de Pickett-Domenico pode ser analisado de forma comparativa com a curva obtida por regressão linear dos dados pelo método dos mínimos quadrados, utilizando a mesma forma proposta por Pickett (1963). Em contrapartida, não foram alcançados boas aproximações dos dados de ondas cisalhantes em relação às equações de Pickett-Domenico. A segunda comparação dos dados com as curvas oriundas dos coeficientes de Domenico (1984) foi feita adotando um gradiente de pressão diferencial médio, baseado nos valores propostos por Gardner *et al.* (1974). Nesta, novamente não foi possível obter uma boa relação entre os dados de velocidades cisalhantes e as curvas de Pickett-Domenico. Contudo, foi possível observar uma melhora na predição das velocidades a partir das

relações de Pickett-Domenico para a pressão diferencial calculada, de modo que a curva obtida mostra-se mais ajustada à curva obtida pela regressão linear dos dados. Ainda neste exemplo, foi efetuada uma regressão polinomial sobre os dados de velocidade cisalhante com o intuito de representar melhor os dados mais esparsos referentes às menores porosidades. Com isso obteve-se um ajuste melhor, porém as características das curvas resultantes são bastante distintas do comportamento esperado para a relação $V_S-\phi$ e, provavelmente, não seria capaz de representar os dados se houvesse um maior número de medidas. Por fim, foram feitas análises da relação V_P-V_S destes dados obtidos por Gomez *et al.* (2010), comparando-os com as relações propostas por Castagna *et al.* (1985), Han *et al.* (1986), Greenberg e Castagna (1992) e Castagna e Backus (1993). Nesta análise foi observado que os dados preservaram a relação linear predita em todas as relações citadas, apresentando inclusive um coeficiente angular semelhante ao proposto por tais relações. No entanto, o conjunto de dados encontra-se visivelmente deslocado das retas que representam as relações V_P-V_S utilizadas na análise. Para resolver este problema, onde nenhuma das equações empíricas atingiram um resultado satisfatório em relação um conjunto de dados particular, recomenda-se o cálculo de uma função através da regressão por mínimos quadrados que ajuste-se aos dados, de modo a representá-lo caso análises futuras sejam requeridas num fluxo de trabalho.

No último exemplo apresentado, foi efetuada uma substituição de fluidos para simular as velocidades de uma rocha multiminerálica saturada por salmoura, a partir de seus módulos elásticos e densidades em estado seco, valendo-se dos dados previamente calculados por Fournier e Borgomano (2009). A partir das velocidades estimadas para o estado de saturação por salmoura, estas foram comparadas com as estimativas de velocidade para rochas multiminerálicas propostas por Greenberg e Castagna (1992) e Castagna e Backus (1993). Visto que o tratamento de dados referentes à rochas multiminerálicas é muito mais complexo, e diversos erros podem estar associados aos cálculos, nenhuma das estimativas retornaram resultados positivos. Entre eles pode-se especular que o valor do módulo de compressibilidade do mineral puro, requerido para a substituição de fluidos para rochas monominerálicas, foi associado à aproximação de Voigt-Reuss-Hill do módulo de compressibilidade para constituintes sólidos, podendo causar alguma distorção nos resultados. Além deste possível problema, tem-se que a premissa de que o micrito poderia ser representada como calcita pode não ser verdadeira, invalidando-se todos os cálculos e justificando os grandes erros encontrados.

Como considerações finais, deve-se mencionar que mais exemplos e melhores resultados poderiam ter sido apresentados, caso houvesse um maior acesso aos dados utilizados nos

estudos encontrados na literatura. Deste modo os avanços nas pesquisas e o desenvolvimento de novas técnicas e teorias poderiam ser acelerados, contribuindo para as necessidades do mercado. Complementarmente, as equações empíricas publicadas até o presente momento, em alguns casos, não são capazes de representar certos conjuntos de dados. Seria interessante uma maior divulgação das equações empíricas obtidas para os conjuntos de dados utilizados em todas as publicações, mesmo que tais relações já existam para outros conjuntos de dados. Com a repetitividade das relações, juntamente com um maior detalhamento acerca das características geológicas das amostras, tornaria mais viável uma correlação entre os dados reais, em função da sua semelhança com as características e relações entre as propriedades físicas de dados publicados. A metodologia apresentada neste trabalho, que busca conectar de forma mais clara as litologias e relações entre as propriedades físicas das rochas, requer ainda muitas complementações, já que ainda existem diversos outros conceitos não contemplados aqui. Esta complementação do trabalho segue como um desafio em aberto para estudos futuros que possam enriquecer a metodologia aqui proposta.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHRENS, T. *Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants*, volume 3. Amer Geophysical Union, 1995.
- AUGUSTO, F.; MARTINS, J. A well-log regression analysis for p-wave velocity prediction in the namorado oil field, campos basin. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 27, n. 4, p. 595–608, 2009.
- AVSETH, P.; MUKERJI, T.; MAVKO, G. *Quantitative seismic interpretation: Applying rock physics tools to reduce interpretation risk*. Cambridge Univ Pr, 2005.
- AVSETH, P.; MUKERJI, T.; MAVKO, G.; DVORKIN, J. Rock-physics diagnostics of depositional texture, diagenetic alterations, and reservoir heterogeneity in high-porosity siliciclastic sediments and rocks—a review of selected models and suggested work flows. *Geophysics*, v. 75, n. 5, p. 75A31, 2010.
- BATZLE, M.; HOFMANN, R.; HAN, D.; CASTAGNA, J. Fluids and frequency dependent seismic velocity of rocks. *The Leading Edge*, v. 20, p. 168, 2001.
- BATZLE, M.; WANG, Z. Seismic properties of pore fluids. *Geophysics*, v. 57, p. 1396, 1992.
- BERRYMAN, J. Origin of gassmann's equations. *Geophysics*, v. 64, n. 5, p. 1627–1629, 1999.
- BERRYMAN, J.; MILTON, G. Exact results for generalized gassmann's equations in composite porous media with two constituents. *Geophysics*, v. 56, p. 1950–1960, 1991.
- BIOT, M. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. i. low-frequency range. *J. Acoust. Soc. Am*, v. 28, n. 2, p. 168–178, 1956.
- BIOT, M. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *Journal of applied physics*, v. 33, n. 4, p. 1482–1498, 1962.
- CASTAGNA, J.; BACKUS, M. *Offset-dependent reflectivity: Theory and practice of AVO analysis*. Number 8. Soc of Exploration Geophysicists, 1993.

- CASTAGNA, J.; BATZLE, M.; EASTWOOD, R. *ET AL.* Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, v. 50, n. 4, p. 571–581, 1985.
- DEWAR, J.; PICKFORD, S. Rock physics for the rest of us-an informal discussion. *CSEG Recorder*, p. 43–49, 2001.
- DOMENICO, S. Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. *Geophysics*, v. 49, n. 8, p. 1188–1195, 1984.
- DRAPER, N.; SMITH, H. Applied regression analysis (wiley series in probability and statistics), 1998.
- DVORKIN, J. Pore pressure and fluid detection from compressional- and shear-wave data. *Stanford Rock Physics and Borehole Geophysics Report*, v. 73, p. 1–12, 2000.
- DVORKIN, J.; MAVKO, G.; GUREVICH, B. Fluid substitution in shaley sediment using effective porosity. *Geophysics*, v. 72, n. 3, p. O1, 2007.
- DVORKIN, J.; MAVKO, G.; NUR, A. Overpressure detection from compressional-and shear-wave data. *Geophysical research letters*, v. 26, n. 22, p. 3417–3420, 1999.
- EBERHART-PHILLIPS, D.; HAN, D.; ZOBACK, M. Empirical relationships among seismic velocity, effective pressure, porosity, and clay content in sandstone. *Geophysics*, v. 54, p. 82, 1989.
- ELLIS, D.; SINGER, J. *Well logging for earth scientists*. Springer Verlag, 2007.
- FAUST, L. Seismic velocity as a function of depth and geologic time. *Geophysics*, v. 16, p. 192, 1951.
- FAUST, L. A velocity function including lithologic variation. *Geophysics*, v. 18, n. 2, p. 271, 1953.
- FOURNIER, F.; BORGOMANO, J. Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonate-siliciclastic rocks. *Geophysics*, v. 74, n. 2, p. E93, 2009.
- GADALLAH, M.; FISHER, R.; FISHER, R. *Exploration geophysics*. Springer Verlag, 2008.
- GARDNER, G.; GARDNER, L.; GREGORY, A. Formation velocity and density the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, v. 39, p. 770, 1974.

- GASSMANN, F. On elasticity of porous media. *Classics of elastic wave theory. Geophysics Reprint*, , n. 24, p. 389–407, 1951.
- GOMEZ, C.; DVORKIN, J.; VANORIO, T. Laboratory measurements of porosity, permeability, resistivity, and velocity on fontainebleau sandstones. *Geophysics*, v. 75, n. 6, p. E191, 2010.
- GREENBERG, M.; CASTAGNA, J. Shear-wave velocity estimation in porous rocks: theoretical formulation, preliminary verification and applications. *Geophysical prospecting*, v. 40, n. 2, p. 195–209, 1992.
- HAN, D.; BATZLE, M. Gassmann's equation and fluid-saturation effects on seismic velocities. *Geophysics*, v. 69, n. 2, p. 398, 2004.
- HAN, D.; NUR, A.; MORGAN, D. Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics*, v. 51, n. 11, p. 2093–2107, 1986.
- KLIMENTOS, T. The effects of porosity-permeability-clay content on the velocity of compressional waves. *Geophysics*, v. 56, n. 12, p. 1930, 1991.
- LOWRIE, W. *Fundamentals of geophysics*. Cambridge Univ Pr, 2007.
- MAKARYNSKA, D.; GUREVICH, B.; BEHURA, J.; BATZLE, M. Fluid substitution in rocks saturated with viscoelastic fluids. *Geophysics*, v. 75, n. 2, p. E115, 2010.
- MAVKO, G.; CHAN, C.; MUKERJI, T. Fluid substitution: Estimating changes in v without knowing v . *Geophysics*, v. 60, p. 1750, 1995.
- MAVKO, G.; MUKERJI, T.; DVORKIN, J. *ET AL*. *The rock physics handbook*, volume 260. Cambridge University Press, 1998.
- MUKERJI, T.; DUTTA, N.; PRASAD, M.; DVORKIN, J. Seismic detection and estimation of overpressures. *Part I: the Rock Physics Basics, Canadian Society of Exploration Geophysicists Recorder*, p. 36–57, 2002.
- NUR, A.; MAVKO, G.; DVORKIN, J.; GALMUDI, D. Critical porosity: A key to relating physical properties to porosity in rocks. *The Leading Edge*, v. 17, p. 357, 1998.
- PICKETT, G. Acoustic character logs and their applications in formation evaluation. *Journal of Petroleum Technology*, v. 15, n. 6, p. 659–667, 1963.

- RAYMER, L.; HUNT, E.; GARDNER, J. An improved sonic transit time-to-porosity transform. *SPWLA Trans., 21st Ann. Log. Symp., Paper P*, 1980.
- SENGUPTA, M.; MAVKO, G. Sensitivity analysis of seismic fluid detection, 2005.
- SHERIFF, R.; GELDART, L. *Exploration seismology. Volume 1: History, theory, and data acquisition*. Cambridge University Press, New York, NY, 1983.
- SINGH, R.; RAI, C.; SONDERGELD, C. Pressure dependence of elastic wave velocities in sandstones, 2006.
- SMITH, T.; SONDERGELD, C.; RAI, C. Gassmann fluid substitutions: A tutorial. *Geophysics*, v. 68, n. 2, p. 430, 2003.
- SWARBRICK, R. Challenges of porosity-based pore pressure prediction. *CSEG Recorder*, v. 75, 2002.
- TIAB, D.; DONALDSON, E.; PUBLISHERS, E. S. *Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties*. Gulf Professional Pub., 2004.
- TOSAYA, C. *Acoustical properties of clay-bearing rocks*. PhD thesis, Stanford University, Dept. of Geophysics, School of Earth Sciences, 1982.
- VOGELAAR, B. *Fluid effect on wave propagation in heterogeneous porous media*. PhD thesis, Delft University, Dept. of Geotechnology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences and Stanford University, , Dept. of Geophysics, School of Earth Sciences, 2009.
- WANG, Z. Y2k tutorial: Fundamentals of seismic rock physics. *Geophysics*, v. 66, n. 2, p. 398, 2001.
- WYLLIE, M.; GREGORY, A.; GARDNER, G. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics*, v. 23, n. 3, p. 459, 1958.
- WYLLIE, M.; GREGORY, A.; GARDNER, L. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, v. 21, n. 1, p. 41, 1956.