

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA
TERRA

MARIO FLORENCIO BARRETO PAIVA

**MODELAGEM DE FÍSICA DE ROCHAS E ANÁLISE DOS
COEFICIENTES DE REFLEXÃO E DOS ATRIBUTOS
ELÁSTICOS DOS RESERVATÓRIOS TURBIDÍTICOS
MAASTRICHIANO DO CAMPO DE RONCADOR, BACIA
DE CAMPOS**

NITERÓI
2021

MARIO FLORENCIO BARRETO PAIVA

MODELAGEM DE FISICA DE ROCHAS E ANÁLISE DOS
COEFICIENTES DE REFLEXÃO E DOS ATRIBUTOS
ELÁSTICOS DOS RESERVATÓRIOS TURBIDÍTICOS
MAASTRICHIANO DO CAMPO DE RONCADOR, BACIA DE
CAMPOS

Dissertação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para a obtenção do título de Mestre na área de Geologia e Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci

NITERÓI - RJ
2021

MODELAGEM DE FISICA DE ROCHAS E ANÁLISE DOS
COEFICIENTES DE REFLEXÃO E DOS ATRIBUTOS
ELÁSTICOS DOS RESERVATÓRIOS TURBIDÍTICOS
MAASTRICHIANO DO CAMPO DE RONCADOR, BACIA DE
CAMPOS

MARIO FLORENCIO BARRETO PAIVA

Dissertação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para a obtenção do título de Mestre na área de Geologia e Geofísica.

Aprovada em 27 de abril de 2021.

Comissão Examinadora:

Dr. Guilherme Fernandes Vasquez (PETROBRAS)

Dr. Marcos Guimarães Gallotti (Consultor)

Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci - Orientador (GIECAR/GGO/UFF)

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

P142m Paiva, Mario Florencio Barreto
Modelagem de Física de Rochas e Análise dos Coeficientes de Reflexão e dos Atributos Elásticos dos Reservatórios Turbidíticos Maastrichiano do Campo de Roncador, Bacia de Campos / Mario Florencio Barreto Paiva ; Wagner Lupinacci, orientador. Niterói, 2021.
213 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2021.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2021.m.08127305774>

1. Física de Rochas. 2. Análise dos Coeficientes de Reflexão Sísmica (AVO). 3. Atributos & Impedâncias Elásticas. 4. Reservatórios Turbidíticos Maastrichiano do Campo de Roncador - Bacia de Campos. 5. Produção intelectual. I. Lupinacci, Wagner, orientador. II. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. III. Título.

CDD -

Bibliotecário responsável: Debora do Nascimento - CRB7/6368

Agradecimentos

Aos meus pais, “Dona Naná” e “Seu Paiva”, por todo o esforço e contínuo apoio em todos os momentos e em todos os caminhos que percorri até hoje.

À minha querida irmã Magali (*in memoriam*), que partiu de forma prematura e não conseguiu ver a conclusão desse trabalho. Te amo “*Brother*”.

À minha esposa Priscila por toda a compreensão e apoio no dia a dia.

Ao meu orientador Prof. Dr. Wagner Lupinacci por me aceitar como orientando mesmo trabalhando em horário integral e por toda a atenção e apoio dedicados a mim, que foram essenciais para conclusão deste trabalho. Obrigado também por me conceder total liberdade para desenvolver esta pesquisa sempre tentando extrair o máximo de mim e nunca impondo o próprio ponto de vista, mas através de diversas contribuições técnicas conseguimos chegar em um ponto comum que foram fundamentais ao desenvolvimento desta dissertação.

Aos colegas da Ikon Science que contribuíram com valiosas sugestões para enriquecer as discussões apresentadas aqui.

Aos membros da banca Dr. Guilherme Vasquez e Dr. Marcos Gallotti por aceitarem fazer parte da defesa e contribuir com esta dissertação.

À Ikon Science pela cessão de licenças do RokDoc

À ANP/BDEP pela disponibilização dos dados utilizados neste estudo.

Resumo

Estudos de interpretação quantitativa que envolvam modelagem de física de rochas e análise de amplitude *versus* offset (AVO) nas bacias brasileiras ainda são raros, embora existam várias publicações com trabalhos aplicados com sucesso em diversos reservatório ao redor do mundo. Dessa forma, esse trabalho se propõe a um estudo de interpretação quantitativa, aplicando os conhecimentos mais atuais e as melhores práticas da indústria aos reservatórios turbidíticos do intervalo RO 330, de idade Maastrichiana do bloco alto do Campo de Roncador, na Bacia de Campos. Assim, é apresentada uma extensa revisão de toda a teoria necessária aos fluxos de trabalho desenvolvidos. O Campo de Roncador foi responsável pela quinta maior produção nacional diária de petróleo em 2020, sendo o maior produtor em ambiente siliciclástico em atividade no Brasil.

Através dos modelos clássicos de física de rochas de Gardner, Greenberg & Castagna, substituição de fluidos e os modelos de cimentação foi possível discutir os resultados em termos dos processos diagenéticos que afetam as propriedades elásticas e petrofísicas das rochas, trazendo uma visão diferente sobre o ambiente geológico do Campo de Roncador. Isso permitiu aplicar os modelos de diagênese siliciclástica e cimento irregular para estimar e modelar as respostas elásticas e petrofísicas nos poços deste projeto.

A interpretação e modelagem das amplitudes sísmicas, baseada nos coeficientes de reflexão e análise de AVO 1D, mostrou que alguns atributos elásticos possuem sensibilidade para discriminação de fluidos e litologias. Esta constatação, juntamente com os resultados obtidos na análise de física de rochas, permitiu desenvolver um atributo elástico, a partir da técnica de Impedância de AVO (AVOI), capaz de capturar satisfatoriamente as informações geológicas e físicas discutidas ao longo deste trabalho para as rochas reservatório e não reservatório do intervalo RO 330 do Campo de Roncador

Palavras-chaves: física de rochas, AVO, atributos elásticos, Impedância de AVO, RO330, turbiditos, Campo de Roncador, Bacia de Campos.

Abstract

Quantitative interpretation studies involving rock physics modeling and amplitude versus offset (AVO) analysis in Brazilian basins are still rare, although there are several publications with work successfully applied in several reservoirs around the world. Thus, this work proposes a study of quantitative interpretation, applying the most current knowledge and best industry practices to the turbiditic reservoirs of the RO 330 interval, Maastrichtian age, from the high block of Roncador field, in the Campos Basin. Thus, an extensive review of all the theory necessary for the developed workflows is presented. The Roncador Field was responsible for the fifth largest daily national oil production in 2020, being the largest producer in a siliciclastic environment in activity in Brazil.

Through the classical rock physics models of Gardner, Greenberg & Castagna, Gassmann's fluid substitution and cement models it was possible to discuss the results in terms of diagenetic processes that affect the elastic and petrophysical properties of rocks, bringing a different view on the environment of Roncador Field. This allowed us to apply the siliciclastic diagenesis and patchy cement models to estimate and modeling the elastic and petrophysical responses in the wells of this project.

The interpretation and modeling of seismic amplitudes, based on reflection coefficients and AVO 1D analysis, revealed that some elastic attributes are sensitive to fluid and lithology discrimination. This finding, together with the results obtained in rock physics analysis, allowed the development of an elastic attribute, from the AVO Impedance (AVOI) technique, capable of satisfactorily capturing the geological and physical information discussed throughout this work for reservoir and non-reservoir rocks of RO 330 interval of the Roncador Field

Keywords: rock physics, AVO, elastic attributes, AVO Impedance, RO330, Turbidites, Roncador field, Campos Basin.

Sumário

1. Introdução	1
2 Área de Estudo	4
2.1 Evolução Tectono-estratigráfica	5
2.2. Os Principais Tipos de Reservatórios na Bacia de Campos	8
2.3. O Campo de Roncador	14
3 Parametrização Petrofísica	20
3.1 Classificação Petrofísica de Rochas Siliciclásticas	20
3.2 Construção de um Modelo Petrofísico	23
3.2.1 Estimativa da Argilosidade (Vcl) e do Volume de Folhelho (Vsh)	23
3.2.2 Estimativa da Porosidade	27
3.2.3 Estimativa da Saturação de Água	30
4. Física de Rochas.....	33
4.1 Modelos de Física de Rochas	34
4.1.1 Limites Teóricos (<i>Theoretical Bounds</i>)	35
4.1.2 Modelos Empíricos	39
4.1.3 Relação de Gardner	40
4.1.4 Relação de Greenberg & Castagna.....	41
4.2 Equações de Gassmann para a Substituição de Fluido.....	42
4.2.1 Fluxo de Trabalho para Aplicação das Equações de Gassmann & Substituição de Fluido.	45
4.2.2 Parametrização das Equações de Gassmann	47
4.2.3 Parâmetros Minerais.....	47
4.2.4 Parâmetros dos Fluidos	48
4.2.5 Parametrização da Porosidade.....	48
4.3 Modelos de Física de Rocha para Arenitos e Folhelhos.....	49
4.3.1 Modelo Friável para Arenito	50
4.3.2 Modelo Friável para Folhelhos	52
4.3.3 Modelo de Cimento – Contato (<i>Contact – cement model</i>).	53
4.3.4 Modelo de Cimento Constante.....	54
4.3.5 Modelo de Cimento Irregular (<i>Patchy Cement Model</i>).....	56
4.3.6 Modelo de Diagênese Siliciclástica para Arenitos (Vernik & Kachanov, 2010)	59
5 Análise de AVO	65
5.1 Impedância, Refletividade e Transmissividade de uma Onda Sísmica em um Meio Elástico.....	65
5.2 A Equação de Zoeppritz e Coeficientes de Reflexão	66

5.2.1 Aproximações de Rpp da equação de Zoeppritz.....	68
5.3 Classes de AVO e Gráfico Intercepte x Gradiente.....	70
5.4 Propriedade das Rochas que Afetam a Resposta de AVO	73
5.4.1 Efeito da Compactação.....	74
5.4.2 Efeito dos Fluidos e da Porosidade	76
5.4.3 Efeito da Estrutura da Rocha e Geometria dos Poros.....	78
5.4.4 Espessura da Camada e a Resolução Vertical	79
5.5 Refletividade de AVO e Impedância Elástica.....	82
5.5.1 Ângulo de Projeção e Rotação de Coordenadas.....	82
5.5.2 Impedância Ângulo-Dependente.....	85
5.6.3 Impedância de AVO (<i>AVO Impedance</i> – AVOI).....	88
6. Metodologia	90
6.1 Carregamento dos Dados e Controle de Qualidade.....	90
6.2 Definição dos Intervalos de Trabalho e Zonas Produtoras.....	95
6.3 Cálculo das Propriedades Petrofísicas.....	97
6.3.1 Propriedades Elásticas dos Minerais e dos Fluidos	98
6.3.2 Estimativa do Volume de Argila	98
6.3.3 Cálculo da Porosidade.....	102
6.3.4 Cálculo da Saturação de Água.....	102
6.4. Análise de Física de Rochas.....	104
6.5. Análise de AVO e dos Atributos Elásticos	106
7. Resultados Parte I: Física de Rocha	109
7.1 Substituição de Fluidos	109
7.2 Determinação das Constantes de Gardner para Arenitos e Folhelhos.....	113
7.3 Estimativa da Velocidade de Onda S	114
7.3.1 Método de Greenberg & Castagna (1992)	115
7.3.2 Modelo de Diagênese Siliciclástica para Folhelhos	118
7.4 Análise dos <i>Trends</i> de Profundidade e Determinação das Fácies Elásticas	120
7.5 Análise da Cimentação das Litofácies	124
7.6 Modelagem das Propriedades Elástica das Rochas.....	126
7.6.1 Estimativa dos Perfis Elásticos Através da Modelagem Direta de Física de Rochas (<i>Rock Physics Models - Forward Modelling</i>)	128
7.6.2 Estimativa dos Perfis de Volume de Argila (Vcl) e Porosidade Total (PHIT) Através da Modelagem Reversa de Física De Rochas (<i>Rock Physics Models - Reverse Modelling</i>)	133
7.6.3 Estimativa e Correção de Perfis Através dos Modelos de Física De Rocha	135
8. Resultados Parte II: Interpretação das Amplitudes Sísmicas	142

8.1 Análise de AVO e dos Atributos Elásticos	142
Análise do Poço 1 RJS 513 RJ	142
Análise do Poço 9 RO 04 RJS.....	150
Análise do Poço 9 RO 30 RJS.....	156
Análise do Poço 9 RO 31A RJS.....	164
8.2 Análise dos Atributos Elásticos para Caracterização Litológica.....	171
9. Conclusões	181
10. Referências Bibliográficas	184

Lista de Figuras

Figura 1: Mapa da localização da Bacia de Campos e seus campos de produção (Fonte: GeoANP, 2021).	4
Figura 2: Seção geológica da Bacia de Campos mostrando as supersequências sedimentares depositadas nas fases rifte, pós-rifte (transicional) e drifte. (Adaptado de Rangel et al., 1998). ..	5
Figura 3: Carta estratigráfico da Bacia de Campos (Adaptado de Winter et al., 2007)	7
Figura 4: Mapa de localização dos campos de petróleo da Bacia de Campos, indicados pelo seu reservatório mais importante (de acordo com a reserva recuperável). A maioria dos campos contém mais de um tipo de reservatório (Adaptado de Bruhn <i>et al.</i> , 2003).	9
Figura 5: (a) Representação esquemática da formação dos lobos. Adaptado de Walker et al. (1973) e Barboza (2005); (b) Ilustração de processos e sua influência na deposição de sedimentos em águas profundas. Adaptado de Stow et al. (2000) e Barboza (2005).	11
Figura 6: Características dos principais reservatórios turbidíticos da Bacia de Campos. (Adaptado de Bruhn et al., 2003 e Ferreira, 2016).	12
Figura 7: Classificação dos principais reservatórios turbidíticos de acordo com a composição dos arenitos segundo o diagrama de Folk (Folk, 1968).	13
Figura 8: Localização do Campo de Roncador (Fonte: GeoANP 2021).	14
Figura 9: Seção geológica estrutural na direção SO – NE da área de Roncador mostrando os poços pioneiros e os turbidítos Maastrichtiano da Formação Carapebus. Adaptado de Rangel et al. (1998).	16
Figura 10: Correlação cronoestratigráfica baseada em dados de poços mostrando a distribuição de fluidos nos reservatórios e a compartimentação causada pelo conjunto de falhas normais. Adaptado de Barroso et al., (2000).	18
Figura 11: Os 20 campos marítimos com maior produção diária (Fonte: ANP, 2020).	18
Figura 12: Os 20 campos marítimos com maior produção acumulada de petróleo (Fonte: ANP, 2020).	19
Figura 13: Classificação petrofísica de rochas siliciclásticas (Adaptado de Vernik et al., 1992b).	21
Figura 14: Representação esquemática entre a diferença de volume mineral e volume litológico para rochas siliciclásticas na qual o volume de argila V_{cl} se refere aos constituintes argilominerais e o volume de folhelho V_{sh} se refere genericamente a qualquer tipo de argila.	24

Figura 15: Exemplo de gráfico densidade-porosidade (ϕD) versus porosidade neutrão (ϕN) mostrando a posição esperada dos arenitos e argilas. A “linha arenito” (linha azul) e linha folhelho (linha verde) podem ser movidas para calibrar os dados, caso necessário (Adaptado de Vernik, 2016).	27
Figura 16: Representação esquemática do espaço poroso para rochas siliciclásticas e sua relação com os tipos de porosidade (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).....	29
Figura 17: A Física de Rocha ajuda a explicar as reflexões sísmicas ao quantificar as propriedades elásticas das rochas e fluidos.....	34
Figura 18: Relação entre velocidade de onda P versus porosidade para uma variedade de tipos de sedimentos saturados com água variando de sedimentos em suspensão a arenitos consolidados. Note que os pontos acima da porosidade crítica ϕ_c são pontos em suspensão. Adaptado de Avseth et al. (2005).	37
Figura 19: Interpretação física dos limites de Reuss e de Voigt.	38
Figura 20: Interpretação física do limite de Hashin-Strikman para o módulo bulk indicando o limite de Voigt-Reuss-Hill. Adaptado de Avseth et al. (2005).	39
Figura 21: Representação do comportamento de duas amostras de arenitos cimentado (a) e (b) e não cimentado (c) e (d), em termos da rigidez da rocha e da velocidade de onda P. Em azul, a amostra está saturada com água e, em vermelho, saturada com gás. (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).	45
Figura 22: Ajuste dos dados dos perfis de poço para o ajuste do Kdry. O ajuste depende da tendencia dos dados.....	46
Figura 23: Modelo de Arenito Friável comparado com os limites de Voigt-Reuss e de Hashin-Strikman e uma representação esquemática representando a variação sedimentológica correspondente (Adaptado de Avseth et al., 2005).	51
Figura 24: Modelo cimento - contato (em verde) comparado com o modelo de arenito friável tendo os limites de Voigt-Reuss e de Hashin-Strikman ao fundo e a interpretação física da transformação digenética correspondente (Adaptado de Avseth et al., 2005).	54
Figura 25: Modelo cimento - constante (rosa) comparado com o modelo cimento em contato e o modelo arenito friável, tendo os limites de Voigt-Reuss e de Hashin-Strikman ao fundo e a representação esquemática dos três modelos de meios efetivos para arenitos de alta porosidade com a interpretação física da transformação digenética correspondente (Adaptado de Avseth et al., 2005).....	55

Figura 26: Modelagem física de rocha de arenitos cimentados de forma irregular para frações de volume de cimento $f = 0 - 1$. O modelo considera a pressão efetiva de 10MPa assumindo cimentação irregular conectada em b) e desconectada em c). Adaptado de Avseth et al. (2016).	57
Figura 27: Em a) temos a representação esquemática do modelo de Hashin – Shtrikman onde o arenito cimentado (stiff) representa a concha externa ao redor de um núcleo de areia não consolidada (soft) onde a concha é insensível a pressão e o núcleo é sensível a pressão. Em b) temos a representa inversa onde a areia não consolidada está na concha e o arenito consolidado insensível a pressão compõe o núcleo (Adaptado de Avseth et al., 2016).	58
Figura 28: Esquema de reflexão e transmissão de ondas em uma interface simples entre dois semiespaços elásticos para uma onda-P plana incidente. A conversão de onda ocorre resultando em ondas P e S refletidas (<i>RP</i> e <i>RS</i> respectivamente) e ondas P e S transmitidas (<i>TP</i> e <i>TS</i> respectivamente). Fonte: O autor.	67
Figura 29: As três componentes da aproximação de Aki e Richards a partir da equação de Zoeppritz (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).	69
Figura 30: Classes de AVO e as características das repostas para um sistema arenito - folhelho (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).	71
Figura 31: Exemplos de contato de fluidos (a) e respostas de AVO na base do arenito (b). Adaptado de Simm & Bacon (2014).	72
Figura 32: Classes de AVO classificadas de acordo com o crossplot intercepte (<i>R0</i>) versus Gradiente (<i>G</i>). Adaptado de Simm & Bacon (2014).	73
Figura 33: Faixa dos valores dos parâmetros elásticos das rochas sedimentares saturadas com água (Adaptado de Castagna, 1993; e Simm & Bacon, 2014).	74
Figura 34: Exemplo de trends de velocidade (<i>Vp</i>) em função da profundidade para arenitos e para folhelhos do Paleoceno do Mar do Norte. Adaptado de Avseth (2000) e Simm & Bacon (2014).	75
Figura 35: Exemplo de tendências de impedância acústica e razão de Poisson com a profundidade para arenitos e folhelhos do Golfo do México (Adaptado de Gregory, 1977).	76
Figura 36: Variação das repostas de AVO de acordo com o tipo de fluido e porosidade. Em (a) temos um sistema arenito/folhelho com contraste de AI negativo na qual evolui com o aumento da porosidade e, posteriormente, com a substituição de fluido mostrando a resposta de AVO nas três situações. No gráfico Intercepte x Gradiente (b) e (c) temos o comportamento desse sistema onde fica visível a influência da porosidade e da saturação de fluido.	77

Figura 37: Representação esquemática da distribuição de argila e areia em um ambiente com porosidade variável. Adaptado de Minear (1982); Marion et al. (1992) e Simm & Bacon (2014).	79
Figura 38: Comportamento das propriedades elásticas e da porosidade com a variação no conteúdo de argila em rochas siliciclásticas. Adaptado de Simm & Bacon (2014).	79
Figura 39: Modelo de cunha construído para uma camada delgada de 20m de espessura entre topo e base (Fonte: O autor).	81
Figura 40: Não unicidade da resposta sísmica em relação a espessura e impedância acústica mostrando que abaixo de espessura de tuning o traço sísmico pode assumir a mesma forma para diferentes arranjos de camadas (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).	82
Figura 41: Gráfico de AVO ilustrando os ângulos de projeção de Shuey destacando a litologia e variações de fluidos (Adaptado de Whitcombe et al., 2002; Simm & Bacon, 2014).	83
Figura 42: Princípio da projeção de AVO mostrando a rotação dos eixos no gráfico I versus G para alguns ângulos. Note que as projeções para $\theta=20^\circ$ e $\theta=30^\circ$ são alcançadas pela rotação no sentido anti-horário dos eixos por 7° e 14° , respectivamente (Adaptado de Simm & Bacon 2014).	84
Figura 43: Crossplot de AVO mostrando a aproximação de Shuey e sua forma modificada (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).	84
Figura 44: Representação esquemática do conceito de Impedância Elástica (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).	86
Figura 45: Mostra os coeficientes de correlação entre a EEI e as curvas de saturação e raio gama para a faixa de valores de χ e as curvas suas respectivas curvas EEI otimizadas em tempo duplo. Adaptado de Whitcombe et al. (2002).	87
Figura 46: Em a) temos o crossplot AI versus EI e a derivação da AVOI. Os histogramas da distribuição das fácies pelos atributos elásticos AI, EI25 e AVOI podem ser conferidos em b). E em c) temos a projeção do atributo AVOI derivado, mostrado em termos de AI assinalando os principais trends petrofísicos.	88
Figura 47: Fluxo de trabalho utilizado no desenvolvimento deste trabalho.	90
Figura 48: Coordenadas geográficas da survey e dos poços disponíveis com informações adicionais sobre a mesa rotativa (KB) e da mudline (TVDml) em relação ao nível do mar.	91
Figura 49: Seção do Poço 9 RO 101D RJS mostrando a trajetória inclinada do poço na região do reservatório RO 300.	92

Figura 50: Uma seção sísmica e alguns poços carregados software RokDoc™, na qual a janela menor mostra o projeto no plano.....	93
Figura 51: Problemas no cáliper nos poços 9 RO 04 RJS, 9 RO 20 RJS e 9 RO 23 RJS indicando uma possível influência nos perfis Vp, Vs e RhoB. O Cáliper está indicado pela curva de cor preta no 1º track junto com o perfil de raio gama.	94
Figura 52: Exemplo de regiões onde a correção de spikes foi realizada.	94
Figura 53: Zonas reservatório identificadas tendo como referência a documentação do poço. Essas zonas foram relacionadas como os intervalos de interesse deste projeto.	97
Figura 54: Frações de volume de argila destacando as zonas não reservatório (overburden e underburden) em preto e os reservatórios em vermelho. Note a leitura anômala do perfil GR no poço 9 RO 47 RJS (em azul), que representa uma extensa camada de margas acima do Arenito Namorado, o qual poderia levar a uma interpretação errada da geologia local.	100
Figura 55: Resultado da estimativa do volume de argila (Vcl) e de folhelho (Vsh) através do método de Vernik para os poços 9 RO 31A RJS (a), 1 RJS 513 RJ (b), 9 RO 04 RJS (c) e 9 RO 30 RJS (d). As cores marrom e amarelo para o volume de argila representam as proporções minerais de argila e quartzo. Para o volume de folhelho, as cores verde e amarelo representam respectivamente as proporções litológicas de folhelhos e areias.....	101
Figura 56: Perfis petrofísicos em termos dos parâmetros totais e efetivos comparados com o perfil de litologia e o conjunto Rhob x Nphi para os poços 9 RO 31A RJS (a), 1 RJS 513 RJ (b), 9 RO 04 RJS (c) e 9 RO 30 RJS (d). Os perfis de porosidade e saturação são mostrados junto para evidenciar a saturação de fluidos no espaço poroso onde temos os fluidos representados pelas seguintes cores: verde = óleo; azul = água; vermelho = gás.	103
Figura 57: Crossplots de Vp versus RhoB, Vp versus Vs e AI versus Vp/ Vs para os intervalos overburden (verde escuro), underburden (verde claro) e RO 330 (amarelo) com os modelos de física de rocha de Gardner e Greenberg & Castagna para folhelhos e arenitos respectivamente para os gráficos Vp versus RhoB e Vp versus Vs. Em a, b e c temos os crossplot para todos os intervalos. Em c, d e e o crossplot para os intervalos não reservatório. Em g, h e i para o reservatório.....	105
Figura 58: Fluxo de trabalho desenvolvido na modelagem de física de rocha.	106
Figura 59: Fluxo de trabalho desenvolvido para a análise de AVO e dos atributos elásticos...	108
Figura 60: Modelagem dos valores de Kdry a partir dos parâmetros petrofísicos efetivos (Vsh) e totais (Vcl) para os poços 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS, 9 RO 30 RJS, 9 RO 31 RJS.	110

Figura 61: Comparação dos resultados da substituição de fluidos utilizando PHIE e PHIT para o poço 1 RJS 513 RJ no intervalo RO 330. Observe que a utilização de PHIT superestimou os efeitos da substituição de fluidos para Vp.....	111
Figura 62: Resultados da substituição de fluido pela equação de Gassmann para o intervalo RO300 e seus subníveis nos poços 9 RO 31A RJS, 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS e 9 RO 30 RJS. Os perfis in situ estão em preto e os substituídos para 100% água, em azul.....	112
Figura 63: Crossplot Vp versus RhoB mostrando apenas os arenitos limpos ($V_{sh} \leq 10\%$) do intervalo RO330. A figura indica também como estão distribuídos os valores das propriedades elásticas conforme mostra os histogramas e o gráficos com a frequência dos pontos.	113
Figura 64: Crossplot Vp versus RhoB com os folhelhos dos intervalos do overburden e underburden. A figura indica também como estão distribuídos os valores das propriedades elásticas conforme mostra os histogramas e o gráficos com a frequência dos pontos.	114
Figura 65: Calibração das constantes de Greenberg & Castagna para a estimativa do perfil Vs para os intervalos folhelhos overburden (a), RO 330 (b) e folhelhos underburden (c). Os dados estão parametrizados pela densidade da distribuição dos pontos.	116
Figura 66: Perfis Vs estimado através do método de Greenberg & Castagna (vermelho) comparado com o perfil Vs in situ (preto) e o perfil 100% saturado em água (azul - apenas para o intervalo RO 330) para os intervalos Overburden, RO 330 e underburden. A figura mostra os poços 9 RO 31A RJS, 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS e 9 RO 30 RJS.	117
Figura 67: Crossplot dos perfis Vs estimado versus perfil Vs medido nos intervalos overburden, RO 330 e underburden.	118
Figura 68: Modelo de diagênese Siliciclástica para folhelhos (Vernik & Kachanov, 2010) calibrado para os intervalos overburden e underburden. Os dados estão parametrizados pela densidade da distribuição dos pontos.	119
Figura 69: Perfis Vs obtidos através do método de diagênese siliciclásticas para os folhelhos dos intervalos overburden e underburden onde em vermelhos são os perfis estimados e em preto, os perfis in situ.....	119
Figura 70: Trend de Vp com relação a profundidade do topo a base da área de trabalho incluindo intervalos reservatório (amarelo) e não-reservatório (verde).	121
Figura 71: Trends de compactação dos arenitos e dos folhelhos contendo todos os intervalos definidos na região de trabalho.	122

Figura 72: Fácies elásticas para os intervalos reservatório baseadas no trend de profundidade para Vp.....	122
Figura 73: Perfil de fácies (destacado em vermelho) comparado com os perfis de litologia, Vcl e porosidade/saturação para os poços de 9 RO 30 RJS, 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS e 9 RO 31A RJS mostrando boa correlação visual conseguida com o perfil de fácies.	123
Figura 74: Modelos de cimento (cimento constante – linha azul tracejada; cimento contato – linha azul contínua) e arenito friável (linha rosa) calibrado para as fácies no intervalo RO330 com cut-off aplicado de $V_{clay} \leq 10\%$	125
Figura 75: Modelo de folhelho friável calibrado para os intervalos overburden e underburden considerando uma concentração de $V_{cl} \geq 90\%$	126
Figura 76: Crossplot impedância acústica (AI) versus impedância cisalhante (SI) entre as fácies reservatório no intervalo RO 330.	127
Figura 77: Modelos cimentação fragmentada (Patchy Cement) e Diagênese Siliciclásticas (Vernik & Kachanov) calibrados para as fácies arenitos no intervalo RO 330. Os dados estão parametrizados pela densidade da distribuição dos pontos.	128
Figura 78: Modelos Patchy Cement e Diagênese Siliciclásticas para os folhelhos (Vernik & Kachanov) calibrados para as fácies de folhelhos para os intervalos overburden e underburden. Os dados estão parametrizados pela densidade da distribuição dos pontos.	128
Figura 79: Perfis estimados (cor verde) pelo modelo <i>Patchy Cement</i> comparados com os perfis obtidos após a substituição de fluido para a saturação de água igual a 100% (cor azul) para os intervalos <i>overburden</i> , RO 330 e <i>underburden</i>	131
Figura 80: Perfis estimados (cor verde) pelo modelo Diagênese Siliciclástica comparados com os perfis obtidos após a substituição de fluido para a saturação de água igual a 100% (cor azul) para os intervalos overburden, RO 330 e underburden.	132
Figura 81: Comparação dos perfis Vcl e PHIT calculados através de métodos petrofísicos e modelagem reversa de física de rochas utilizando os modelos de Diagênese Siliciclástica e <i>Patchy Cement</i> , respectivamente.....	134
Figura 82: Correção dos perfis Vp e Vs no poço 9 RO 04 RJS através do modelo de física de rocha Patchy Cement. As curvas em azul indica os perfis 100% saturados com água e em vermelho representa a correção a ser aplicada ao perfil.....	135
Figura 83: Comparação entre os perfis elásticos Vp, Vs e RhoB 100% saturados com água (azul) e estimados através do modelo Patchy Cement (verde) e Diagênese Siliciclástica (Cinza) para o	

poço 9 RO 20 RJS com ênfase no intervalo RO 330B na qual um filtro passa banda aplicado para melhorar a visualização.....	136
Figura 84: Modelagem de física de rochas para o poço 9 RO 23 RJS na qual temos os perfis de fácies e cáliber, Vcl calculado por modelagem reversa, PHIT original, PHIT (DS) calculado através do modelo Diagênese Siliciclástica, PHIT (PC) calculado através do modelo Patchy Cement. Os perfis Vp, Vs e Rho denotados por WTR, DS e PC correspondem respectivamente aos perfis 100% água, calculados por modelagem direta através do modelo Diagênese Siliciclástica e Patchy Cement.	139
Figura 85: Perfis elásticos Vp, Vs e Rho estimados por modelagem direta por ambos os modelos com um filtro passa banda (0 – 6 – 75 – 125Hz) aplicado para remover os efeitos da calibração petrofísica, comparados aos perfis 100% saturados em água.....	140
Figura 86: Intervalos de interesse e interfaces definidas para análise AVO 1D no poço 1 RJS 513 RJ.	143
Figura 87: Modelo de cunha com as espessuras de tuning e interferência para o poço 1 RJS 513 RJ.	144
Figura 88: Variação dos coeficientes de reflexão comparado com as amplitudes sintéticas e reais para cada interface considerando os cenários in situ e 100% saturada com água.	145
Figura 89: Pulsos sísmicos estimados ao redor do poço 1 RJS 513 RJ e utilizados na modelagem das amplitudes.....	146
Figura 90: Modelo de refletividade recalculado e sismogramas sintéticos atualizados a partir do pulso sísmico com fase -12° extraído do dado sísmico, mostrando um melhor ajuste entre os traços reais e sintéticos.	148
Figura 91: Contrastes de impedâncias para cada interface comparando a sensibilidade à substituição de fluido onde os mais sensíveis estão assinalados na figura. Os atributos elásticos calculados são: AI (Impedância Acústica); SI (Impedância de onda S); EI2 (Impedância elástica - 2termos); SEI2 (Impedância elástica de onda S – 2 termos); M (Módulo de onda P); μ (Módulo cisalhante); K (Módulo Bulk), σ (razão de Poisson); λ (Parâmetro de Lamé); E (Módulo de Young); $\lambda\rho$ (LambdaRho); $\mu\rho$ (MuRho) e λ/μ (Lambda/Mu).....	149
Figura 92: Intervalos de interesse e interfaces definidas para análise AVO 1D no poço 9 RO 04 RJS.	151
Figura 93: Modelo de cunha com as espessuras de tuning e interferência para o poço 9 RO 04 RJS.	152

Figura 94: Variação dos coeficientes de reflexão comparado com as amplitudes sintéticas e reais para cada interface considerando os cenários <i>in situ</i> e 100% saturado com água.....	154
Figura 95: Contrastes de impedâncias para cada interface comparando a sensibilidade à substituição de fluido onde os mais sensíveis estão assinalados na figura. Os atributos elásticos calculados são: AI (Impedância Acústica); SI (Impedância de onda S); EI2 (Impedância elástica - 2termos); SEI2 (Impedância elástica de onda S – 2 termos); M (Módulo de onda P); μ (Módulo cisalhante); K (Módulo Bulk), σ (razão de Poisson); λ (Parâmetro de Lamé); E (Módulo de Young); $\lambda\rho$ (LambdaRho); $\mu\rho$ (MuRho) e λ/μ (Lambda/Mu).....	155
Figura 96: Intervalos de interesse e interfaces definidas para análise AVO 1D no poço 9 RO 30 RJS.	157
Figura 97: Modelo de cunha com as espessuras de tuning e interferência para o poço 9 RO 30 RJS.	158
Figura 98: Variação dos coeficientes de reflexão comparado com as amplitudes sintéticas e reais para cada interface considerando os cenários <i>in situ</i> e 100% saturada com água.	161
Figura 99: Contrastes de impedâncias para cada interface comparando a sensibilidade à substituição de fluido onde os mais sensíveis estão assinalados na figura. Os atributos elásticos calculados são: AI (Impedância Acústica); SI (Impedância de onda S); EI2 (Impedância elástica - 2termos); SEI2 (Impedância elástica de onda S – 2 termos); M (Módulo de onda P); μ (Módulo cisalhante); K (Módulo Bulk), σ (razão de Poisson); λ (Parâmetro de Lamé); E (Módulo de Young); $\lambda\rho$ (LambdaRho); $\mu\rho$ (MuRho) e λ/μ (Lambda/Mu).....	162
Figura 100: Variação dos coeficientes de reflexão comparado com as amplitudes sintéticas e reais e os contrastes de impedância para a interface 4 para o cenário <i>in situ</i>	163
Figura 101: Intervalos de interesse e interfaces definidas para análise AVO 1D no poço 9 RO 31A RJS.	164
Figura 102: Modelo de cunha com as espessuras de tuning e interferência para o poço 9 RO 31A RJS.	166
Figura 103: Variação dos coeficientes de reflexão comparado com as amplitudes sintéticas e reais para cada interface considerando os cenários <i>in situ</i> e 100% saturada com água.	168
Figura 104: Contrastes de impedâncias para cada interface comparando a sensibilidade à substituição de fluido onde os mais sensíveis estão assinalados na figura. Os atributos elásticos calculados são: AI (Impedância Acústica); SI (Impedância de onda S); EI2 (Impedância elástica - 2termos); SEI2 (Impedância elástica de onda S – 2 termos); M (Módulo de onda P); μ (Módulo	

cisalhante); K (Módulo Bulk), σ (razão de Poisson); λ (Parâmetro de Lamé); E (Módulo de Young); $\lambda\rho$ (LambdaRho); $\mu\rho$ (MuRho) e λ/μ (Lambda/Mu).....	169
Figura 105: Propriedades elásticas do cenário in situ em relação ao volume de argila incluindo todos os poços do projeto para caracterização litológica das rochas reservatório.....	172
Figura 106: Propriedades elásticas do cenário in situ em relação a porosidade total incluindo todos os poços do projeto para caracterização litológica das rochas reservatório.	173
Figura 107: Propriedades elásticas em relação ao volume de argila incluindo todos os poços do projeto para caracterização litológica das rochas não reservatório.	174
Figura 108: Weighted Stack crossplot das fácies reservatório no semiespaço AI versus EI2 (30°) na qual a projeção resultante é relacionada ao volume de argila.	175
Figura 109: Weighted Stack crossplot da Fácies não - reservatório com as fácies reservatório no semiespaço AI versus EI2 (30°), na qual a projeção resultante é relacionada ao volume de argila Vcl. Na Figura 23.a temos a relação da Fácies overburden com as fácies reservatório e na Figura 23.b, de forma similar, temos a relação entre a Fácies underburden com as fácies reservatório.	177
Figura 110: Análise da faixa de valores da projeção AI versus EI2(30°) por volume de argila parametrizada pelas litofácies.	178
Figura 111: Atributo (Projn) gerado pela projeção AI versus EI2(30°) para distinção das litofácies comparado com o perfil de fácies nos poços 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS, 9 RO 30 RJS, 9 RO 33 RJS, 9 RO 82 RJS.	179
Figura 112: Atributo (Projn) gerado pela projeção AI versus EI2(30°) para distinção das litofácies comparado com o perfil de fácies nos poços 9 RO 06A RJS, 9 RO 23 RJS, 9 RO 20 RJS, 9 RO 87 RJS e 9 RO 47 RJS.....	180

Lista de Tabelas

Tabela 1: Propriedades da matriz sólida dos principais grupos petrofísicos das rochas siliciclásticas (Adaptado de Vernik, 2016).....	23
Tabela 2: Valores extraídos da literatura para o cálculo de Vsh através das curvas NPHI e RHOB.	27
Tabela 3: Valores recomendados na utilização da equação de Archie para determinar a saturação (Adaptado de Crain, 1986).....	32
Tabela 4: Coeficientes da relação de Gardner para diferentes litologias (Simm et al., 2014). ...	40
Tabela 5: Coeficientes da regressão Vs x Vp para litologias puras: $Vs = ai2Vp2 + ai1Vp + ai0$ (Castagna et al., 1992).....	42
Tabela 6: Valore das propriedades elásticas para os minerais mais comuns na composição das rochas siliciclásticas (Vernik, 2016).	48
Tabela 7: Zonas produtoras encontradas por poço, com suas respectivas espessuras (Gross) e tipo principal de fluido presente. Legenda para o tipo de fluido: A = água; O = Óleo; G = Gás.....	96
Tabela 8: Parâmetros elásticos dos fluidos.....	98
Tabela 9: Valores médios das propriedades petrofísicas distribuídos por intervalos. Legenda: PHIT (porosidade total); PHIE (porosidade efetiva); Swt (saturação total de água); Sot (saturação total de óleo); Vcl (volume de argila); Vsh (volume de folhelho); N/D (não disponível).	103
Tabela 10: Valores das constantes de Gardner encontradas para as litologias do Campo de Roncador.	114
Tabela 11: Constantes de Greenberg & Castagna calibradas para os intervalos overburden, RO 330 e underburden.....	115
Tabela 12: Valores das correlações e RMSE obtidos entre os perfis de Vs medidos e Vs estimados através do método de Greenberg e Castagna (1992).....	115
Tabela 13: Valores das correlações e RMSE obtidos entre os perfis de Vs medidos e Vs estimados através do modelo de diagênese siliciclásticas para folhelhos.	120
Tabela 14: Valores das correlações e do erro RMS entre os valores medidos e os valores modelados pôr modelagem direta através dos modelos Cimento Irregular - Patchy Cement (PC) e Diagênese Siliciclástica (DS).	129
Tabela 15: Valores das correlações e do erro RMS entre os valores medidos e os valores modelados por modelagem reversa através dos modelos Patchy Cement (PC) e Diagênese Siliciclástica (DS).....	133
Tabela 16: Dados estatísticos entre os perfis elásticos Vp , Vs e $RhoB$ originais e os modelados (Patchy Cement e Diagênese Siliciclástica) para o intervalo RO 330B no poço 9 RO 20 RJS.	137
Tabela 17: Dados estatísticos entre os perfis PHIT, Vp , Vs e $RhoB$ originais e os modelados (Patchy Cement e Diagênese Siliciclástica) para o poço 9 RO 23 RJS.....	141
Tabela 18: Interfaces definida na análise de AVO para o poço 1 RJS 513 RJ.....	142
Tabela 19: Interfaces atualizadas para análise de AVO para o poço 1 RJS 513 RJ.....	143
Tabela 20: Respostas de AVO e atributos elásticos sensíveis a substituição de fluido analisados por interface.	150

Tabela 21: Interfaces definidas na análise de AVO para o poço 9 RO 04 RJS.....	151
Tabela 22: Respostas de AVO e atributos elásticos sensíveis a substituição de fluido analisados por interface.	156
Tabela 23: Interfaces definida na análise de AVO para o poço 9 RO 30 RJS.	157
Tabela 24: Informações da análise de AVO separadas por cada interface.....	160
Tabela 25: Respostas de AVO e atributos elásticos sensíveis a substituição de fluido analisados por interface.	163
Tabela 26: Interfaces definida na análise de AVO para o poço 9 RO 31A RJS.	165
Tabela 27: Respostas de AVO e atributos elásticos sensíveis a substituição de fluido analisados por interface.	170

1. Introdução

A exploração na Bacia de Campos teve início no final da década de 1950 em águas rasas (Portela, 2017). Alguns dos principais campos de petróleo na Bacia de Campos foram descobertos na década de 1970, a partir de uma campanha de perfuração de poços. Estes campos possuíam diferentes tipos de rochas-reservatório, como: carbonatos de idade Albiana no Campo de Garoupa, coquinas de idade Aptiana nos Campos de Badejo e Linguado, arenitos de idade Eoceno no Campo de Enchova e arenitos turbidíticos de idade Cenomaniana no Campo de Namorado, considerado este último como o primeiro campo gigante descoberto no Brasil.

As primeiras descobertas em águas profundas na Bacia de Campos ocorreram na década de 1980 e incluem os campos gigantes de Albacora e Marlim, com oportunidades exploratórias em turbiditos de diferentes níveis cronoestratigráficos, datados no Mioceno e Oligo-Mioceno, respectivamente. Na década de 1990 foram descobertos novos campos gigantes, como os campos de Marlim Sul e Roncador, que continuam com produção relevante ainda hoje.

A Bacia de Campos possui reservas 1P (provadas) de aproximadamente 5,7 bilhões de barris de óleo e 92.480,39 milhões de metros cúbicos de gás natural. Segundo o Sumário Geológico da Bacia de Campos elaborado pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) para a 16ª Rodada de licitações e concessões, de março de 2019, a Bacia de Campos conta com 62 campos descobertos, sendo 51 em fase de produção, 6 em fase de desenvolvimento e 5 em devolução (Portella *et al.*, 2019) Ainda segundo a ANP, em novembro de 2020, a Bacia de Campos foi responsável por 31% da produção total de óleo e 13% da produção nacional de gás, ficando atrás apenas da Bacia de Santos (ANP, 2020).

Mesmo sendo considerada como uma bacia madura, a Petrobras, principal empresa operadora na bacia, tem planos de continuar investindo na região, na qual pretende intensificar a exploração na camada Pré-Sal (Bacia de Campos) perfurando novos poços, implantando novas plataformas de produção e revitalizando as estruturas de produção já existentes (Petrobras, 2021).

A motivação para este trabalho está na importância econômica e geológica desta bacia. Por isso é proposto um estudo de modelagem de física de rochas e análise dos atributos elásticos aplicando técnicas modernas de maneira a utilizar modelos e metodologias de acordo com o conhecimento técnico existente mais atual. Mediante a

escassez de publicações sobre os temas de física de rochas e análise de atributos elásticos nas bacias brasileiras, esse trabalho pode servir de referência para futuros estudos. Portanto esse trabalho visa aplicar desde os modelos clássicos de física de rocha (Gassmann, 1950; Gardner, *et al.*, 1974; Greenberg & Castagna, 1992) a modelos mais modernos (diagênese siliciclástica, Vernik & Kachanov, 2010; cimento irregular, Avseth *et al.*, 2016) e investigar a sua viabilidade na modelagem elásticas das rochas. A análise prosseguiu com a interpretação das amplitudes sísmicas, baseada nos coeficientes de reflexão a partir da modelagem de AVO 1D para as principais interfaces identificadas nos poços trabalhados. Dessa forma as impedâncias elásticas foram calculadas e analisadas em termos de seus contrastes entre essas mesmas interfaces, na qual foi possível verificar a sensibilidade das impedâncias, para então a partir das relações entre as propriedades geológicas, petrofísicas e elásticas obtidas, gerar um atributo de discriminação litológica capaz de caracterizar as rochas reservatório e não reservatório do bloco alto do Campo de Roncador na Bacia de Campos.

Este trabalho inicia com a apresentação da área estudada. No capítulo 2 é feita uma breve introdução sobre a bacia, suas principais formações, evolução crono - estratigráfica no intervalo geológico de interesse. Também estão descritos os principais tipos de reservatórios encontrados, principalmente os turbiditos. E por fim, são descritas as características do Campo de Roncador.

O capítulo 3, contém uma revisão sobre os conceitos petrofísicos necessários ao estudo de física de rochas na qual são diferenciados os parâmetros totais e efetivos que se refletem na definição dos volumes minerais ou litológicos, das porosidades e saturações.

O capítulo 4 apresenta uma extensa revisão sobre física de rochas passando por conceitos iniciais sobre definição, o que é para que serve, discorrendo sobre alguns dos modelos utilizados, pontuando suas aplicabilidades e limitações.

O capítulo 5 também apresenta uma extensa revisão sobre análise de AVO e atributos elásticos, sempre que possível, embasado com demonstrações matemáticas para auxiliar no entendimento dos conceitos. Este capítulo descreve desde a definição da equação de Zoeppritz e suas aproximações à análise de AVO e impedância elástica.

No capítulo 6, no qual está descrita a metodologia, temos a descrição dos dados disponíveis e dos fluxos de trabalho utilizados em cada etapa desta dissertação. São apresentados também os resultados obtidos na construção do modelo petrofísico que auxiliaram na modelagem de física de rochas.

Os resultados estão divididos em dois capítulos, na qual são apresentados em duas partes. Essa separação se fez necessária devido à complexidade dos fluxos de trabalho envolvidos. O capítulo 7 apresenta os resultados obtidos na análise de física de rochas, na qual os modelos clássicos e os mais atuais foram validados, calibrados e utilizados na modelagem elástica e petrofísica para o conjunto de poços selecionados como poços de trabalho. Em face dos resultados obtidos, o capítulo 8 apresenta a interpretação das amplitudes sísmicas, real e sintética, baseada nos coeficientes de reflexão, calculados pela modelagem de AVO 1D. Essa etapa contempla também a análise dos contrastes de impedância elástica, na qual foi possível verificar a sensibilidade dos atributos aos cenários de fluido estudados. E por fim, os atributos elásticos de maior correlação com os modelos petrofísicos foram combinados de maneira a gerar um atributo elástico capaz de discriminar os diferentes tipos de arenitos, classificados como rochas reservatório, das rochas não – reservatório, que estão representadas essencialmente pelos intervalos *overburden* e *underburden*.

Esta dissertação se encerra no capítulo 9, onde são levantadas as principais conclusões, resumindo os resultados obtidos com uma relevante discussão a respeito destes e por fim apresentando recomendações para trabalhos futuros baseados nestes resultados.

2 Área de Estudo

A Bacia de Campos situa-se em águas territoriais do Estado do Rio de Janeiro cobrindo cerca de 120.000 Km² dos quais apenas 500 Km² são em área emersa e chega a alcançar a cota batimétrica de 3400m. Ao Norte, na parte rasa, a bacia é parcialmente isolada da Bacia do Espírito Santo pelo Alto de Vitória e na parte mais profunda não existe uma separação efetiva entre as duas bacias (Mohriak, 2003). Os campos de óleo encontrados estão a uma distância de 50 a 140 km da costa em lâmina d'água de 80 a 2400 metros (Figura 1).

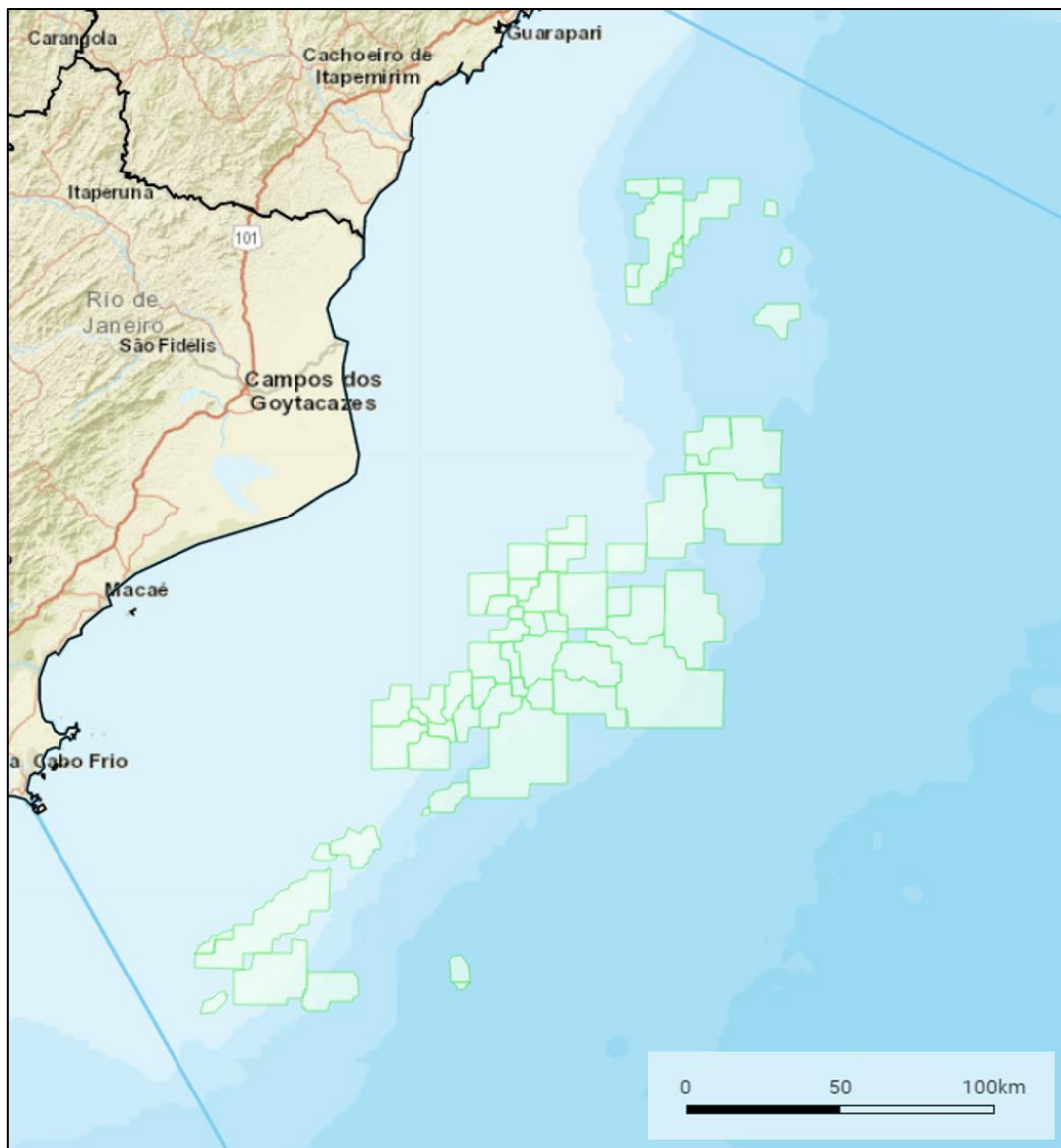


Figura 1: Mapa da localização da Bacia de Campos e seus campos de produção (Fonte: GeoANP, 2021).

2.1 Evolução Tectono-estratigráfica

A Bacia de Campos, segundo a Teoria da Tectônica de Placas, é classificada como margem continental passiva ou bacia de margem divergente Tipo V de Klemme (1980) ou do tipo Atlântico (Asmus *et al.*, 1973).

O início da formação da Bacia de Campos está relacionado com a ruptura do supercontinente Gondwana, com a separação entre as placas Sul-americana e Africana que resultou na formação do Oceano Atlântico durante o cretáceo inferior entre 220 e 200 Ma, originando as bacias da margem leste brasileira há aproximadamente 130 Ma. (Szatmari, 2000).

A Bacia de Campos apresenta três fases tectonicamente distintas: fase rifte, fase pós-rifte e fase drifte (Ponte & Asmus, 1976; Dias-Brito & Azevedo, 1986; Guardado *et al.* 1989; Dias *et al.*, 1990; Chang *et al.*, 1992; Winter *et al.*, 2007), que por sua vez deram origem a deposição de sedimentos das supersequências continental, transicional-evaporítica e marinha, respectivamente (Figura 2).

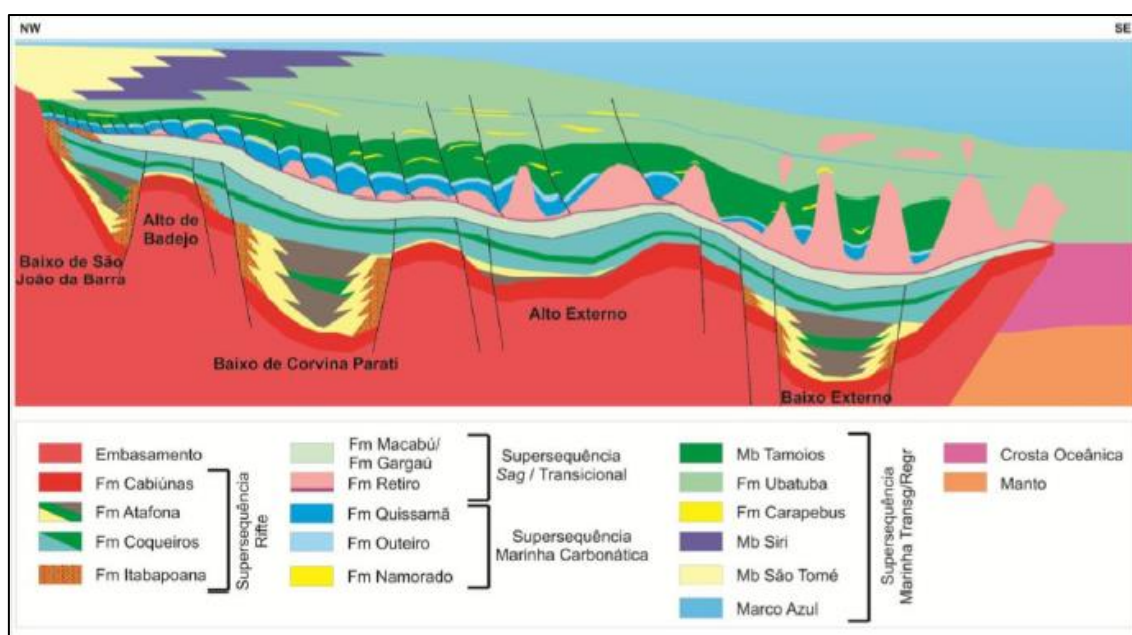


Figura 2: Seção geológica da Bacia de Campos mostrando as supersequências sedimentares depositadas nas fases rifte, pós-rifte (transicional) e drifte. (Adaptado de Rangel *et al.*, 1998).

A Supersequência Rifte da Bacia de Campos é composta por sedimentos de origem continental depositados em ambientes lacustres e fluvio-deltaicos, prevalecendo os vales de rifte, que foram formados no estágio inicial da ruptura entre as placas Sul-americanas e Africanas no início do Cretáceo (Neocomiano, entre 140 - 130 Ma) (Guardado *et al.*, 1989). A fase rifte nesta bacia é caracterizada pelo estiramento crustal

rápido e evoluiu com a implantação de uma série de falhas (Dias *et al.*, 1988), que seguem a orientação da estrutura geral do embasamento pré-cambriano, (Chang *et al.*, 1992). A nomenclatura cronoestratigráfica se baseia no trabalho proposto por Winter *et al.* (2007) que está bastante difundida e é muito utilizada pela comunidade científica (Figura 3).

Os sedimentos depositados durante a fase rifte correspondem à porção basal e intermediária do Grupo Lagoa Feia, depositados entre o Barremiano e o Eoaptiano sendo representados pelas formações Atafona, Itabapoana e Coqueiros. As formações Atafona e Itabapoana foram depositadas no Andar Barremiano, sobre a discordância do topo dos basaltos da Formação Cabiúnas e o seu limite superior corresponde a discordância pré-Jiquiá de 125,8 Ma. O limite superior da Formação Coqueiros corresponde a discordância pré-neo-Alagoas, da base da fase pós-rifte. As rochas geradoras de hidrocarbonetos da Bacia de Campos correspondem a folhelhos orgânicos lacustres da Formação Coqueiros.

A Supersequência Transicional-evaporítica da fase pós-rifte foi depositada discordantemente sobre os sedimentos lacustres da fase rifte, em um momento de relativa estabilidade tectônica, formando uma bacia tipo *sag*, originada pela compensação isostática do estiramento na crosta inferior (Karner & Gamboa, 2007). As sequências transicionais representam a passagem da tectônica rifte, com subsidência termal e deposição em ambiente lagunar a marinho restrito. Acima da discordância regional do topo do Andar Jiquiá, os sedimentos são pouco condicionados a raras falhas sindeposicionais (Mohriak *et al.*, 1990).

Os sedimentos depositados durante a fase pós-rifte correspondem a porção superior do Grupo Lagoa Feia, depositados no Aptiano (118 - 112 Ma), compreendendo as formações Itabapoana, Gargaú e Macabu definidas por Winter *et al.* (2007) e Formação Retiro definida por Rangel *et al.* (1994). A base das sequências é limitada pela discordância erosiva pré-neo-Alagoas, onde depositam-se rochas argilosas (folhelho Alagoas) e coquinas retrabalhadas e o topo pela discordância pré-evaporítica, de 112 Ma, que corresponde à base dos evaporitos da Formação Retiro (Winter *et al.*, 2007).

A Supersequência drifte pode ser dividida quanto ao paleoambiente deposicional em megasequência marinha rasa (plataforma carbonática) e megasequência marinha profunda (transgressiva-regressiva). Compreende os sedimentos depositados do Albiano ao tempo recente, logo acima da camada evaporítica do Grupo Lagoa Feia, sendo composta essencialmente por carbonatos albianos de água rasa e sedimentos pelágicos do Cretáceo Superior (Guardado *et al.*, 1989). Estes sedimentos foram depositados sob um regime de subsidência térmica associado ao fluxo gravitacional e são representados pelos grupos Macaé e Campos (Winter *et al.*, 2007).

O Grupo Macaé foi depositado entre o Albiano e o final do Cenomaniano e é composto pelas formações Goitacás, Quissamã, Outeiro, Imbetiba e Namorado. O Grupo Campos, depositado do Turoniano ao recente, sobreposto ao Grupo Macaé, representa sedimentação marginal na fase final de subsidência térmica e basculamento para leste (Milani *et al.*, 2000). Este grupo é constituído pelas formações Emboré, Ubatuba, Carapebus e Barreiras (Winter *et al.*, 2007). Apresenta uma sedimentação de natureza marinho regressiva a partir do fim do Cretáceo Superior, representada por arenitos, conglomerados e carbonatos da Formação Emboré que gradam para folhelhos e margas da Formação Ubatuba, intercalados com lentes de arenitos turbidíticos da Formação Carapebus, para leste nas porções distais (Milani *et al.*, 2000) que formam os reservatórios do Campo de Roncador.

2.2. Os Principais Tipos de Reservatórios na Bacia de Campos

Os tipos de reservatórios que compõe o sistema petrolífero da Bacia de Campos são bastante diversificados e dependem do seu nível estratigráfico. Estes reservatórios podem ser separados da seguinte forma (Bruhn *et al.*, 2003):

- Basaltos fraturados do Neocomiano;
- Coquinas barremianas da supersequência Rife;
- *Grainstones* e *packstones* da plataforma carbonática rasa;
- Arenitos turbidíticos do Albiano inferior ao Maastrichtiano da megasequência marinha transgressiva;
- Arenitos turbidíticos do Eoceno médio ao Mioceno superior da megasequência marinha regressiva.

A Figura 4 mostra a distribuição dos principais reservatórios da Bacia de Campos, incluindo os do Campo de Roncador, que é o objeto deste estudo.

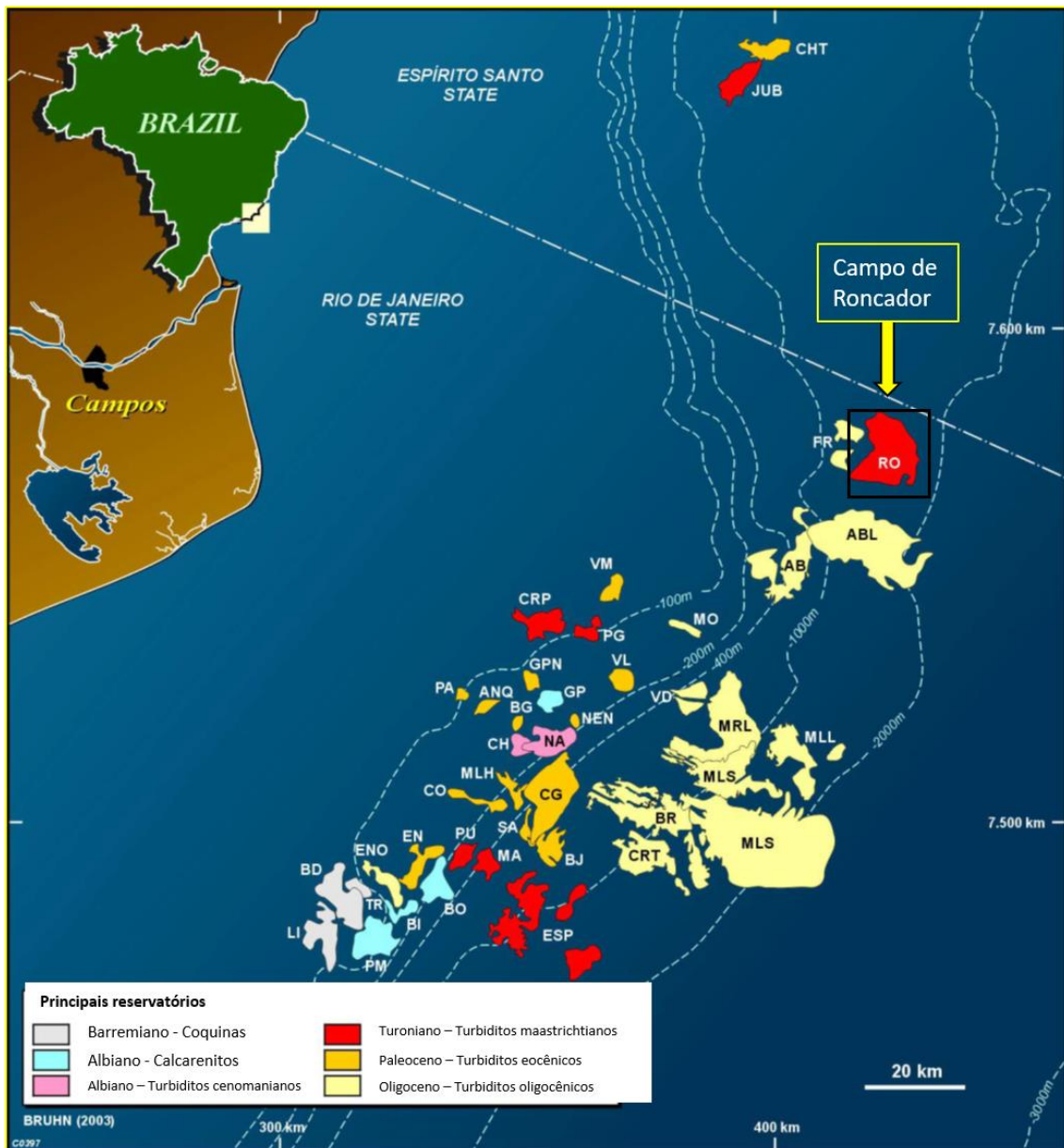


Figura 4: Mapa de localização dos campos de petróleo da Bacia de Campos, indicados pelo seu reservatório mais importante (de acordo com a reserva recuperável). A maioria dos campos contém mais de um tipo de reservatório (Adaptado de Bruhn *et al.*, 2003).

Os basaltos fraturados são encontrados na seção rifte da bacia, intercalados com camadas de rochas vulcanoclásticas e sedimentares, compondo a Formação Cabiúnas (Neocomiano), que corresponde ao embasamento econômico da Bacia de Campos. Este tipo de reservatório está presente nos campos de Badejo e Linguado, em águas rasas (80 a 120m).

As coquinas, que formam os reservatórios da Formação Coqueiros (Aptiano), estão presentes em águas rasas nos Campos de Badejo, Pampo, Linguado e Trilha. As coquinas foram depositadas em ambiente lacustre confinado, ainda durante a fase rifte. Estes reservatórios são muito heterogêneos, apresentando porosidades médias entre 10%

e 20% (porosidades principalmente intergranular e do tipo *vugs*), e permeabilidade variando de menos de 1 mD a mais de 500 mD (Bruhn *et al.*, 2003).

Os reservatórios carbonáticos do pré-sal, que compõem a Formação Coqueiros (Aptiano), foram depositados durante as fases rifte e sag da bacia (Megassequência Transicional Evaporítica), e são zonas produtoras da região do Parque das Baleias, além dos campos de Marlim, Marlim Leste, Voador, Barracuda e Pampo (Portella, 2017).

As plataformas carbonáticas de idades Albiana e Cenomaniana constituem reservatórios alongados na direção NE, em águas rasas e podem ser encontrados nos campos de Garoupa, Pampo, Bicudo, Enchova e Linguado. São compostos principalmente por *grainstones* e *packstones*, depositados durante a seção drifte da bacia, e fazem parte das formações Quissamã (Albiano) e Imbetiba (Cenomaniano). As porosidades destes reservatórios variam entre 15% e 34% e permeabilidades excedem os 100 mD (Bruhn *et al.*, 2003).

Os turbiditos depositados durante o Cretáceo Superior e o Paleoceno, chegando até o Eo-Mioceno, constituem reservatórios importantes, sendo responsáveis por uma grande parte do óleo produzido na Bacia de Campos (Portella, 2017). Este é o principal tipo de reservatório encontrado nesta bacia de Campos, estando presente em 37 dos 41 campos produtores, incluindo os campos gigantes de Marlim, Marlim-Sul e Roncador.

Os reservatórios turbidíticos são extremamente variados e complexos, na qual cada reservatório apresenta suas próprias características e tipos diferentes, podendo se diferenciar em aspectos como processo deposicional, razão *Net to Gross*, API do óleo, produção, fator de recuperação e geometria (Bruhn *et al.*, 2003). Os turbiditos da Bacia de Campos foram extensamente estudados nas últimas décadas, devido a sua importância geológica e econômica. Cada campo e suas características particulares são objeto de extensos estudos.

Podemos organizar os reservatórios turbidíticos da Bacia de Campos segundo um critério cronoestratigráfico citando o principal campo produtor, conforme descrito a seguir:

Megassequência Marinha Transgressiva:

1. Albiano Superior – Arenito Namorado;
2. Cenomaniano Superior – Arenito Namorado;
3. Turoniano/Coniaciano – Arenito Espadarte;
4. Santoniano – Arenito Carapeba;
5. Campaniano/Mastrichtiano – Arenito Roncador;

6. Paleoceno Superior – Arenito Barracuda;
7. Eoceno médio inferior – Arenito Enchova;

Megasequência Marinha Regressiva:

8. Eoceno médio superior – Arenito Corvina
9. Oligoceno Inferior – Arenito Caratinga
10. Oligoceno Superior – Arenito Marlim
11. Oligoceno Superior/ Mioceno Inferior – Arenito Marlim
12. Mioceno Inferior – Arenito Albacora.

Os principais tipos de reservatórios turbidíticos da Bacia de Campos incluem: complexos de canais ricos em areias e cascalhos; Lobos confinados ricos em areias e conglomerados; Lobos ricos em areias e lobos ricos em areia e lama (Figura 5 e Figura 6). A análise petrográfica (Figura 7) dessas areias indica uma predominância de arenitos arcossianos e apenas algumas poucas amostras do Maastrichtiano foram classificadas como líticas (Fetter *et al.*, 2009). Para esses turbiditos (Maastrichtiano), a petrografia indicou que possuem, em média, arenitos líticos com baixa razão quartzo – feldspato ($Q/F = 0.65$) e grãos de areia de tamanho médio mal selecionados.

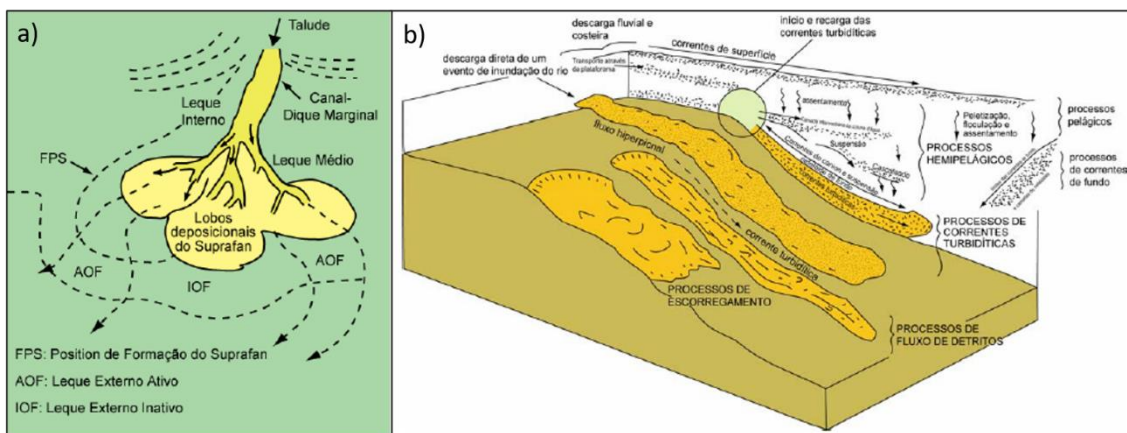


Figura 5: (a) Representação esquemática da formação dos lobos. Adaptado de Walker *et al.* (1973) e Barboza (2005); (b) Ilustração de processos e sua influência na deposição de sedimentos em águas profundas. Adaptado de Stow *et al.* (2000) e Barboza (2005).

Tipo	Época / Idade Geológica	Geometria do Reservatório	Granulometria	Qualidade do Reservatório
Complexos de canais ricos em areias e cascalhos	Paleoceno, Eoceno, Oligoceno	[Preenchimento dos canais]: espessuras de 10-50 m, largura de 0,2-2 km e comprimento de 0,5-10 km.	conglomerados com matação até arenitos intraclásticos; arenitos muito grossos a grossos	(valores típicos) Porosidade: 21% Perm.: 400 mD
		[Complexos de canais]: espessuras de 20-100 m de espessura, 1-6 km de largura e comprimento de 1-10 km.	arenitos grossos a finos	(valores típicos) Porosidade: 27% Perm.: 900 mD
			arenitos muito finos	(valores típicos) Porosidade: 32% Perm.: 500 mD
Lobos confinados ricos em areias e conglomerados	Cretáceo Inferior: Albiano	[Lobos e corpos areníticos tabulares]: espessuras de 10-140 m, largura de 1-12 km, comprimento de 3-20 km. NTG >70%.	conglomerados e arenitos granulares	Porosidade: 15-20% Perm.: 100-800 mD
	Cretáceo Superior: Cenomaniano, Turoniano, Comiaciano, Santoniano, Campaniano, Maastrichtiano		arenitos muito grossos	Porosidade: 18-22% Perm.: 300-1.000 mD
		[Complexos de lobos]: espessuras de até 350m.	arenitos grossos	Porosidade: 20-24% Perm.: 100-900 mD
Lobos ricos em areias	Eoceno, Oligoceno, Mioceno	[Lobos]: espessuras de 5-60 m, largura de 1-8 e comprimento de 2-12 km. NTG > 70%.	arenitos grossos a finos	Porosidade: 27-32% Perm.: 1000-2500 mD
		[Complexos de lobos]: espessuras de até 500 m, espalhado em áreas de até 500 km ² .		
Lobos ricos em lama e areias	Cretáceo Inferior: Albiano	[Lobos]: espessuras de 2-20 m, largura de 1-20 km e comprimento de 2-20 km. NTG < 70%.	arenitos com grãos variando de finos a muito finos	[Albiano] - Porosidade: 2-32% Perm.: 1-1600 mD
	Oligoceno, Mioceno	[Complexos de lobos]: espessuras de até 120m.		[Oligoceno e transição com o Mioceno] - Porosidade: 27-32% Perm.: 1000-2500 mD

Figura 6: Características dos principais reservatórios tubidíticos da Bacia de Campos. (Adaptado de Bruhn *et al.*, 2003 e Ferreira, 2016).

Em relação às rochas geradoras de hidrocarbonetos, as mais importantes foram formadas por lamias e argilas acumuladas em lagos rasos e salinos durante a fase rifte no período Barremiano (Mello *et al.*, 1990). Essa seção é composta por folhelhos laminados intercalados com carbonatos da Formação Coqueiros, com espessura variando de 100 a 300 metros e índice médio de carbono orgânico total (TOC) entre 2% e 6% (Lopes, 2004).

Apesar dessa origem, são observadas variações geoquímicas nos óleos, que podem estar relacionadas com a maturidade na geração ou com alterações por biodegradação e/ou lixiviação. Existem muitos fatores que interferem nessas alterações e podem ocorrer mudanças bruscas na qualidade do óleo, mesmo em curtas distâncias ou em um mesmo campo, como ocorre no Campo de Roncador (Pádua *et al.*, 1998). Um dos fatores importantes para a biodegradação é a temperatura do reservatório, que depende principalmente da espessura das camadas de rochas acima do reservatório, ou seja, do

nível de soterramento. Zonas de soterramento em torno de 2.000 m resultam em temperaturas entre 65 - 70°C, reconhecidas como limite máximo para a atividade de bactérias (Lopes, 2004).

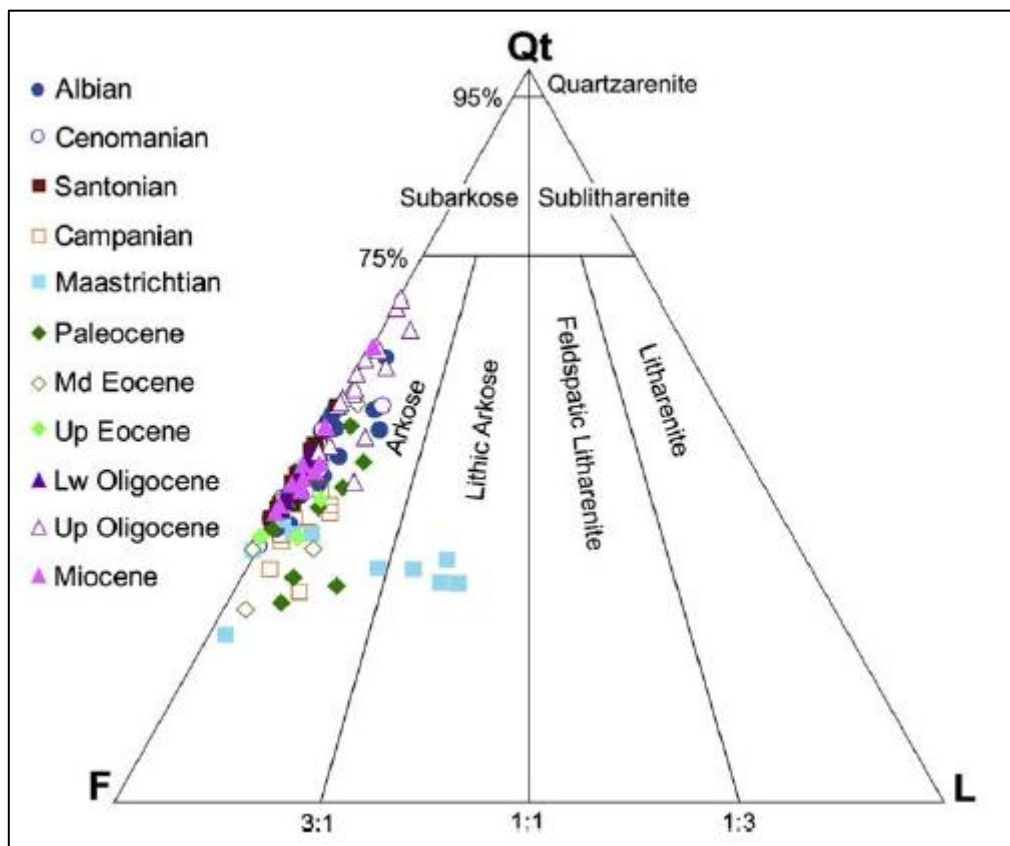


Figura 7: Classificação dos principais reservatórios turbidíticos de acordo com a composição dos arenitos segundo o diagrama de Folk (Folk, 1968).

2.3. O Campo de Roncador

O Campo de Roncador está localizado a 130 km da costa, em águas profundas, com lâmina d'água variando de 1500 a 2000 m, situado na região do talude continental, na qual apresenta uma complexa distribuição de hidrocarbonetos, com diferentes propriedades (Pádua *et al.*, 1998). A sua área de desenvolvimento é de 397,6 Km² e limita-se a norte com o Estado do Espírito Santo, a oeste com o Campo de Frade e a sul com os campos de Albacora e Albacora Leste (Figura 8).

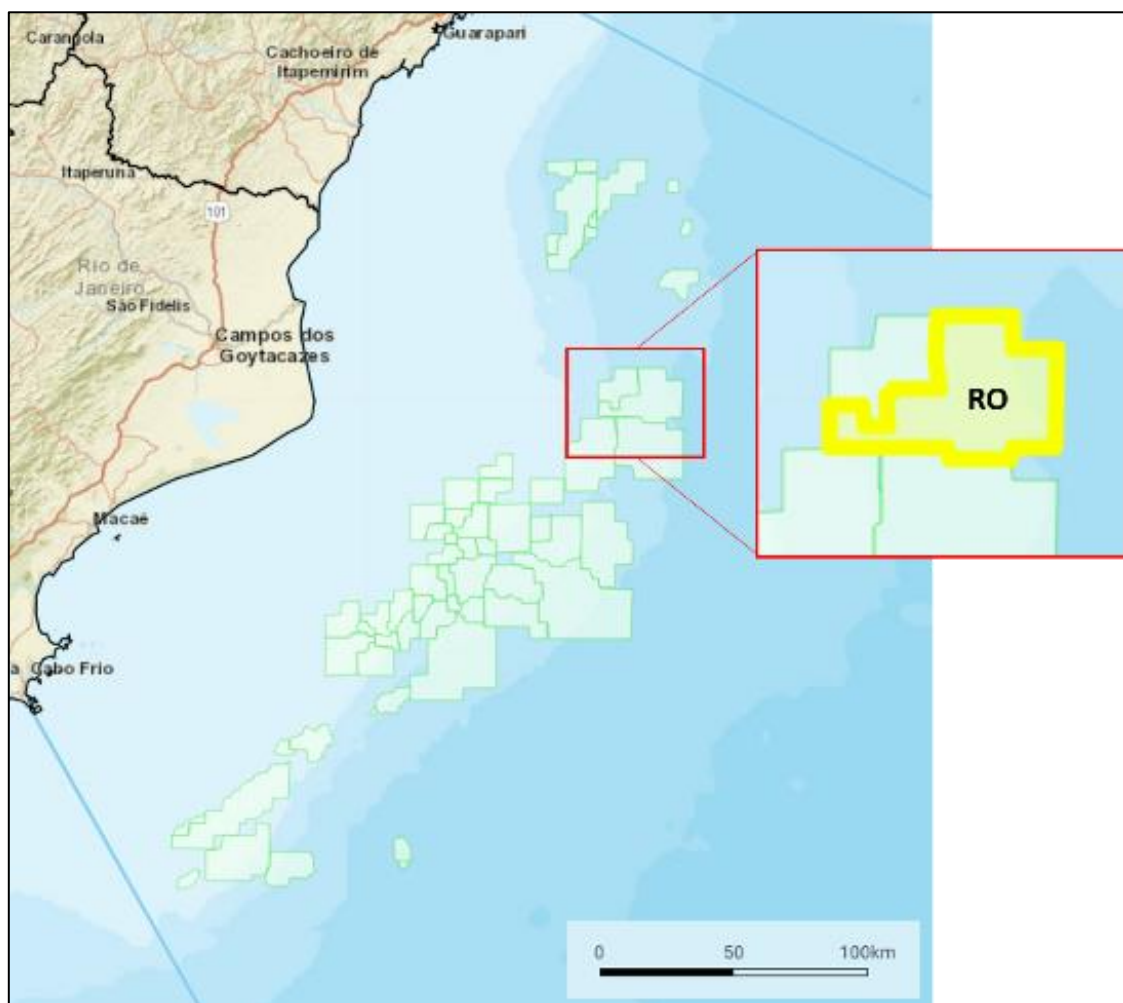


Figura 8: Localização do Campo de Roncador (Fonte: GeoANP 2021).

O Campo de Roncador foi descoberto em 1996 pelo poço 1-RJS-436, localizado na porção sudeste do campo, o qual atravessou 153 m (*net pay*) de reservatórios turbidíticos do Cretáceo Superior (Maastrichano) a 3.229 m de profundidade, dividido em várias zonas (Santos *et al.*, 1998), apresentando saturação de óleo de 82% e porosidade de 29%, produzindo 20Mbbbl/d de óleo leve, de 31° API (Rangel *et al.*, 1998). Em 1997 foi perfurado o segundo pioneiro RJS-513 em lâmina d'água de 1.559 m, cujo objetivo

era testar a seção Maastrichtiano da Formação Carapebus (Figura 9). O poço encontrou 95 m de turbiditos com óleo a 3.000 m de profundidade (Rangel *et al.*, 1998), confirmando a extensão do reservatório e a existência de óleo mais pesado (18° API) e capa de gás (não esperada) na porção sudoeste do campo.

Em particular, os turbiditos do Cretáceo superior têm bastante importância para este estudo pois são os produtores de óleo no Campo de Roncador. Os turbiditos da Fm. Carapebus depositados durante o Cretáceo Superior englobam os arenitos Santoniano, Campaniano e Maastrichtiano, e estão representados por um único tipo de reservatório turbidítico: lobos confinados em calhas ricos em areia e cascalho. Estes turbiditos estão associados aos baixos locais causados pela atividade halocinética como, por exemplo, nos blocos baixos das falhas de crescimento. São formados basicamente por arenitos de grão fino a grosso, arcósios e conglomeráticos, com lobos e corpos de areias tabulares de 10 a 140m de espessura, de 1 a 12 km de largura e de 3 a 20 km de comprimento (complexos de lobos apresentam espessura acima de 350 m) e com alta razão arenito/folhelho (*net to gross* acima de 70%), na qual estes arenitos apresentam em geral, boas características de reservatório (Guardado *et al.*, 2000). Localmente, estes arenitos contêm zonas onde a porosidade foi completamente obliterada pela cimentação carbonática (Bruhn *et al.*, 2003).

As grandes acumulações de óleo nos turbiditos da Fm. Carapebus do Cretáceo Superior estão relacionadas, geralmente, às trapas estruturais induzidas pela tectônica salífera, porém o componente estratigráfico pode estar presente. A própria deposição dos turbiditos em áreas irregulares produz trapeamento estratigráfico (Guardado *et al.*, 1989). Bem como os folhelhos e margas intercalados da Fm. Ubatuba funcionando como selo dos turbiditos da Fm. Carapebus.

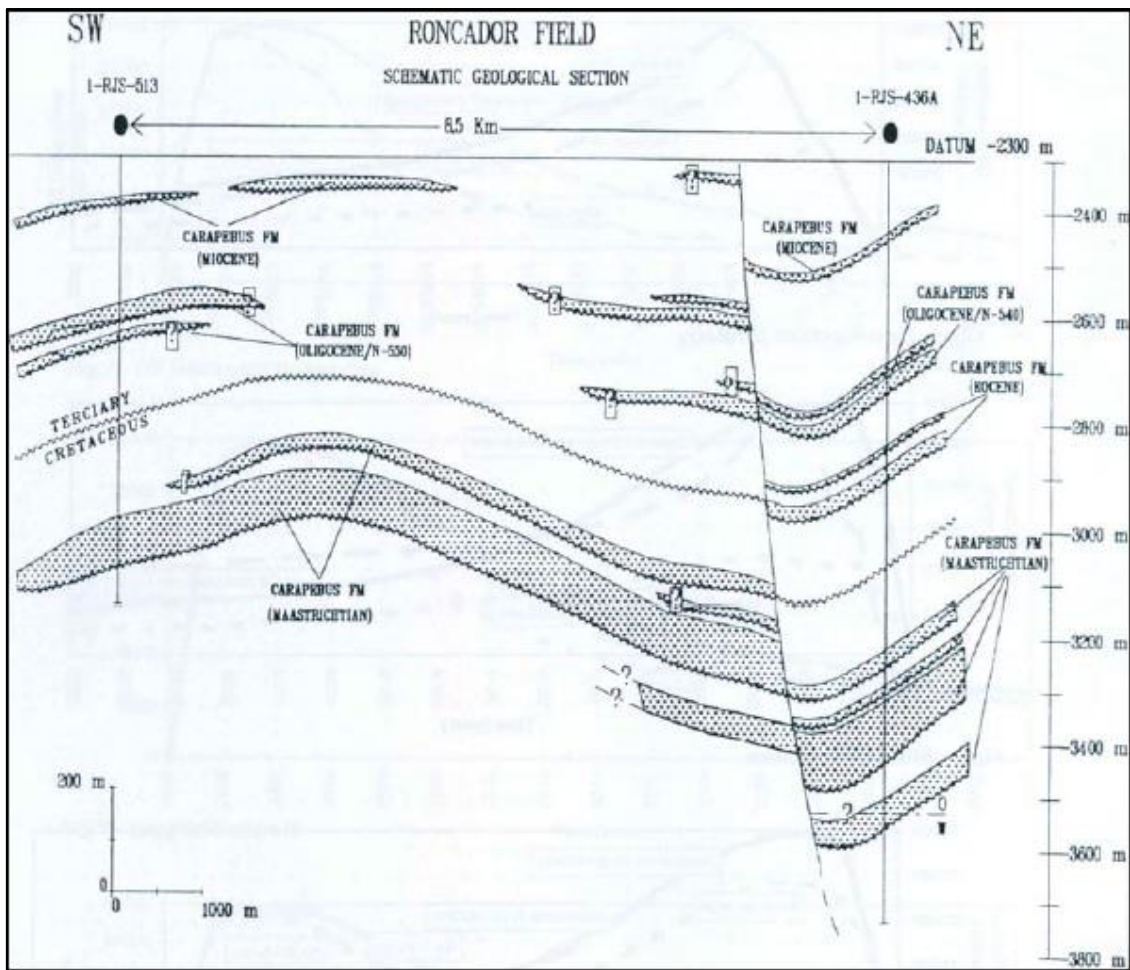


Figura 9: Seção geológica estrutural na direção SO – NE da área de Roncador mostrando os poços pioneiros e os turbiditos Maastrichtiano da Formação Carapebus. Adaptado de Rangel *et al.* (1998).

Os reservatórios Maastrichtianos compreendem 10-13 unidades de arenitos e folhelhos de alta continuidade (Lopes, 2004), os quais podem ser agrupados em 3 sequências:

- Inferior (retrogradacional): representada por lobos confinados compostos por conglomerados e arenitos grosseiros não consolidados (30% de porosidade e 1.000 a 3.000 mD de permeabilidade), intercalados com folhelhos;
- Média (retrogradacional): composta por conglomerados confinados na base, sobrepostos por lobos areníticos amalgamados, de granulometria média à fina (apresentando 29% de porosidade e 400 mD de permeabilidade), depositados em uma calha ampla e rasa;
- Superior (progradacional): caracterizada pelos lobos turbidíticos não confinados espalhados, compostos por arenitos de granulometria média à

fina (33% de porosidade e 700 mD de permeabilidade) intercalados com folhelhos.

Os reservatórios da porção sudeste do campo podem ser divididos em 5 zonas principais (Santos *et al.*, 1999; e Rangel *et al.*, 1998). Em relação às anomalias de amplitude, somente a zona superior apresenta uma resposta característica de um DHI (Guardado *et al.*, 2000). Nas zonas inferiores os reservatórios não apresentam significativos contrastes de impedância acústica com os folhelhos. Na porção sudoeste, os arenitos também não apresentam anomalias de amplitude sísmica de tal modo que sua presença não é claramente perceptível nos dados sísmicos.

As diferenças na distribuição dos reservatórios no campo são controladas essencialmente por 2 fatores: taxa de subsidência relacionada à halocinese e à preservação de sedimentos em relação aos processos erosivos (Santos *et al.*, 1999). Em áreas com subsidência mais intensa, em função da halocinese, foi possível depositar e preservar ciclos deposicionais mais completos de turbiditos areníticos e folhelhos capeadores (ex. porção sudeste do campo). Em áreas onde a subsidência não foi intensa o suficiente, houve a deposição de turbiditos. Porém, cada ciclo foi parcialmente erodido e as areias foram amalgamadas com o ciclo seguinte, não preservando as frações finas das areias e argilas (ex. porção sudoeste do campo). Em regiões em que a subsidência ocorreu tardiamente, os turbiditos foram regionalmente melhor distribuídos, apresentando espessura similar dos arenitos e folhelhos capeadores (ex. porção norte do campo). Turbiditos areníticos mais antigos presentes nas áreas sudoeste e sudeste do campo não foram depositados na área norte, a qual atuou como uma região de passagem (Lopes, 2004).

Toda essa complexidade sedimentológica e estratigráfica é acompanhada por uma grande variação na densidade do óleo para cada zona produtora ou bloco da acumulação, entre 18° e 31° API. O campo é segmentado por uma falha normal de orientação NW–SE e rejeito da ordem de até 200 m (Figura 10). No bloco baixo dessa falha aloja-se o petróleo mais leve (27° a 31° API), enquanto no bloco alto foi acumulado o óleo pesado (18° a 22° API).

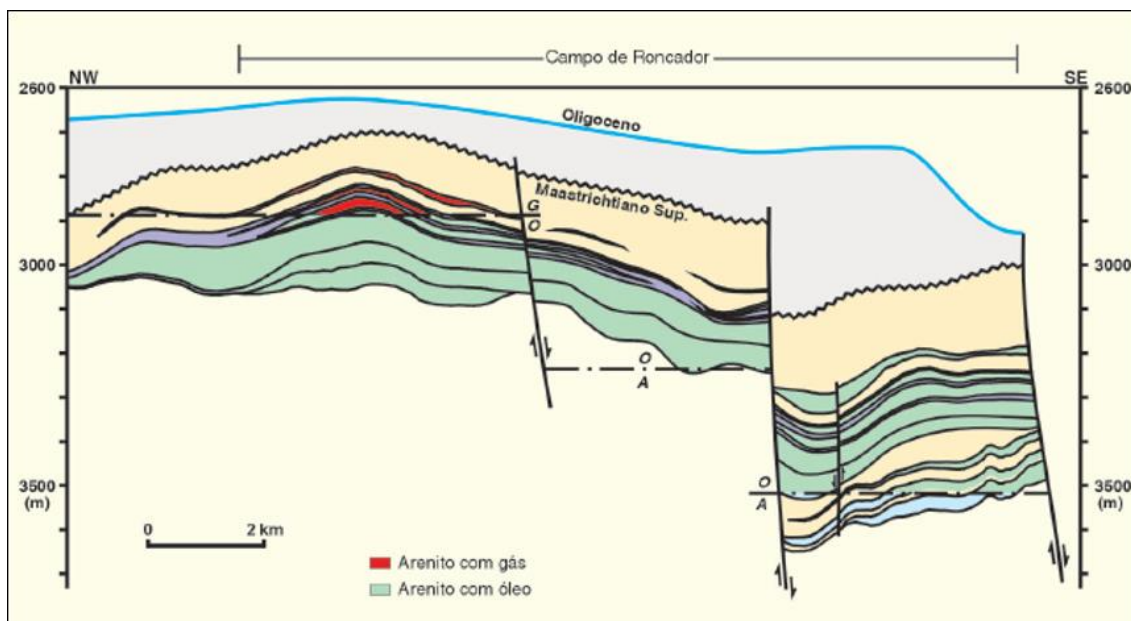


Figura 10: Correlação cronoestratigráfica baseada em dados de poços mostrando a distribuição de fluidos nos reservatórios e a compartimentação causada pelo conjunto de falhas normais. Adaptado de Barroso et al., (2000).

Em relação à produção, o Campo de Roncador possui uma enorme importância econômica e estratégica para o Brasil. Segundo informações publicadas no Boletim Mensal da Produção de Petróleo e Gás Natural distribuído em novembro de 2020 pela ANP, o Campo de Roncador é o quinto maior produtor de petróleo diário (Figura 11) e o terceiro maior produção acumulada desde o início de suas atividades em 25/01/1999 (Figura 12).

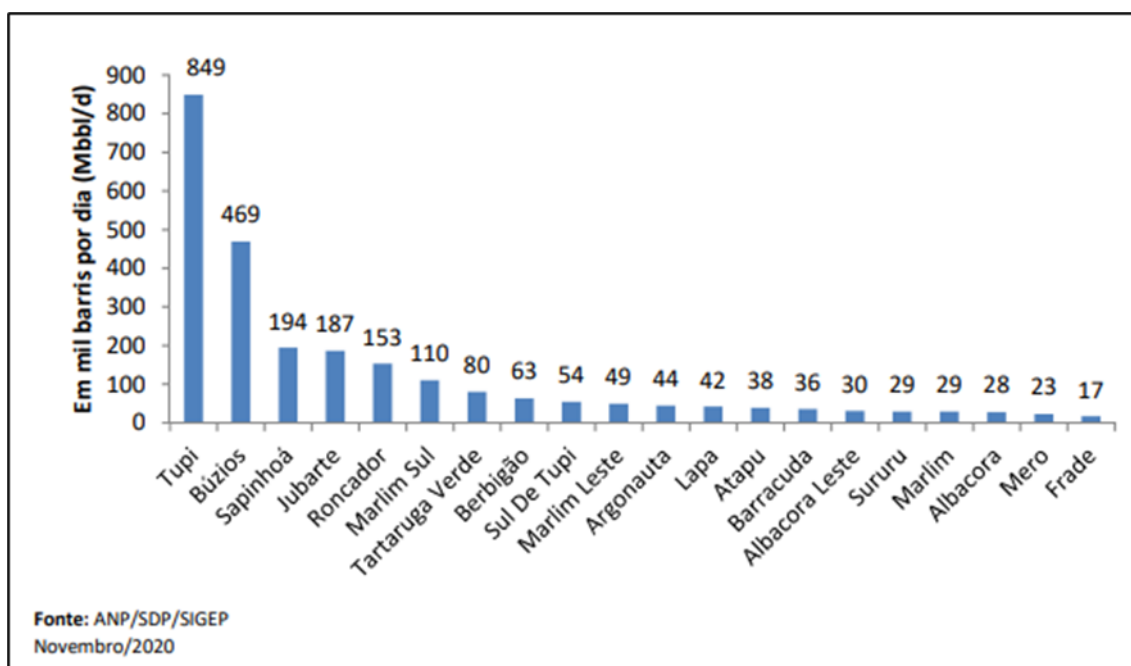


Figura 11: Os 20 campos marítimos com maior produção diária (Fonte: ANP, 2020).

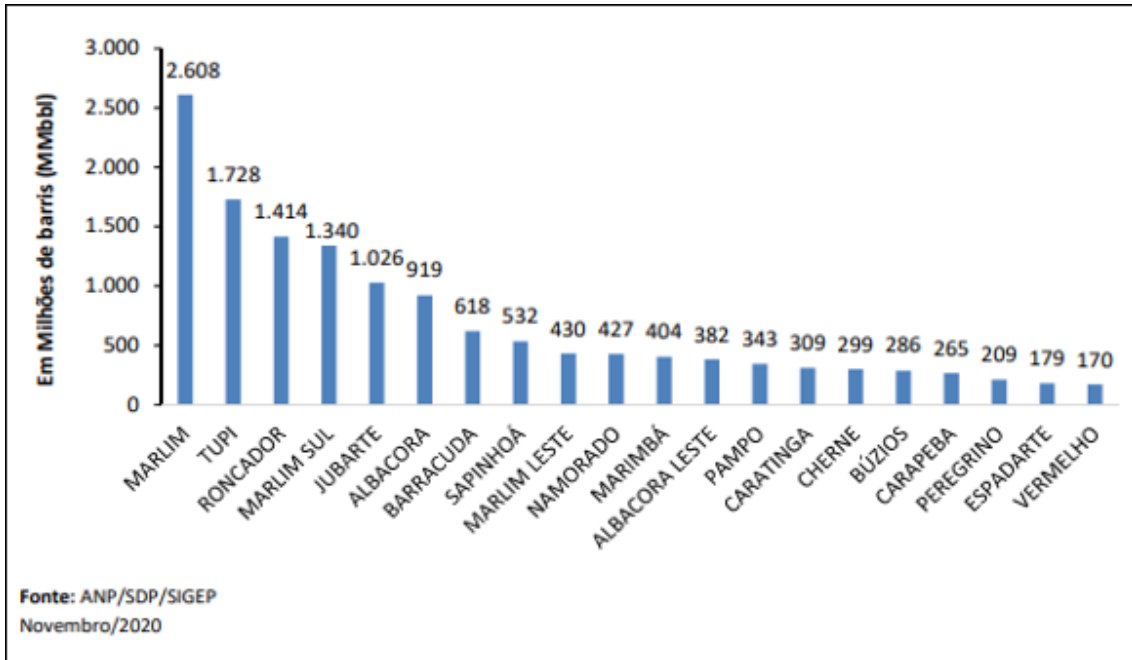


Figura 12: Os 20 campos marítimos com maior produção acumulada de petróleo (Fonte: ANP, 2020).

3 Parametrização Petrofísica

O termo “petrofísica” foi introduzido por Archie (1950) para descrever “o estudo das propriedades físicas das rochas que dizem respeito à distribuição de fluidos em seus espaços porosos”. Atualmente, denomina-se Petrofísica todo o conjunto de disciplinas que tratam das propriedades físicas das rochas e minerais, tanto da matriz quanto de seus espaços porosos e dos fluidos e a causa de suas variações no tempo e no espaço (Nery, 2013).

Entende-se como parte da parametrização petrofísica a determinação e consequente interpretação das curvas de saturação de fluido, porosidades total e efetiva (PHIT e PHIE) e volume litológico e mineralógico. Essas informações são derivadas de outras curvas, isto é, calculadas a partir de curvas medidas no poço, como GR, RHOB, NPOR (NPHI) e resistividade, sendo calibradas com dados de testemunhos e amostras das rochas quando disponíveis. Além de sua importância para a caracterização de reservatório, essas curvas também são cruciais no estudo de física de rocha e modelagem sísmica.

3.1 Classificação Petrofísica de Rochas Siliciclásticas

Diversos dados experimentais sugerem a existência de uma relação entre a velocidade sísmica e alguns parâmetros importantes das rochas como a porosidade e conteúdo de argila (Han *et al.*, 1986). Talvez a maior deficiência dessas relações é negligenciar alguns parâmetros litológicos como o conteúdo mineralógico, a textura e a posição das argilas e a distribuição, forma e tamanho dos poros intragranulares. Negligenciar esses parâmetros pode levar a incertezas na estimativa da porosidade e na modelagem litológica, construindo um modelo petrofísico não realista que pode não ser aplicável às rochas que se pretende simular (Vernik, 2016). Entretanto, esses parâmetros relacionados à composição e textura das rochas estão intimamente ligados ao ambiente original de deposição e a diagênese das rochas sedimentares siliciclásticas (Greensmith, 1989), sendo de grande importância na exploração de hidrocarbonetos e na caracterização de reservatórios (Avseth *et al.*, 2005).

Uma forma de ajudar o entendimento da relação da velocidade sísmica com as propriedades petrofísicas é uma classificação que relacione as propriedades elásticas, porosidade e permeabilidade. Para as rochas siliciclásticas isso pode ser reduzido a mineralogia dos grãos constituintes, o conteúdo e posicionamento das argilas e a estrutura

granular em relação a matriz da rocha. Uma das primeiras classificações petrofísicas para as rochas siliciclásticas (Vernik, 1998) teve por objetivo estimar a porosidade a partir do perfil sônico através de transformações empíricas (Han *et al.*, 1986) de acordo com o conceito de porosidade crítica¹. A classificação petrofísica proposta foi considerada útil na previsão das fácies litológicas a partir do perfil sônico e do dado sísmico incluindo uma relação para a estimativa da permeabilidade (Vernik 2016).

Através da análise do *crossplot* velocidade compressional (V_p) *versus* porosidade e combinando observações petrográficas da textura das rochas e da posição estrutural das argilas, temos a classificação proposta por Vernik (Vernik *et al.*, 1992b) na Figura 13. Independentemente dos parâmetros petrográficos e do ambiente deposicional, dois parâmetros definem a textura das rochas siliciclásticas: arenitos com a fração de volume de argila (considerando a base sólida da rocha) menor que 12% normalmente são caracterizadas por uma textura suportada por grãos (*grain-supported texture*). Enquanto arenitos com uma grande quantidade de argila rapidamente passam para o domínio de rochas suportadas predominantemente por matriz de argila (*clay-matrix supported rocks*) (Vernik, 2016).

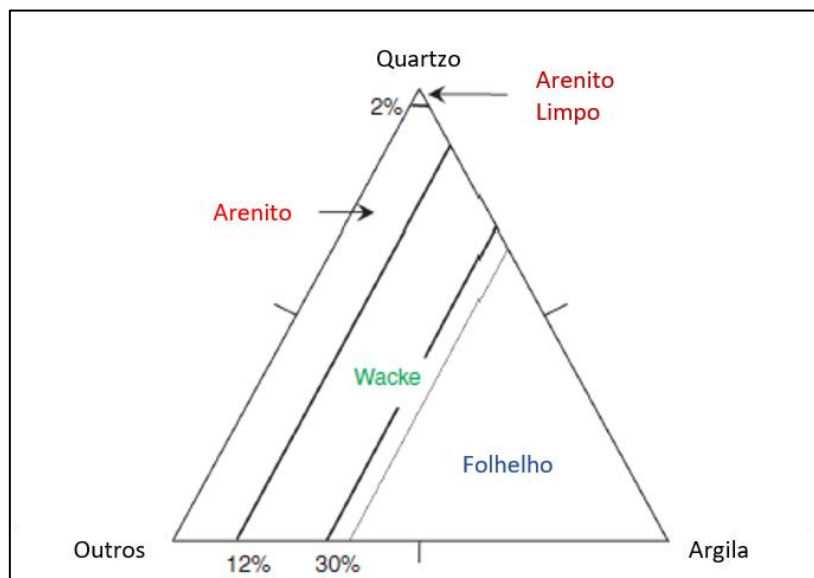


Figura 13: Classificação petrofísica de rochas siliciclásticas (Adaptado de Vernik *et al.*, 1992b).

¹ Porosidade crítica é definida como o ponto onde não há mais coesão entre os grãos, na qual se considera que os grãos estão em suspensão ao fluido. O valor dessa porosidade varia significativamente entre as litologias, podendo assumir valores entre 36% - 40% para arenitos e 60% - 80% para folhelhos (Simm & Bacon, 2014)

Na classificação proposta por Vernik *et al.* (1992b), as rochas com a fração do volume de argila (*net clay volume fraction* – V_{ncl}) de 5% pertencem ao domínio dos arenitos (possuem menos de 10% de argila na matriz), na qual a carga na rocha é suportada por uma estrutura de grãos. O segundo tipo de arenito está no domínio dos *wackes* com fração de volume de argila de 15%, onde praticamente não existe contato direto entre os grãos, sendo basicamente suportado por uma matriz de argila. Para arenitos no domínio do contato direto entre grãos pode se distinguir o grupo dos arenitos limpos que possuem fração do volume de argila menor do que 2%, sendo compostos quase exclusivamente de quartzo e/ou areias bem selecionadas.

Por outro lado, rochas suportadas pela matriz de argila podem ser subdivididas em *wackes* e folhelhos com um limite em torno de 30 - 35% de fração de volume de argila (Vernik, 1998). Este limite composicional que pode ter significativas implicações petroelásticas, isto é, devido ao gradual desenvolvimento na matriz argilosa da rocha relacionada às texturas laminadas delgadas e ao alinhamento preferencial das partículas de minerais argilosos, que resulta em uma anisotropia elástica substancialmente maior nos folhelhos do que nos *wackes*.

Essa classificação petrofísica para siliciclásticos descarta os efeitos da distribuição e tamanho dos grãos e contribuições da compactação e da diagênese. Cada grupo petrofísico inclui uma ampla variação sedimentológica (de sedimentos não consolidados aos seus equivalentes rígidos de baixa porosidade com características da seleção dos grãos), que pode ser bastante variável. Esse fato torna essa classificação atrativa na investigação dos efeitos da compactação e da diagênese nas propriedades físicas das rochas independente de fatores complicadores como argilosidade e características texturais.

Vernik (1998) obteve algumas propriedades características das matrizes da classificação de Vernik *et al.* (1992b), para os grupos petrofísicos, tendo como um dos objetivos simplificar o fluxo de trabalho da modelagem de física de rochas em siliciclásticos. Na Tabela 1 são apresentados os valores dos módulos de onda P (M_m), dos módulos cisalhantes (G_m) e das densidades (ρ_m) de algumas rochas com porosidade total próxima a zero. O valor elevado da densidade da matriz para os folhelhos é devido a concentração não negligenciada de clorita e pirita nessas litologias (Herron, 1987), sendo assim não se justifica a utilização do valor de 2,63 g/cm³ para a densidade dos folhelhos como valor conveniente para a modelagem petrofísica e de física de rochas em todas as situações.

Tabela 1: Propriedades da matriz sólida dos principais grupos petrofísicos das rochas siliciclásticas (Adaptado de Vernik, 2016).

Grupo Petrofísico	V_{nCl}	M_m (Gpa)	G_m (Gpa)	V_{pm}/V_{sm}	ρ_m (g/cm ³)
Arenitos Limpos	<0,02	96,7	43,4	1,49	2,65
Arenitos	0,02 – 0,12	79,7	33,0	1,55	2,65
Wackes	0,12 – 0,30	68,9	25,3	1,65	2,67
Folhelhos com Baixo V_{nCl}	0,30 – 0,45	55,4	16,5	1,83	2,73
Folhelhos com alto V_{nCl}	0,45 – 0,70	45,9	12,5	1,92	2,73
Folhelhos Puro	1,00	33,4	8,5	1,98	2,73

3.2 Construção de um Modelo Petrofísico

Uma análise precisa dos parâmetros petrofísicos das rochas de um sistema petrolífero é um requisito importante não somente para a avaliação do reservatório, quanto também para a modelagem de física de rochas e interpretação quantitativa. O fluxo de trabalho para isto tipicamente envolve um conjunto de dados de poços e é caracterizado pela combinação de modelos empíricos, podendo envolver cálculos iterativos para determinação dos parâmetros necessários na caracterização de reservatório.

3.2.1 Estimativa da Argilosidade (V_{cl}) e do Volume de Folhelho (V_{sh})

O termo argilosidade, V_{cl} , adotado neste trabalho representa o volume ou conteúdo de argila da fase sólida do volume de rocha (*bulk rock basis*), normalmente estando associado a composição mineralógica da rocha. Por outro lado, o volume de folhelho, V_{sh} , se refere a fração do volume de folhelho do volume de rocha, estando associado à composição litológica e sendo frequentemente usado de forma genérica para descrever litologias que incluem argila e silte (Figura 14).

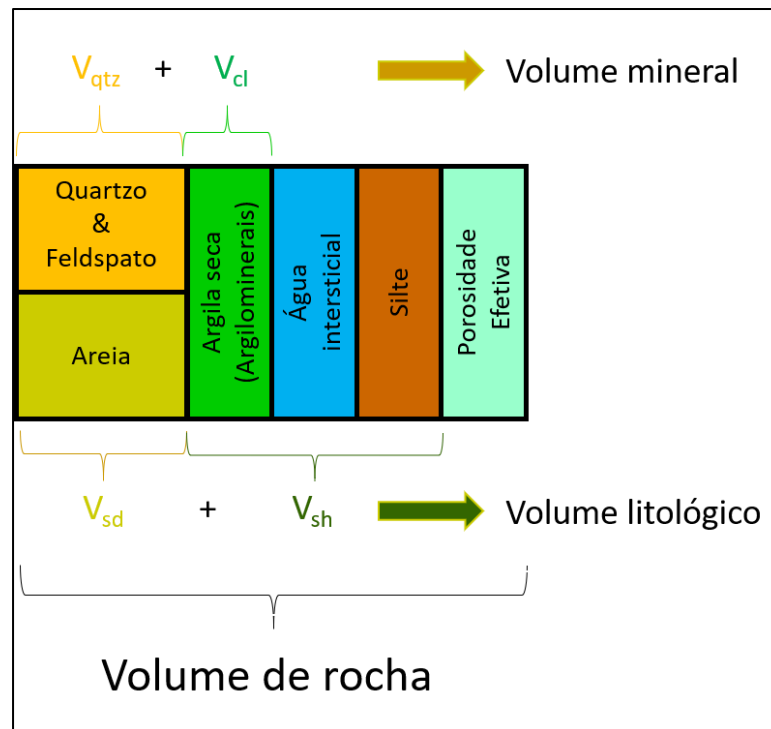


Figura 14: Representação esquemática entre a diferença de volume mineral e volume litológico para rochas siliciclásticas na qual o volume de argila V_{cl} se refere aos constituintes argilominerais e o volume de folhelho V_{sh} se refere genericamente a qualquer tipo de argila.

Existem diversas formas de calcular as frações de volume de folhelho (V_{sh}) das rochas sedimentares a partir dos dados de poço. Esses modelos empíricos dependem essencialmente em normalizar o perfil de GR, definindo valores mínimos para os arenitos e máximos para os folhelhos e, então, se aplica uma relação empírica para determinar o valor de V_{sh} . Podemos citar como exemplo de relações empíricas para determinar V_{sh} , os métodos: linear, Larionov (1969), Stieber (1970), Clavier *et al.* (1971) e Brock (1984). Todos esses métodos dependem diretamente do perfil de GR e, portanto, são totalmente influenciados pelo mesmo.

Um dos métodos mais conhecidos e utilizado é uma interpolação linear utilizando o perfil de raio gama (GR - *Gamma ray*). O perfil de raio gama foi introduzido no final dos anos de 1930 como o primeiro método de perfilagem não elétrica (Ellis *et al.*, 2007) e tem sido muito útil no processo de distinção entre as formações limpas e argilosas. O método linear consiste em definir o valor de leitura do GR para a “formação limpa” e uma leitura da formação argilosa na qual tipicamente são considerados como GR_{min} e GR_{max} , respectivamente. Dessa forma, considerando que GR é o próprio valor do perfil de poço, o Índice de Raio Gama (IGR) é expresso pela equação:

$$\text{IGR} = \frac{\text{GR} - \text{GR}_{\min}}{\text{GR}_{\max} - \text{GR}_{\min}}. \quad (3.1)$$

Como a resposta do perfil de GR é uma medida estatística, os valores GR_{\min} e GR_{\max} devem ser a média desses valores. A fração do volume de folhelho pode ser definida como $V_{\text{sh}} = \text{IGR}$ (assumindo os valores 1 e 0, respectivamente, para os limites superior e inferior) se a transformação linear se mostrar adequada.

Um método alternativo proposto por Larionov (Larionov, 1969) relaciona V_{sh} e IGR de forma não linear através da equação:

$$V_{\text{sh}} = a(2^{b \cdot \text{IGR}} - 1), \quad (3.2)$$

na qual $a = 0.33$ e $b = 2.0$ foram definidas para rochas antigas, mas são parâmetros empíricos ajustáveis. A escolha adequada desses parâmetros é crítica na precisão do cálculo do volume de folhelho.

O volume de folhelho V_{sh} geralmente é referido como volume de argila V_{cl} , o que torna ainda mais confuso é juntar todos os constituintes minerais das argilas com água intersticial e chamar de volume de folhelho da rocha. Vernik e Hamman (2009) introduziram uma modificação na abordagem do cálculo de V_{sh} . Eles consideram que V_{sh} é uma composição litológica variável e distinta de V_{cl} que representa a parte seca da fração de volume do total de minerais argilosos em um intervalo. Ainda nesta seção é apresentado um método de estimativas de V_{cl} e de V_{sh} .

Em alguns casos, na presença de feldspato de potássio ou de outro mineral radioativo secundário a abordagem discutida utilizando o perfil de raio gama não é capaz de distinguir as areias das argilas (ou reservatório das zonas não reservatório), sendo necessário uma outra abordagem como, por exemplo, utilizando os perfis de porosidade neutrão e densidade nas estimativas de V_{cl} e V_{sh} (Bateman, 1990).

A porosidade a partir do perfil densidade, ϕ_{D} , é obtida como:

$$\phi_{\text{D}} = \frac{\rho_0 - \rho_{\text{b}}}{\rho_0 - \rho_{\text{fl}}} = \frac{2.65 - \rho_{\text{b}}}{1.65}, \quad (3.3)$$

na qual ρ_{b} é o perfil de densidade, ρ_0 e ρ_{fl} são, respectivamente, as densidades aparente da matriz e do fluido que foi assumido os valores de $2,65 \text{ g/cm}^3$ e $1,00 \text{ g/cm}^3$. Essa é a porosidade relativa uma vez que foi calculada para rochas saturadas em água com densidade dos grãos de $2,65 \text{ g/cm}^3$.

Como o perfil porosidade neutrão (NPHI) corresponde às interações dos nêutrons com os átomos de hidrogênio através do índice de hidrogênio (*hydrogen index*) da formação, na qual é particionado entre porosidade e volume mineral da parte sólida das argilas, podemos relacionar a densidade com a porosidade neutrão através da relação:

$$\phi_N = a + b\phi_D, \quad (3.4)$$

na qual o intercepte a é o componente da argila do índice de hidrogênio em termos do perfil NPHI e a inclinação (ou coeficiente angular) b assume o valor de 0,875 para porosidades menores que 40% em rochas siliciclásticas.

O exemplo da Figura 15 mostra duas tendências lineares que são quase paralelas para porosidades menores que 40% e possui diferentes valores que interceptam o eixo y em pontos distintos e sobrepostas com as elipses, indicando a posição dos folhelhos (ou argilas) e arenitos saturados com água no gráfico nêutron/densidade-porosidade. Considerando que as “linhas” são tangenciais aos aglomerados de pontos das argilas e/ou arenitos, os dois pontos interceptes a_{cl} e a_{sd} podem ser determinados e, então, utilizados para calcular V_{cl} e/ou V_{sh} para rochas heterolíticas:

$$V_{cl} = \frac{(\phi_N - b\phi_D - a_{sd})}{a_{cl} - a_{sd}}, \quad (3.5)$$

com:

$$V_{sh} = \begin{cases} 0, & \text{se } V_{cl} < V_{clay\ min} \\ 1, & \text{se } V_{cl} > V_{clay\ max} \\ \frac{V_{cl} - V_{clay\ min}}{V_{clay\ max} - V_{clay\ min}}, & \text{qualquer outra situação,} \end{cases}$$

Um outro método para determinar V_{cl} ou V_{sh} é através da equação de Bhuyan & Passey (1994) utilizando a equação:

$$V_{sh}(\phi_N, \rho) = \frac{\phi_N + M_1(\rho_0 - \rho_b) - \langle X_0 \rangle}{\phi_{Nsh} + M_1(\rho_0 - \rho_{sh}) - \langle X_0 \rangle}, \quad (3.6)$$

$$M_1 = \frac{\phi_{Nfl} - \phi_{N0}}{\rho_{fl} - \rho_0}, \quad (3.7)$$

no qual $\langle X_0 \rangle$ é a média dos valores de ϕ_N medida no intervalo de interesse e ϕ_{N0} , ρ_0 , ϕ_{Nsh} , ρ_{sh} , ϕ_{Nfl} e ρ_{fl} são, respectivamente: porosidade neutrão e densidade da matriz (quartzo), do folhelho e dos fluidos. Essas quantidades têm seus valores atribuídos de acordo com o padrão encontrado na literatura (Simmons & Wang, 1971; Vernik 2016) e são mostrados na Tabela 2.

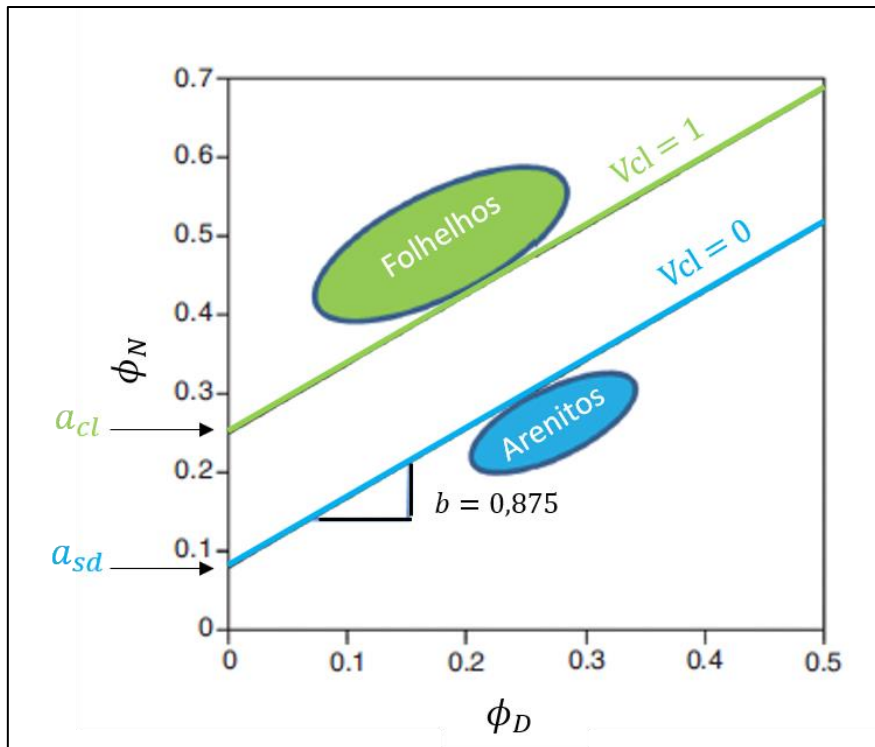


Figura 15: Exemplo de gráfico densidade-porosidade (ϕ_D) versus porosidade neutra (ϕ_N) mostrando a posição esperada dos arenitos e argilas. A “linha arenito” (linha azul) e linha folhelho (linha verde) podem ser movidas para calibrar os dados, caso necessário (Adaptado de Vernik, 2016).

Tabela 2: Valores extraídos da literatura para o cálculo de Vsh através das curvas NPHI e RHOB.

Propriedade	ρ (g/cm ³)	ϕ_N (v/v)
Matriz - Quartzo	2,65	0,0
Folhelho	2,63	0,34
Fluido – Óleo	0,8	0,8
Fluido – Água	1,0	1,0

3.2.2 Estimativa da Porosidade

Porosidade é um conceito razoavelmente simples, que consiste na razão entre o volume de espaços vazios ou porosos pelo o volume total da rocha, sendo uma grandeza adimensional e pode ser expressa em porcentagem ou fração.

A porosidade de uma rocha resulta da superposição de processos geológicos. Vários fatores podem afetar a porosidade em ambientes clásticos: grau de seleção dos grãos, irregularidade dos grãos, arranjo dos grãos, cimentação, compactação e conteúdo de argila (Girão, 2017). A porosidade pode ser classificada como: primária, quando gerada pelo próprio processo de formação da rocha (compactação, sedimentação, cristalização e metamorfismo); ou secundária, quando gerada por processos posteriores à

formação do material (faturamento tectônico, dissolução química, etc.) (Lima, 2014). A porosidade pode ser calculada a partir das densidades do fluido, do mineral e do perfil de densidade de acordo com a Eq. 3.3.

Em aplicações práticas, somente parte do fluido no espaço poroso pode se mover livremente na rocha. Dessa forma podemos dividir a porosidade em porosidade efetiva (PHIE), na qual o fluido se move livremente nos poros interconectados, e porosidade total (PHIT) que considera também a água intersticial aprisionada entre os grãos de areia (Figura 16).

A porosidade efetiva é um importante conceito para arenitos argilosos, devido ao fato que a maioria dos arenitos são misturados com folhelhos como componente da rocha, na qual os folhelhos são definidos como uma combinação de minerais argilosos, silte e água intersticial. Alguns modelos petrofísicos costumam trabalhar com as propriedades efetivas da porosidade e da saturação para estimar os parâmetros dos folhelhos a partir dos dados de poço. Por outro lado, construir o modelo petrofísico em termos de suas propriedades totais implica em utilizar a porosidade e a saturação considerando os parâmetros das argilas. Como a porosidade total se relaciona diretamente com o volume de poros, sua importância está na conexão direta entre os perfis de poço e a interpretação sísmica para a caracterização de reservatório.

A porosidade total é calculada a partir da Eq. 3.3. Para estimar a densidade da matriz podemos utilizar a seguinte relação para calcular ρ_0 :

$$\rho_0 = 2.65(1 - V_{sh}) + \rho_{0sh} V_{sh}, \quad (3.8)$$

assumido que $\rho_{0sh} = 2,73 \pm 0,03 \text{ g/cm}^3$ é a densidade dos folhelhos considerando a contribuição dos minerais argilosos como clorita e pirita (Vernik, 2016).

Vale mencionar que determinar a densidade do fluido pode apresentar dificuldades adicionais se considerarmos que a densidade do fluido de perfuração pode ter grande influência e, neste caso, é necessário levar em consideração a saturação do filtrado na zona invadida do poço. Sabendo disso, negligenciar os efeitos de invasão de lama pode resultar em uma estimativa com um grande percentual de erro associado. Por outro lado, também considerar apenas uma simples equação, como a Eq. 3.3, para determinar ambas as porosidades aumenta as incertezas. A maneira mais adequada de utilizar a Eq. 3.3 é garantir a qualidade do perfil de densidade, onde as correções e controle de qualidade necessárias tenham sido aplicadas de forma a minimizar as

incertezas relativas à medição. Dessa forma pode ter uma maior confiabilidade das curvas de porosidade para serem usadas na modelagem sísmica e de física de rocha.

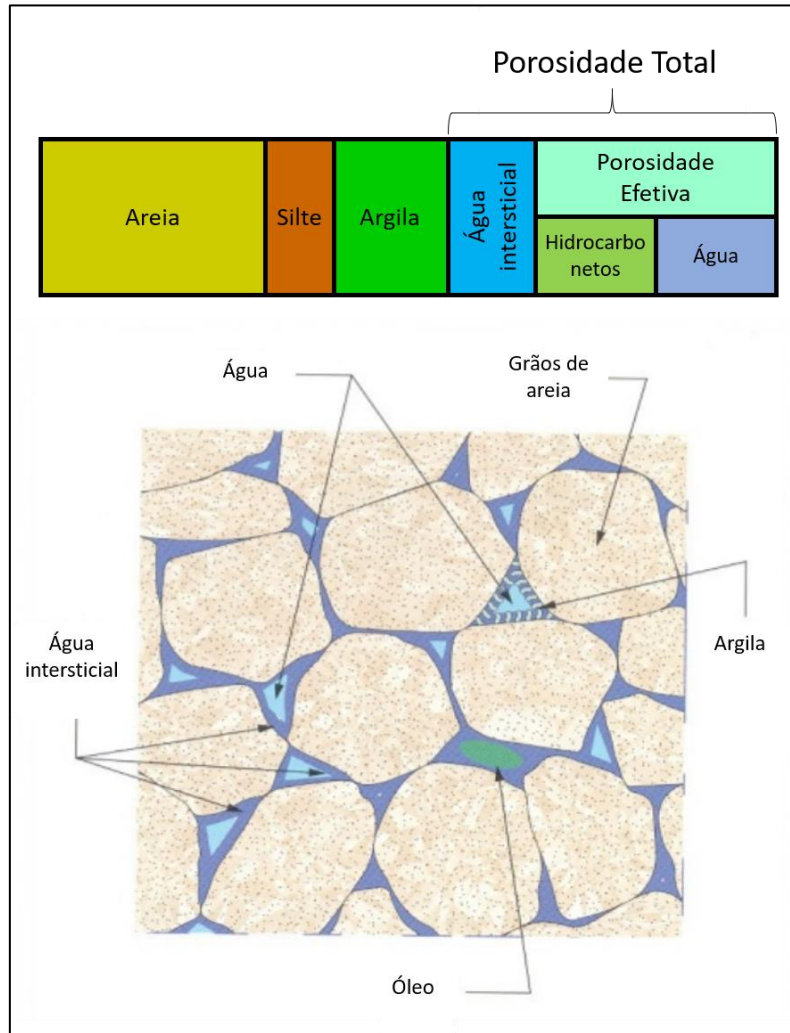


Figura 16: Representação esquemática do espaço poroso para rochas siliciclásticas e sua relação com os tipos de porosidade (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).

Podemos relacionar as porosidades total e efetiva entre si, tanto em função da saturação, quanto da fração de volume através das seguintes relações:

$$(1 - S_{we})\phi_e = (1 - S_{wt})\phi_t, \quad (3.9)$$

$$\phi_t = \phi_e + V_{sh}(1 - \phi_e) \left(\frac{\rho_{cl} - \rho_{sh}}{\rho_{cl} - \rho_w} \right), \quad (3.10)$$

no qual S_{we} e S_{wt} são as saturações de água relativa e total; ρ_{cl} , ρ_{sh} , e ρ_w são, respectivamente, as densidades da argila, do folhelho e da água da formação; V_{sh} é a fração do volume de folhelho e ϕ_t e ϕ_e são as porosidades total e efetiva.

Da perspectiva da física de rochas, existe autores que defendem a utilização dos parâmetros petrofísicos totais da rocha, devido as grandes incertezas em determinar a

microporosidade dos agregados compostos por minerais argilosos. Essas incertezas se propagam e são amplificadas no domínio da física de rocha, notadamente na estimativa das propriedades elásticas dos constituintes da rocha (Vernik 2016). Entretanto, alguns modelos de física de rocha como a substituição de fluidos podem ser parametrizados em termos de ambas as porosidades (Simm & Bacon, 2014).

3.2.3 Estimativa da Saturação de Água

A avaliação do volume de hidrocarbonetos presente no reservatório é baseado na estimativa do volume de água no espaço poroso. A saturação do fluido na formação é a razão do volume ocupado pelo fluido no volume total de poros. Considerando que a formação esta preenchida com água, a saturação de água S_w é dada por:

$$S_w = V_w/V_p. \quad (3.11)$$

Se não existe outro fluido presente na formação, então $V_w = V_p$ e $S_w = 1$. Para o caso da formação conter hidrocarbonetos (V_{hy}) tem-se $V_{hy} = V_p - V_w$ e podemos reescrever a Eq. 3.11 como:

$$S_w = \frac{V_p - V_{hy}}{V_p}. \quad (3.12)$$

3.2.3.1 Relação entre Saturação e Resistividade

Como a resistividade das rochas reservatório é função da salinidade da água da formação e da presença de hidrocarbonetos, é possível mostrar que a saturação está relacionada a resistividade em uma equação da forma (Serra, 1984):

$$S_w^n = R_0/R_t, \quad (3.13)$$

no qual R_0 é a resistividade verdadeira da formação saturada com água e de resistividade R_w , podendo ser parametrizada tanto pela porosidade total quanto pela porosidade efetiva, R_t é a resistividade verdadeira da mesma formação contendo água e hidrocarbonetos com saturação, $1 - S_w$, e n é o expoente de saturação, sendo determinado, normalmente, em ensaios de laboratório e possui valores entre 1.2 e 2.2 em arenitos. A razão R_0/R_t é chamada de índice de resistividade (I) e é igual 1 para $S_w = 1$ e maior que 1 na presença de hidrocarbonetos.

Usualmente, a resistividade é expressa em escala logarítmica. Dessa forma, a Eq. 3.13 pode ser reescrita como:

$$\begin{aligned} n \log S_w &= \log(1/I) = -\log I, \\ \log S_w &= -(1/n) \log I, \end{aligned} \quad (3.14)$$

que significa que a inclinação dessa equação tem um gradiente $-(1/n)$ passando pelo ponto $R_t/R_0 = 1$ quando $S_w = 1$. Logo, a inclinação pode ser escrita como:

$$\begin{aligned} -1/n &= \log S_w / \log I, \\ n &= -\log I / \log S_w. \end{aligned} \quad (3.15)$$

Substituindo R_0 por $F_R R_w$, temos a equação de Archie para formações limpas:

$$R_t = F_R R_w / S_w^n, \quad (3.16)$$

no qual n é o expoente de saturação e F_R é o fator de formação.

3.2.3.2 Relação entre Porosidade e Resistividade

Em aquíferos porosos, a resistividade da formação R_0 é proporcional a resistividade da água intersticial R_w através do fator de formação F_R , na qual é função da textura da rocha sendo uma razão entre ambas as resistividades:

$$\begin{aligned} R_0 &= F_R R_w, \\ F_R &= \frac{R_0}{R_w}. \end{aligned} \quad (3.17)$$

Serra (1984) demonstrou empiricamente que a resistividade total de um volume de rocha pode estar relacionada a porosidade como $R = R_w / \phi_t$, o que mostra que o fator de formação é proporcional a porosidade, $F_R \approx 1 / \phi_t$. Logo, o fator de formação pode ser obtido como:

$$F_R = a \phi^m. \quad (3.18)$$

na qual a é o fator de tortuosidade e m é o expoente de cimentação.

3.2.3.3 A Equação de Archie.

A partir da Eq. 3.18 podemos reescrever a equação de Archie (Eq. 3.16) para determinar a saturação S_w :

$$S_w^n = \frac{a}{\phi^m} \frac{R_w}{R_0}, \quad (3.19)$$

Para rochas reais, tanto a , m e n dependem do tamanho dos grãos, selecionamento e da textura da rocha onde podem assumir valores entre 0.6 – 2.0, 1 – 3 e 1.3 – 2.6, respectivamente (Crain, 1986). Archie (1942) utilizou $a = 1$, $m = 2$ e $n = 2$. Na Tabela 3 é apresentando alguns valores recomendados na parametrização da equação de Archie. Com foco na modelagem de física de rocha é importante observar qual tipo de saturação vai ser calculada, já que a determinação da saturação total e/ou efetiva depende do tipo de porosidade a ser utilizada no cálculo.

Tabela 3: Valores recomendados na utilização da equação de Archie para determinar a saturação (Adaptado de Crain, 1986).

Litologia	a	m	n
Arenitos (Porosidade > 16%)	0.62	2.15	2
Arenitos (Porosidade <16%)	0.81	2.00	2
Arenitos (Valores médios)	1.45	1.54	2
Arenitos argilosos	1.65	1.33	2

4. Física de Rochas

Durante muito tempo a aplicação da física de rochas aplicada na caracterização de reservatórios tratava de estudar as propriedades físicas das rochas como a velocidade e densidade e o impacto da saturação de fluido, tanto água quanto hidrocarbonetos, nessas propriedades. Um dos trabalhos pioneiros nesse sentido são as equações de Gassmann usadas para a substituição de fluido (Gassmann, 1951), na qual é possível obter as propriedades elásticas das rochas para diferentes saturações de fluidos, dessa forma relacionando propriedades físicas e geológicas.

Outros estudos vieram a aprimorar a ideia de relacionar propriedades físicas das rochas com informações geológicas e interpretar isso num contexto não somente na escala do poço, mas também, do reservatório, em uma tentativa de entender os parâmetros físicos das rochas que causam amplitudes anômalas nos dados sísmicos (Hilterman, 2001; Avseth *et al.*, 2005; Simm & Bacon, 2014).

A física de rochas em um contexto mais moderno tem sido muito utilizada nos estudos de reservatórios devido ao seu poder de previsão, podendo ser utilizada para estimar propriedades elásticas ou petrofísicas a partir dos dados de poço ou de impedância sísmica. Isto contribui no entendimento dos atributos elásticos, fazendo a ligação entre o dado sísmico e as propriedades geológicas das áreas de interesse, bem como no mapeamento de incertezas. Para isso, inicialmente é necessário utilizar perfis de poço contendo informações das velocidades (perfis sônicos medidos no poço e transformados em velocidades de ondas P e S) e densidade (RHOB) com excelente qualidade e controle em conjunto com uma interpretação petrofísica, que inclui informações a respeito do conteúdo mineralógico, porosidade e saturação dos fluidos presentes no espaço poroso das rochas (Figura 17).

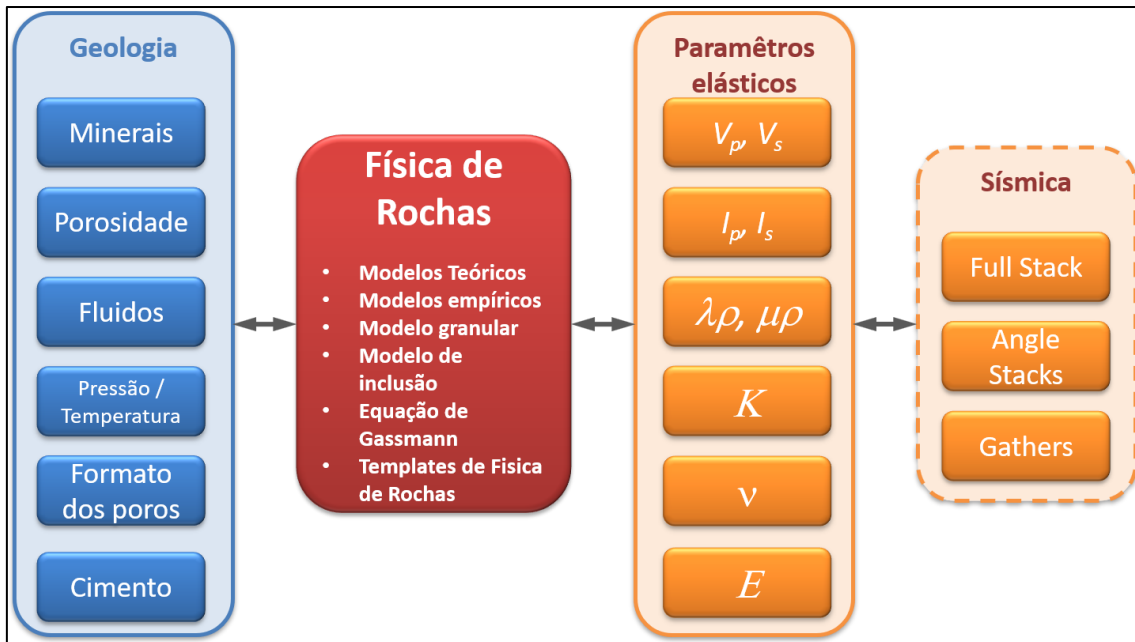


Figura 17: A Física de Rocha ajuda a explicar as reflexões sísmicas ao quantificar as propriedades elásticas das rochas e fluidos.

4.1 Modelos de Física de Rochas

A física de rochas aborda as relações entre as propriedades das rochas, como porosidade, litologia e saturação de fluidos com as propriedades elásticas tais quais velocidades ou impedâncias. Um modelo de física de rochas é então configurado em um conjunto de equações que relacionam entre si as propriedades das rochas com as propriedades elásticas. Eles podem ser desde simples relações empíricas que dependem de uma única propriedade (porosidade, por exemplo), ou modelos teóricos sofisticados envolvendo múltiplas propriedades das rochas ao mesmo tempo (como, por exemplo, a porosidade, conteúdo de argila e saturação de fluidos), que se ajustam aos dados de poço ou de impedância sísmica.

Existem diversos modelos de física de rochas na literatura científica que proveem ferramentas para o controle de qualidade dos dados, caracterização, simulação e modelagem de cenários. Alguns modelos descrevem teoricamente o módulo elástico efetivo das rochas e sedimentos. Outros tratam a rocha como um bloco elástico de minerais perturbado por diferentes tipos de poros, sendo chamados de modelos de inclusão. Existem também modelos que descrevem o comportamento elástico dos grãos dos sedimentos que estão em contato.

Independentemente da abordagem, três informações são essenciais para análise de um modelo de física de rochas (Avseth *et al.*, 2005):

1. Volume mineral dos constituintes;
2. Módulo elástico das fases dos constituintes;
3. Detalhes geométricos das fases relativos aos constituintes.

Os detalhes geométricos são problemáticos para serem incorporados nos modelos por isso sempre são aproximados ou simplificados. Dessa forma quando especificamos apenas o volume e o módulo elástico, somente conseguimos estimar os limites superior e inferior do módulo elástico e a velocidade da composição da rocha (Mavko *et al.*, 1998). Os modelos mais comumente empregados podem ser categorizados como (Simm & Bacon, 2014):

- Limites Teóricos (*Theoretical Bounds*);
- Modelos Empíricos;
- Equação de Gassmann;
- Modelos de Contato (*Contact Models*);
- Modelos de Inclusão (*Inclusion Models*).

Devido à complexidade e abrangência do assunto, apenas os modelos utilizados serão descritos.

4.1.1 Limites Teóricos (*Theoretical Bounds*)

Os limites teóricos estabelecem limites físicos das propriedades elásticas dos minerais e fluidos definindo os valores máximos e mínimos que uma mistura constituída de minerais e fluidos podem assumir na natureza.

O limite de Reuss (1929) é representado pela média harmônica dos menores valores possíveis encontrados na natureza considerando uma relação entre um parâmetro elástico e a porosidade para uma mistura de sólido e de fluido (ou gás). Matematicamente, o limite inferior de Reuss pode ser representado pelo Módulo Elástico Efetivo (*Effective Elastic Modulus*) M_R através da equação:

$$\frac{1}{M_R} = \sum_{i=1}^N \frac{f_i}{M_i}, \quad (4.1)$$

no qual f_i e M_i são respectivamente a fração do volume litológico e o módulo elástico do i – ésimos componente (Avseth *et al.*, 2005).

O limite de Voigt (1910) é a média aritmética dos constituintes da rocha e representa os maiores valores possíveis encontrados na natureza de misturas entre sólidos

e fluidos (ou gás). O módulo elástico efetivo do limite superior de Voigt, M_V de uma mistura de N fases é expressa por:

$$M_V = \sum_{i=1}^N f_i M_i. \quad (4.2)$$

Portanto, os limites de Reuss e de Voigt representam respectivamente os limites inferiores e superiores de valores dos parâmetros elásticos que uma mistura de minerais e fluidos podem assumir.

O conceito de elasticamente *soft* ou *stiff* pode ser entendido através dos atributos elásticos assumimos que uma rocha *soft* possui baixa impedância acústica e alta razão de Poisson. Similarmente, uma rocha *stiff*, possui alta impedância acústica e baixa razão de Poisson (Simm & Bacon, 2014). Matematicamente, a grandeza M nas equações para os limites de Reuss e de Voigt podem representar qualquer módulo elástico: módulo *bulk* K , módulo cisalhante μ , módulo de Young E , etc. Entretanto, convencionalmente para esse tipo de análise calculamos como sendo o módulo *bulk* $M = K$ e o módulo cisalhante $M = \mu$ (Avseth *et al.*, 2005). Se considerarmos um exemplo prático de uma mistura de água e quartzo temos que o módulo *bulk* de Reuss assume a forma:

$$K_{\text{satReuss}} = \frac{1}{\frac{\text{Vol}_{\text{qtz}}}{K_{\text{qtz}}} + \frac{\text{Vol}_{\text{agua}}}{K_{\text{agua}}}}, \quad (4.3)$$

com: K_{qtz} é o módulo *bulk* do quartzo; K_{agua} o módulo *bulk* da água; Vol_{qtz} a fração do volume de quartzo; Vol_{agua} a fração do volume de água. Já o módulo de Voigt para a mesma análise é dado por:

$$K_{\text{satvoigt}} = (K_{\text{qtz}} \text{Vol}_{\text{qtz}}) + (K_{\text{agua}} \text{Vol}_{\text{agua}}). \quad (4.4)$$

Neste ponto podemos expandir a discussão sobre o limite de Voigt e apresentar o limite modificado de Voigt ou modelo de porosidade crítica (Nur *et al.*, 1998), que pode ser considerado um modelo mais realista para o limite superior para arenitos sendo definido por:

$$K_{\text{satmodvoigt}} = \left(1 - \frac{\phi}{\phi_c}\right) (K_{\text{qtz}} - K_{\phi_c}) + K_{\phi_c}, \quad (5)$$

no qual K_{ϕ_c} é o módulo *bulk* de Reuss na porosidade crítica. Na Figura 18 temos um gráfico relacionando a velocidade de onda P e porosidade com os limites de Reuss-Voigt para vários tipos de sedimentos indicando também a porosidade crítica.

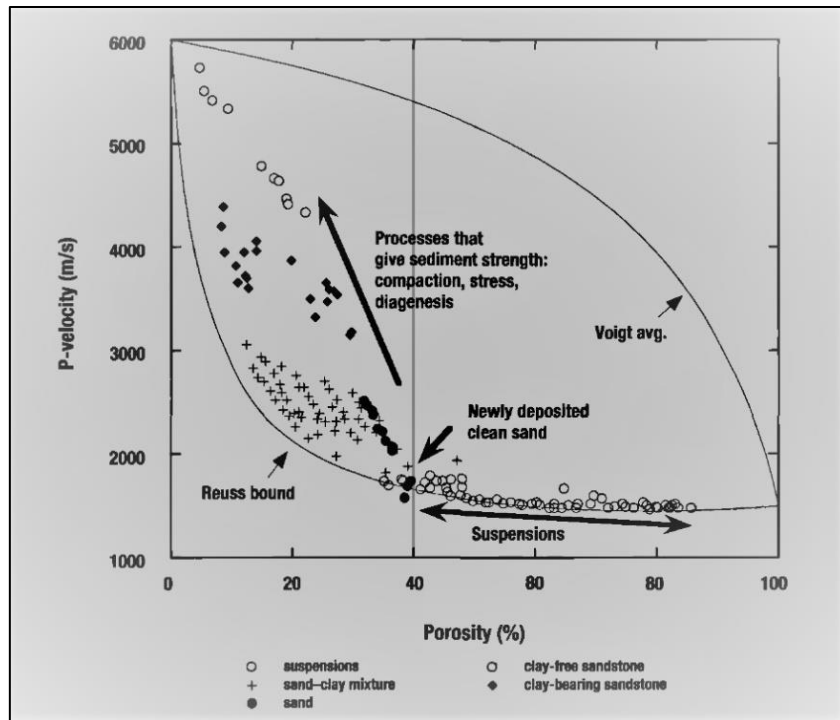


Figura 18: Relação entre velocidade de onda P versus porosidade para uma variedade de tipos de sedimentos saturados com água variando de sedimentos em suspensão a arenitos consolidados. Note que os pontos acima da porosidade crítica ϕ_c são pontos em suspensão. Adaptado de Avseth *et al.* (2005).

A interpretação física dos limites de Reuss-Voigt pode ser entendida como a razão das médias das tensões e das deformações aplicadas ao composto mineral. Entretanto, tensões e deformações geralmente são desconhecidas e não uniformes. O limite superior de Voigt considera que as tensões aplicadas são uniformes em todos os pontos. O limite inferior de Reuss assume que a deformação gerada pelas tensões é uniforme em todos os pontos (Avseth *et al.*, 2005). Geometricamente podemos considerar uma mistura entre dois constituintes isotrópicos, um *stiff* e outro *soft* postos em contato, lado a lado. Dessa forma, temos que o sentido da tensão aplicada ao composto pode fazer com que o mesmo assumira um aspecto elasticamente *stiff* ou *soft* conforme esquema mostrado na Figura 19.

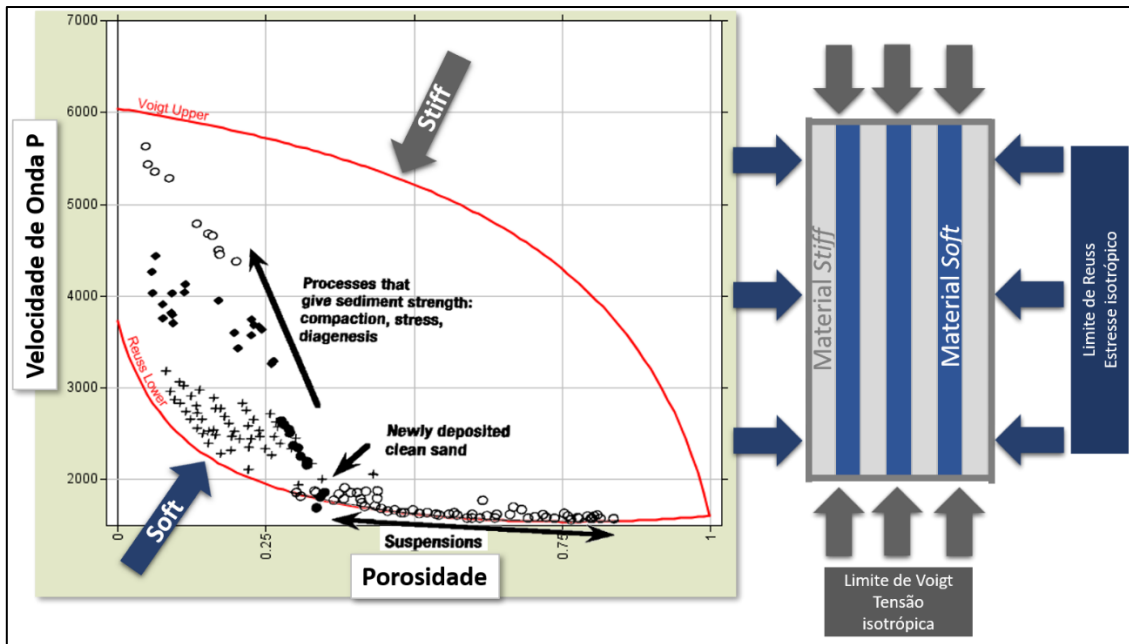


Figura 19: Interpretação física dos limites de Reuss e de Voigt.

Um outro limite utilizado para misturas elásticas isotrópicas que se apresenta de forma mais restritiva que os limites de Voigt-Reuss e sem nenhum tipo de especificações sobre a geometria dos constituintes materiais é o limite de Hashin & Shtrikman (Hashin & Shtrikman, 1963). Embora não apresente diferenças gráficas significativas, as equações são mais complexas. Para uma mistura de dois componentes o limite de Hashin-Strikman é dado por:

$$K^{HS\pm} = K_1 + \frac{f_2}{(K_2 - K_1)^{-1} + f_1 \left(K_1 + \frac{4}{3} \mu_1 \right)^{-1}}, \quad (4.6)$$

$$\mu^{HS\pm} = \mu_1 + \frac{f_2}{(\mu_2 - \mu_1)^{-1} + \frac{2f_1(K_1 + 2\mu_1)}{5\mu_1 \left(K_1 + \frac{4}{3} \mu_1 \right)}}, \quad (4.7)$$

no qual K , μ e f representam, respectivamente, o módulo bulk, o módulo cisalhante e a fração dos volumes das fases 1 e 2.

A interpretação física do limite de Hashin-Strikman pode ser entendida de acordo com a Figura 20. Considerando uma mistura de dois materiais onde o espaço disponível está preenchido com esferas do material 2 contendo uma esfera em seu interior do material forma duas “conchas”, uma interna e outra externa. As frações dos volumes dos materiais 1 e 2 são denotadas por f_1 e f_2 , respectivamente. O limite superior ocorre quando

o material mais rígido está na “concha” externa da esfera. O inferior ocorre quando o material rígido está dentro da esfera interior (Avseth *et al.*, 2005).

Os limites teóricos são frequentemente utilizados na estimativa do módulo efetivo de um mineral ou mistura de fluidos. Essas informações são necessárias na equação de Gassmann (Gassmann, 1951) para a substituição de fluidos. O procedimento comum é usar a média do limite de Voigt – Reuss que é chamada de média de Voigt – Reuss – Hill (Hill, 1952) para calcular a média efetiva dos minerais e usar a média de Reuss para o módulo dos fluidos na qual assume que a fração ou saturação de diferentes fluidos são iguais no espaço poroso da rocha (Simm & Bacon, 2014).

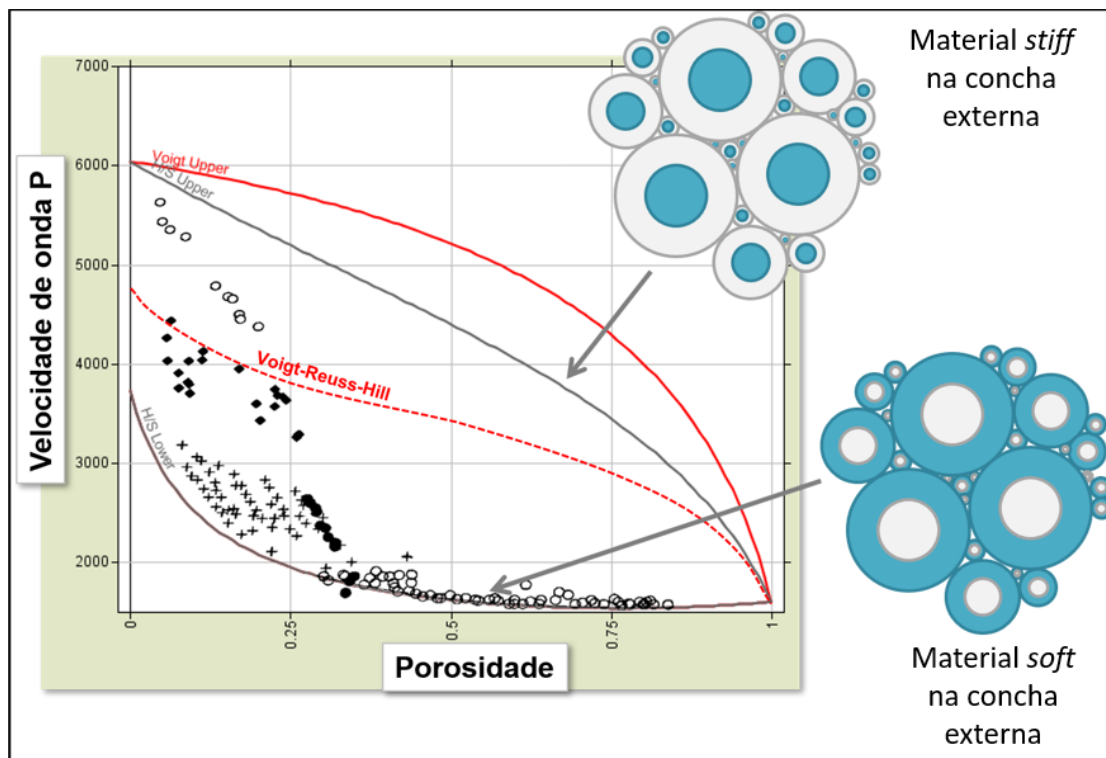


Figura 20: Interpretação física do limite de Hashin-Strikman para o módulo *bulk* indicando o limite de Voigt-Reuss-Hill. Adaptado de Avseth *et al.* (2005).

4.1.2 Modelos Empíricos

Os modelos empíricos são modelos derivados de resultados experimentais. Diversos modelos já foram publicados e em geral são regressões polinomiais envolvendo dois ou três parâmetros. Mesmo não tendo uma justificativa física, esses modelos podem ser bem úteis. Abaixo estão listados alguns dos modelos empíricos de física de rocha aplicados na caracterização de reservatórios mais conhecidos:

- Relações de Gardner: relação entre velocidade de onda P e densidade (Gardner *et al.*, 1974).

- Equação de Wyllie: relação entre velocidade de onda P e porosidade (Wyllie *et al.*, 1985).
- Modelo de Han: relações entre velocidade de onda P, porosidade e volume de argila (Han, 1986).
- Relação de Greenberg & Castagna: relação entre velocidade compressional (velocidade da onda P) e velocidade cisalhante (velocidade da onda S) (Greenberg & Castagna, 1992).

Modelo de Faust: relação entre velocidade de onda P e Resistividade (Faust, 1953). Uma análise mais completa desses modelos pode ser encontrada em Mavko *et al.* (1998) e Avseth *et al.* (2005). Neste trabalho, dentre os modelos empíricos, será dada atenção especial a relação de Gardner (Gardner *et al.*, 1974) e Greenberg & Castagna (1992).

4.1.3 Relação de Gardner

Gardner *et al.* (1947) desenvolveram uma relação entre a velocidade de onda P e a densidade (ρ_b), uma vez que é possível verificar uma relação de dependência entre essas quantidades, que no geral, associa que um aumento ou diminuição da velocidade, o mesmo comportamento se verifica na densidade. Dessa forma, a relação para litologias 100% saturadas em água é dado pela equação:

$$\rho_b = dV_p^f, \quad (4.8)$$

no qual ρ_b é a densidade em g/cm^3 , V_p é a velocidade de onda P em km/s e d e f são coeficientes constantes que dependem das litologias em questão e estão descritos na Tabela 4.

Tabela 4: Coeficientes da relação de Gardner, incluindo as generalizações propostas por Castagna *et al* (1992) para diferentes litologias (Simm *et al.*, 2014).

Litologia	d	F
Folhelhos	1,75	0,265
Arenitos	1,66	0,261
Carbonatos	1,55	0,3
Dolomita	1,74	0,252
Anidrita	2,19	0,16

As relações de Gardner podem ser usadas na transformação dos perfis de velocidade ou densidade para estimativa ou correção de partes desses mesmos perfis. A

relação de Gardner pode ser útil também na identificação de *trends* locais ou mesmo regionais auxiliando a interpretação da relação entre Vp e densidade.

4.1.4 Relação de Greenberg & Castagna

Relações empíricas entre a velocidade de onda S (Vs) e velocidade de onda P (Vp) para rochas monominerálicas saturadas com água foram descritas por Castagna *et al.* (1992) assumindo a forma polinomial $V_s = a_{i2}V_p^2 + a_{i1}V_p + a_{i0}$.

A velocidade de onda S (Vs) para uma rocha multiminerálica homogênea saturada com água pode ser descrita através de uma combinação linear das médias aritméticas e harmônicas dos valores de Vs para as litologias que constituem o meio poroso em questão (Greenberg & Castagna, 1992). Para um composto homogêneo com velocidade Vp, a porosidade pode ser particionada entre L constituintes tal que $V_1 \sim V_2 \sim \dots \sim V_L \sim V_p$. Essa aproximação por particionamento fica mais precisa à medida que a porosidade aumenta ou a velocidade dos grãos constituintes convergem. Essas considerações especificam uma relação aproximada entre Vs e Vp dada por:

$$V_s = \frac{1}{2} \left\{ \left[\sum_{i=1}^L X_i \sum_{j=0}^{N_i} a_{ij} V_p^j \right] + \left[\sum_{i=1}^L X_i \left(\sum_{j=0}^{N_i} a_{ij} V_p^j \right)^{-1} \right]^{-1} \right\}, \quad (4.9)$$

com: $\sum_{i=1}^L X_i = 1$; L = número de constituintes litológicos monominerálicos; X_i = Fração de Volume das litologias constituintes; a_{ij} = Coeficientes empíricos da regressão; N_i = Ordem polinomial do i-ésimo constituinte; V_p^j = Velocidade de onda P para $n = j$ facie da rocha; Vs = Velocidade de onda S (km/s) em uma rocha multiminerálica saturada em água.

Esse método de estimativa dos valores de Vs, requer um conhecimento a priori dos coeficientes polinomiais para litologias simples (ou puras) extraídos através de uma tendência de Vp versus Vs. Castagna *et al.* (1992) calcularam esses coeficientes Vp versus Vs da regressão polinomial por análise ultra sônica de amostras de arenitos, carbonatos, dolomitas e folhelhos (Tabela 5). A partir desses coeficientes é possível escrever quatro equações polinomiais, uma para cada litologia permitindo assim a estimativa de Vs:

- Arenitos: $V_s = 0.8042V_p - 0.8559$;
- Carbonatos: $V_s = 0.0551V_p^2 + 1.016V_p - 1.0305$;
- Dolomita: $V_s = 0.58321V_p - 0.07775$;
- Folhelhos: $V_s = 0.7697V_p - 0.86735$.

É importante destacar que V_p e V_s estão em Km/s e as amostras de rocha utilizadas eram 100% saturadas em água, extraídas do Golfo do México ou de campos terrestres dos Estados Unidos.

Tabela 5: Coeficientes da regressão V_s x V_p para litologias puras: $V_s = a_{i2}V_p^2 + a_{i1}V_p + a_{i0}$ (Castagna *et al.*, 1992).

Litologia	a_{i2}	a_{i1}	a_{i0}
Arenitos	0	0.80416	0.85588
Carbonato	0.05508	1.01677	1.03049
Dolomita	0	0.58321	0.07775
Folhelho	0	0.76969	0.86735

4.2 Equações de Gassmann para a Substituição de Fluido

Um dos principais objetivos na interpretação das amplitudes sísmicas é determinar como os atributos sísmicos são afetados pelas propriedades física das rochas e pela saturação dos fluidos nos poros já que a resposta sísmica é diretamente dependente desses fatores.

A deformação compressional causada pela passagem de uma onda sísmica resulta em uma variação do volume dos poros causando um aumento da pressão dos fluidos (nos poros), o que aumenta a rigidez da rocha aumentando também o valor do módulo *bulk* (K). Entretanto, a deformação cisalhante não produz nenhuma variação no volume de poros e conseqüentemente o modulo cisalhante das rochas com fluidos não é afetado. Dessa forma, qualquer efeito de substituição de fluido deve estar relacionado principalmente a variações no módulo *bulk* (K) e densidade.

Matematicamente isso pode ser explicado através das equações (4.10), (4.11) e (4.12) que descrevem as velocidades em termos dos seus respectivos módulos efetivos e da densidade:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{M}{\rho}}, \quad (4.10)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (4.11)$$

$$\rho = \phi\rho_{fl} + 1(1 - \phi)\rho_o, \quad (4.12)$$

na qual K é módulo *bulk*, μ módulo cisalhante, M módulo compressional, ρ densidade; ϕ porosidade total, ρ_{fl} densidade do fluido e ρ_o densidade do mineral.

Considerando o caso de um reservatório, no qual os hidrocarbonetos são drenados sendo substituídos por água no espaço poroso, as rochas saturadas com água tendem a assumir valores de V_p maiores do que as rochas saturadas com hidrocarbonetos e os valores de V_s tendem a ser menores. Para V_p , isso ocorre porque normalmente a variação do módulo *bulk* é maior do que da densidade, causando um aumento em V_p . No caso de V_s , o módulo cisalhante μ , não sofre alteração devido à presença de fluidos e somente a densidade é alterada ocorrendo a diminuição do valor de V_s .

A forma mais utilizada para modelagem dos efeitos da substituição de fluidos é dada pela equação de Gassmann (Gassmann, 1951) em termos do módulo *bulk* em duas fases (fluido e a matriz mineral):

$$\frac{K_{sat}}{K_0 - K_{sat}} = \frac{K_d}{K_0 - K_{dry}} + \frac{K_{fl}}{\phi(K_0 - K_{fl})}, \quad \mu_{sat} = \mu_{dry}, \quad (4.13)$$

no qual K_{dry} é o módulo *bulk* da matriz de rocha seca, que é a rocha onde todos os fluidos (líquidos ou gás) foram removidos, K_{sat} o módulo *bulk* da rocha saturada com fluido, K_0 o módulo *bulk* da matriz mineral da rocha, K_{fl} o módulo *bulk* do fluido nos poros, ϕ a porosidade (fracção), μ_{sat} o módulo cisalhante da rocha saturada com fluido e μ_{dry} o módulo cisalhante da rocha seca.

O módulo *bulk* (K_{fl}) para uma mistura de fluidos pode ser calculado pelo limite de Reuss, sendo expresso através da equação de Wood (1941):

$$\frac{1}{K_{fl}} = \frac{S_w}{K_w} + \frac{1 - S_w}{K_h}, \quad (4.14)$$

na qual K_w e K_h são, respectivamente, os módulos *bulk* da água do hidrocarboneto; S_w é a saturação de água expressa como fração do volume dos poros tal que $S_w + S_o + S_g = 1$. A equação de Wood (1941) supõe que o fluido nos poros está uniformemente distribuído no espaço poroso.

A substituição de fluidos precisa considerar dois efeitos dos fluidos que aparecem nesse problema: a mudança da densidade e da compressibilidade da rocha. A compressibilidade da rocha seca pode ser expressa como a soma da compressibilidade do mineral e um incremento devido a compressibilidade do espaço poroso:

$$\frac{1}{K_{dry}} = \frac{1}{K_0} + \frac{\phi}{K_\phi} \rightarrow K_{dry} = \frac{1}{\frac{\phi}{K_\phi} + \frac{1}{K_0}}, \quad (4.15)$$

no qual K_ϕ é rigidez do espaço poroso e, rearranjando a equação anterior, podemos definir K_ϕ em termos de ϕ , K_{dry} e K_0 :

$$K_\phi = \frac{\phi}{\frac{1}{K_{dry}} - \frac{1}{K_0}}; \quad (4.16)$$

Uma forma bastante útil de entender os efeitos da rigidez dos poros e visualizar as variações do módulo *bulk* na substituição de fluidos é através do *crossplot* do módulo *bulk* normalizado K/K_0 ($K = K_{sat}$ ou K_{dry}) (Mavko *et al.*, 1998; Avseth *et al.*, 2005). A Figura 21 mostra os gráficos comparando os efeitos da substituição de fluido e a rigidez da rocha. A partir da análise gráfica é possível perceber que a sensibilidade sísmica ao fluido nos poros não é unicamente controlada pela porosidade, mas sim por uma combinação da porosidade com a rigidez de poros. Uma vez que para a mesma porosidade arenitos não cimentados (*soft*) apresentam maior efeito da substituição de fluidos do que os arenitos cimentados (*stiff*). Portanto, uma rocha *soft* será mais sensível a substituição de fluido do que uma rocha *stiff* para a mesma porosidade. Essas observações nos mostram a consistência entre a equação de Gassmann e os limites de Voigt e de Reuss, uma vez que o limite de Voigt determina o valor máximo para K_{dry} , tem-se que o efeito da substituição de fluido para o módulo *bulk* é mínimo quando K_ϕ tende ao limite de Voigt. De forma semelhante, o efeito da substituição de fluido será máximo para o módulo *bulk* quando K_ϕ tender ao limite de Reuss (Han *et al.*, 2004).

Para utilização da equação de Gassmann e consequente modelagem para substituição de fluidos, algumas condições precisam ser satisfeitas (Wang, 2001). Essas condições são:

1. A rocha é homogênea e isotrópica. Isso assume que o comprimento de onda sísmica é longo suficiente comparado as dimensões dos grãos e dos poros.
2. Todo o espaço poroso está intercomunicado e o fluido não escapa da rocha. Não há poros isolados ou pouco conectados na rocha. Essa condição visa garantir o total equilíbrio da pressão do fluido dos poros exercida pela passagem da onda sísmica (condição 3).
3. A mudança de pressão induzida pela onda sísmica no espaço poroso tem tempo de se reequilibrar para as condições iniciais durante um período sísmico (condição de baixa frequência, $< 100\text{Hz}$).
4. O fluido que preenche o espaço poroso é de baixa viscosidade.

5. O fluido não interage com a rocha de forma a modificar a sua rigidez.

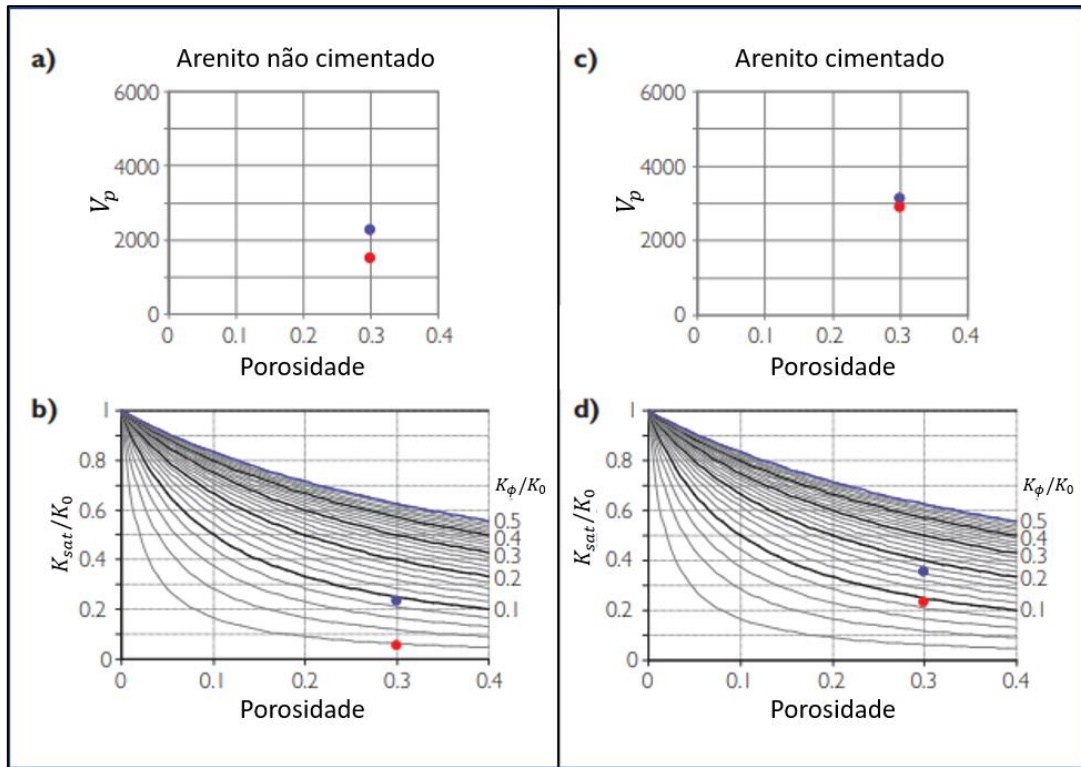


Figura 21: Representação do comportamento de duas amostras de arenitos cimentado (a) e (b) e não cimentado (c) e (d), em termos da rigidez da rocha e da velocidade de onda P. Em azul, a amostra está saturada com água e, em vermelho, saturada com gás. (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).

4.2.1 Fluxo de Trabalho para Aplicação das Equações de Gassmann & Substituição de Fluido.

O cenário mais comum é começar com um conjunto inicial de velocidades e densidade $V_p^{(1)}$, $V_S^{(1)}$ e $\rho^{(1)}$ correspondendo à saturação de fluidos *in situ* da rocha. Com isto, os seguintes passos são utilizados para a substituição da rocha saturada com um fluido 1 para saturada com um fluido 2:

1. Extrair o módulo *bulk* e o módulo cisalhante a partir de $V_p^{(1)}$, $V_S^{(1)}$ e $\rho^{(1)}$:

$$K^{(1)} = \rho \left((V_p^{(1)})^2 - \frac{4}{3} (V_S^{(1)})^2 \right), \quad (4.17)$$

e:

$$\mu^{(1)} = \rho^{(1)} (V_S^{(1)})^2. \quad (4.18)$$

2. Determinar K_ϕ a partir da equação de Gassmann:

$$K_\phi = \frac{\phi}{\frac{1}{K_{sat}} - \frac{1}{K_0}} - \frac{K_0 K_{fl}}{K_0 - K_{fl}}, \quad (4.19)$$

$$\text{com } K_{\text{dry}} = \frac{1}{\frac{\phi}{K_{\phi}} + \frac{1}{K_0}}. \quad (4.20)$$

3. Modelagem do K_{dry} (Figura 22):

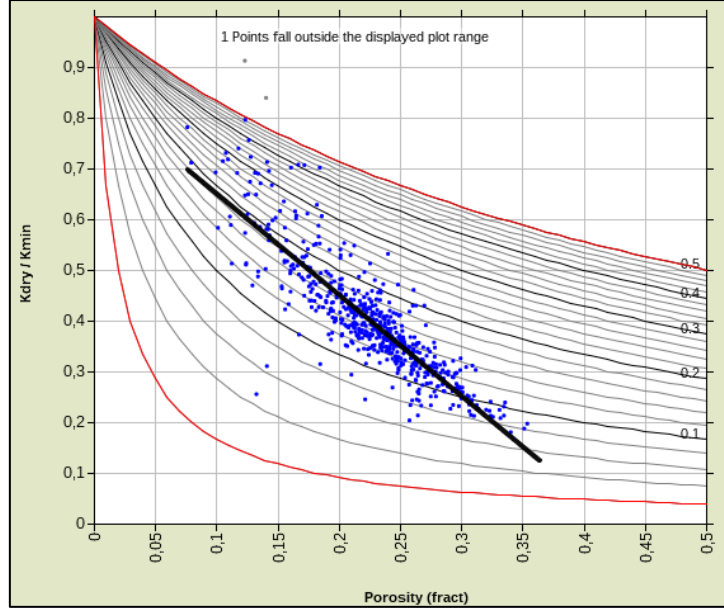


Figura 22: Ajuste dos dados dos perfis de poço para o ajuste do K_{dry} . O ajuste depende da tendência dos dados.

4. Mudança da densidade com a substituição do fluido:

$$\rho^{(2)} = \rho^{(1)} + \phi(\rho_{\text{fl}}^{(2)} - \rho_{\text{fl}}^{(1)}). \quad (4.21)$$

5. Mudança de $V_S^{(2)}$ com a substituição de fluido:

$$V_S^{(2)} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho^{(2)}}}; \quad (4.22)$$

6. Mudança de $V_P^{(2)}$ com a substituição de fluido (Downton *et al.*, 2005):

$$V_P^{(2)} = \sqrt{\frac{\rho^{(1)}}{\rho^{(1)}(\rho_{\text{fl}}^{(2)} - \rho_{\text{fl}}^{(1)})\phi} V_P^{(1)} + \beta^2 \frac{N_2 - N_1}{\rho^{(1)}(\rho_{\text{fl}}^{(2)} - \rho_{\text{fl}}^{(1)})\phi}};$$

no qual:

$$\beta = 1 - \frac{K_{\text{dry}}}{K_0}; \quad N_1 = \frac{1}{\frac{\phi}{K_{\text{fl}}^{(1)}} + \frac{\beta - \phi}{K_0}}; \quad N_2 = \frac{1}{\frac{\phi}{K_{\text{fl}}^{(2)}} + \frac{\beta - \phi}{K_0}}. \quad (4.23)$$

4.2.2 Parametrização das Equações de Gassmann

A aplicação da substituição de fluido através da equação de Gassmann requer os valores dos módulos minerais e dos fluidos bem como das densidades e a porosidade. Na aplicação da equação de Gassmann nos perfis de poço, uma análise petrofísica precisa da fração dos minerais (conteúdos de quartzo e de argila, por exemplo), porosidade (total ou efetiva) e saturações dos fluidos presentes é essencial para descrever corretamente e modelar possíveis cenários.

4.2.3 Parâmetros Minerais

Os valores para a densidade da matriz mineral (ρ_0) e do módulo *bulk* são geralmente baseados em valores tabelados obtidos em laboratório (Tabela 6). O que funciona bem para as propriedades efetivas quando se considera compostos monominerais. Duas fontes potenciais de problemas acontecem para as propriedades dos folhelhos e argilas secas (*shales* e *dry clay*), pois são compostos multiminerais e suas propriedades são muito variáveis. Se faz necessário então calcular essas propriedades a partir do dado de poço.

Densidades minerais efetivas são calculadas como a média aritmética dos constituintes minerais junto com a curva de volume mineralógico. Para calcular o módulo *bulk* mineral efetivo K_0 , o módulo dos constituintes minerais precisa ser combinado de acordo com os modelos de mistura de compostos minerais como por exemplo, usando os limites de Voigt-Reuss-Hill ou de Hashin-Strikman.

Tabela 6: Valore das propriedades elásticas para os minerais mais comuns na composição das rochas siliciclásticas (Vernik, 2016).

Tipo	K_0 (GPa)	μ_0 (GPa)	Rho(g/cm ³)	Vp(m/s)	Vs(m/s)
Quartzo	36,6	45	2,65	6.038	4.121
k-Feldspato	59,4	30,3	2,57	6.232	3.434
Folhelho*	12,18	3,32	2,3	2.687	1.201
Argila Seca	21,1	8,5	2,67	3.539	1.784
Ilita	33,5	15,6	2,67	4.51	2.417
Caulinita	12	6	2,44	2.863	1.568
Clorita	146,25	68,15	2,76	9.269	4.969
Esmectita	24,5	9,8	2,54	3.846	1.964

* Valores calculados utilizando os dados de poço na região do *overburden* do intervalo produtor RO300.

4.2.4 Parâmetros dos Fluidos

Se existe mais de um fluido presente no espaço poroso da rocha, as propriedades da mistura de fluidos precisam ser calculadas. A densidade dos fluidos para o caso de água e hidrocarboneto é dada pela equação:

$$\rho_{fl} = S_w \rho_w + (1 - S_w) \rho_h, \quad (4.24)$$

no qual S_w é a saturação de água, ρ_w densidade da água e ρ_h densidade do hidrocarboneto. E como mencionado anteriormente, o módulo *bulk* dos fluidos pode ser calculado pela equação de Wood (Eq. 4.14).

As propriedades dos fluidos, nas condições do reservatório podem ser estimadas através das equações de Batzle & Wang (1992), que descreve a dependência empírica da pressão, temperatura e composição da água, óleo e gás (Simm & Bacon, 2014). A importância da transformação de Batzle & Wang é devido ao fato que o módulo *bulk* é obtido considerando uma transformação adiabática, que é mais apropriada a propagação de ondas sísmicas (Avseth *et al.*, 2005).

4.2.5 Parametrização da Porosidade

A porosidade é um problema ao se considerar a presença de folhelhos pois de um ponto de vista prático, todo arenito possui uma quantidade de folhelhos. Folhelhos são uma mistura de argila, silte e água eletrostaticamente conectada. Devido à presença de folhelhos, é necessário decidir qual o tipo de porosidade será utilizado na substituição de

fluidos. A presença de folhelhos reduz a porosidade efetiva e aumenta a porosidade total. A escolha da porosidade implica no tipo de parametrização que deve ser utilizada, pois para os parâmetros efetivos deve se seguir com a curva de volume V_{sh} e de saturação efetiva S_{we} . Por consequência, os parâmetros totais utilizam o volume V_{cl} e saturação total S_{wt} .

Simm (2007) demonstrou que a substituição de água para gás utilizando a porosidade efetiva calculou valores muito baixos ou mesmo negativos para o K_{dry} normalizado, gerando assim um K_{sat} muito alto, e consequentemente produzindo um efeito de substituição de fluidos maior do que o esperado. Isso seria um problema comum na utilização da porosidade efetiva. A utilização da porosidade total (PHIT) costuma se ajustar melhor, produzindo erros menores. Por outro lado, Yan *et al.* (2013) argumentam que a utilização da porosidade efetiva resultaria em efeitos de saturação de fluidos mais confiáveis. Sendo assim, Simm (2007) propõe que independentemente do tipo de porosidade utilizada (PHIE ou PHIT), a modelagem deve ser feita de modo a se observar a ocorrência efeitos não realistas tendo em mente que não é possível saber exatamente se os resultados estão certos, mas apenas saber se não estão errados. Isso é possível já que o K_{dry} normalizado junto com os valores da porosidade (PHIE ou PHIT) são bons indicadores do comportamento da substituição de fluido.

4.3 Modelos de Física de Rocha para Arenitos e Folhelhos

Sabendo apenas a porosidade, a composição mineral e os módulos elásticos dos minerais constituintes somente é possível estimar os limites inferiores e superiores das velocidades. Mas se informações dos arranjos geométricos dos grãos e dos poros estão disponíveis, as propriedades sísmicas podem ser estimadas com mais precisão. Existem diversos modelos que consideram a microestrutura e a textura da rocha, o que a princípio permitiria utilizar as velocidades sísmicas para determinar o tipo de rocha e suas microestruturas presente. Essa técnica foi primeiramente apresentada por Dvorkin & Nur (1996) ajustando a curva de um modelo de meio efetivo a uma tendência presente nos dados, assumindo que as microestruturas dos sedimentos se ajustem ao modelo utilizado.

Avseth *et al.* (2005) propuseram uma abordagem que inicialmente se define as propriedades elásticas dos membros extremos para a porosidade: porosidade zero e porosidade crítica (porosidade na qual deixa de ser sedimento em suspensão e passa a ser rocha). Em seguida, os dados são interpolados entre os dois membros usando os limites de Hashin-Strikman. A partir disso, verificou-se que o limite superior é uma boa

representação para rochas com alto grau de cimentação (*Contact Cement model*) e o inferior descreve os efeitos da seleção dos grãos.

Como existem diversos modelos de física de rocha que podem ser adequados as rochas siliciclásticas, será descrito aqui apenas os modelos utilizados neste trabalho. Para uma descrição mais detalhadas de modelos de física de rocha são sugeridos os trabalhos de Avseth *et al.* (2005); Dvorkin *et al.*, (2016); Vernik, (2016).

4.3.1 Modelo Friável para Arenito

O modelo para arenito friável ou linha não consolidada descreve como a relação entre velocidade e porosidade se comporta quando a seleção dos grãos piora. A ideia nesse modelo é considerar um membro “bem selecionado (*well sorted*)” representado como um conjunto de grãos bem selecionado na qual as propriedades elásticas são determinadas pela elasticidade nos contatos dos grãos e com porosidade crítica ϕ_c em 40% (Figura 23). Então, pequenos grãos são adicionados no espaço poroso piorando a seleção, diminuindo a porosidade e aumentando a rigidez da rocha, tornando o membro “bem selecionado” em “mal selecionado (*poorly sorted*)” (Avseth *et al.*, 2005).

Os módulos elásticos (*dry moduli*) do membro “bem selecionado” na porosidade crítica são modelados considerando-os como um conjunto de esferas elásticas em uma pressão de confinamento. Esses módulos são descritos pela teoria de Hertz-Mindlin (Mindlin, 1949):

$$K_{HM} = \left[\frac{n^2(1 - \phi_c)^2 \mu^2}{18\pi^2(1 - \nu)^2} P \right]^{\frac{1}{3}}, \quad (4.25)$$

$$\mu_{HM} = \frac{5 - 4\nu}{5(2 - \nu)} \left[\frac{3n^2(1 - \phi_c)^2 \mu^2}{2\pi^2(1 - \nu)^2} P \right]^{\frac{1}{3}}, \quad (4.26)$$

$$\nu = \frac{3K - 2\mu}{2(3K + \mu)}, \quad (4.27)$$

e:

$$P = g \int_0^z (\rho - \rho_{fl}) dz, \quad (4.28)$$

no qual K_{HM} e μ_{HM} são, respectivamente, o módulo *bulk* da rocha seca e o módulo cisalhante na porosidade crítica, P é a pressão efetiva (i.e., a diferença entre a pressão do *overburden* e a pressão de poros), μ e ν são o modulo cisalhante e a razão de Poisson da fase solida e n é o número de contato ou coordenação (a média de contatos por grão). O

número de contato n é dependente da porosidade (Murphy, 1982) e essa relação pode ser descrita empiricamente por: $n = 20 - 34\phi + 14\phi^2$. Então, para $\phi = 0,4$, $n = 8,6$.

Na situação oposta, para a porosidade zero, o modelo assume tanto para o módulo *bulk* e quanto para o módulo cisalhante, os valores dos módulos do mineral constituinte. Os módulos dos arenitos mal selecionados com porosidade entre 0 e ϕ_C são interpolados entre o ponto mineral e o membro “bem selecionado” usando o limite inferior de Hashin-Strikman (Avseth *et al.*, 2005).

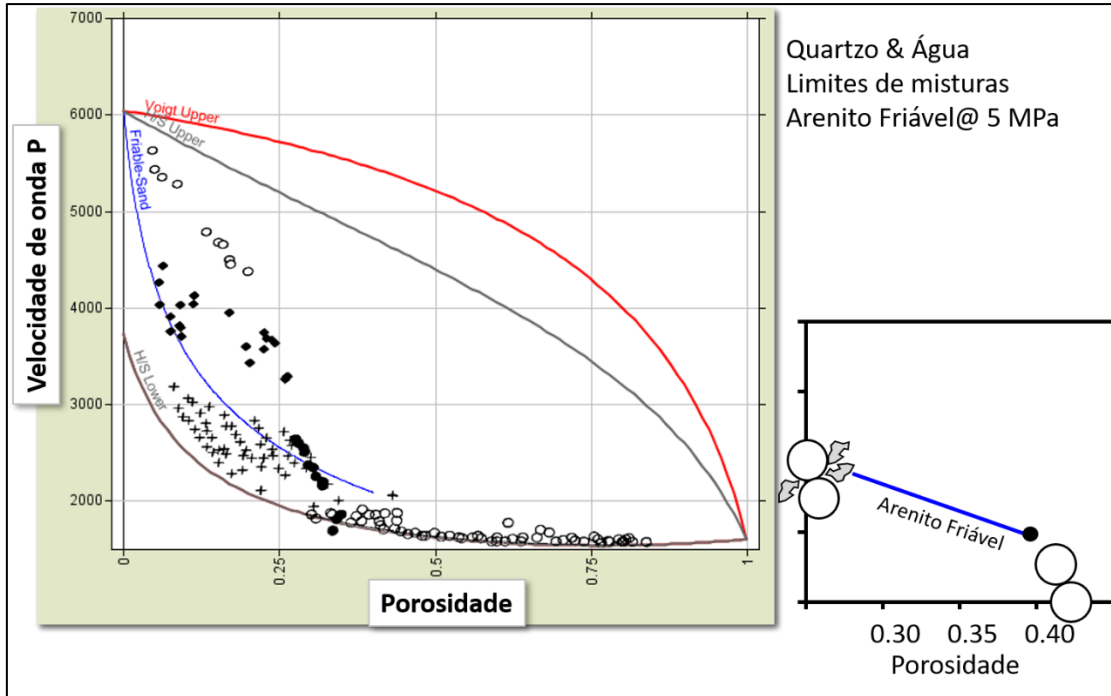


Figura 23: Modelo de Arenito Friável comparado com os limites de Voigt-Reuss e de Hashin-Strikman e uma representação esquemática representando a variação sedimentológica correspondente (Adaptado de Avseth *et al.*, 2005).

Na porosidade ϕ a concentração da fase sólida (adicionada de um pacote de grãos esféricos para diminuir a porosidade) na rocha é $1 - \phi/\phi_C$ e a do pacote original de grãos esféricos é ϕ/ϕ_C . Então, os módulos *bulk* (K_{dry}) e cisalhante (μ_{dry}) da mistura de areias friáveis são:

$$K_{dry} = \left[\frac{\phi/\phi_C}{K_{HM} + \frac{4\mu_{HM}}{3}} + \frac{1 - \phi/\phi_C}{K + \frac{4\mu_{HM}}{3}} \right]^{-1} - \frac{4\mu_{HM}}{3}, \quad (4.29)$$

$$\mu_{dry} = \left[\frac{\phi/\phi_C}{\mu_{HM} + z} + \frac{1 - \phi/\phi_C}{\mu + z} \right]^{-1} - z, \quad (4.30)$$

e:

$$z = \frac{\mu_{HM}}{6} \left(\frac{9K_{HM} + 8\mu_{HM}}{K_{HM} + 2\mu_{HM}} \right). \quad (4.31)$$

Dessa forma os módulos elásticos da rocha saturada, K_{sat} e μ_{sat} , podem ser calculados pela equação de Gassmann.

4.3.2 Modelo Friável para Folhelhos

O Modelo Friável também pode ser aplicado em folhelhos. Em geral, folhelhos são uma mistura de partículas de argila e silte, na qual os grãos de silte estão em suspensão na matriz da argila, e normalmente não são cimentados. Mineralogicamente, os folhelhos geralmente são compostos com metade de minerais argilosos, enquanto a outra metade é essencialmente quartzo mais uma pequena parte com feldspato e calcita (Avseth *et al.*, 2005). Portanto, folhelhos com um conteúdo constante de argila podem ser modelados usando uma linha não consolidada. A linha de “argila constante” para os folhelhos pode ajudar a identificar diferentes tipos de folhelhos em relação a razão areia-argila ou conteúdo de silte.

Utilizando as equações

$$K_{HM} = \left[\frac{n^2(1 - \phi_C)^2 \mu^2}{18\pi^2(1 - \nu)^2} P \right]^{\frac{1}{3}}, \quad (4.32)$$

$$\mu_{dry} = \left[\frac{\phi/\phi_C}{\mu_{HM} + z} + \frac{1 - \phi/\phi_C}{\mu + z} \right]^{-1} - z, \quad (4.33)$$

e:

$$\rho = \phi\rho_{fl} + (1 - \phi)\rho_0, \quad (4.34)$$

obtemos K_{dry} e μ_{dry} para os folhelhos e com a equação de Gassmann calcula-se os valores dos módulos elásticos para saturação com água. A porosidade crítica é em torno de 60-70% para os folhelhos devido à porosidade interna das partículas de argila (água conectada internamente) Avseth *et al.*, (2005). Outra questão a se considerar são os módulos minerais para as argilas, uma vez que são muito variáveis e dependem muito da proporção dos minerais constituintes (Tabela 6).

Esse modelo assume que os grãos de silte estão suspensos na matriz da argila mesmo para os membros com porosidade zero (se o folhelho tiver alto teor de silte, será necessário calcular o modulo mineral efetivo). Isso resulta em um modulo mineral efetivo *soft* e pode ser estimado através da média de Reuss:

$$\frac{1}{K_{mix}} = \frac{1 - C}{K_{qz}} + \frac{C}{K_{clay}}, \quad (4.35)$$

e:

$$\frac{1}{\mu_{\text{mix}}} = \frac{1 - C}{\mu_{\text{qz}}} + \frac{C}{\mu_{\text{clay}}}, \quad (4.36)$$

no qual C é a fração de argila (*clay content*) na fase sólida. A fração de silte é considerada composta de 100% quartzo.

4.3.3 Modelo de Cimento nos Contatos (*Contact – cement model*).

Durante o soterramento as areias são cimentadas, o que pode ocorrer através de vários processos, e tornam-se arenitos. O cimento pode ser quartzo, calcita ou outros minerais. A cimentação é um dos principais efeitos de enrijecimento da rocha (*stiffening*), fazendo com que os grãos em contato sejam “colados” uns aos outros (Avseth *et al.*, 2005). O modelo de cimento – contato assume que a porosidade é reduzida a partir da formação uniforme de camadas de cimento na superfície dos grãos. Dessa forma, o cimento em contato aumenta drasticamente a rigidez (*stiffness*) da rocha reforçando o contato entre os grãos. O efeito inicial da cimentação é causar um grande aumento na velocidade. Esse efeito tem um pequeno impacto na porosidade que apresenta uma pequena diminuição, conforme pode ser visto na Figura 24. Esse modelo é baseado na solução do problema de contato desenvolvido por Dvorkin *et al.* (1994).

Os módulos *bulk* efetivo (K_{dry}) e cisalhante (μ_{dry}) da rocha seca do modelo de cimento - contato são, respectivamente, descritos pelas equações:

$$K_{\text{dry}} = \frac{n(1 - \phi_c)M_c S_n}{6}, \quad (4.37)$$

e:

$$\mu_{\text{dry}} = \frac{3K_{\text{dry}}}{5} + \frac{3n(1 - \phi_c)\mu_c S_\tau}{20}. \quad (4.38)$$

no qual ϕ_c é a porosidade crítica; $M_c = K_c + 4/3\mu_c$ é o módulo compressional do cimento; K_c e μ_c são, respectivamente, os módulos *bulk* e cisalhante do cimento; K_s e μ_s são, respectivamente, os módulos *bulk* e cisalhante do material na qual o grão é composto e n é o número de contato ou coordenada definido como a média do número de contatos por grão.

A definição das variáveis S_n e S_τ , está acima do propósito deste projeto. Isto pode ser encontrado no trabalho de Dvorkin & Nur (1996), que fornece explicações detalhadas sobre essas variáveis. Os módulos elásticos saturados, K_{sat} e μ_{sat} , podem ser calculados pela equação de Gassmann. Já as densidades podem ser obtidas através da Eq. 4.34. O

modelo de cimento – contato representa o estágio inicial do *trend* diagenético, sendo aplicável a arenitos cimentados de alta porosidade.

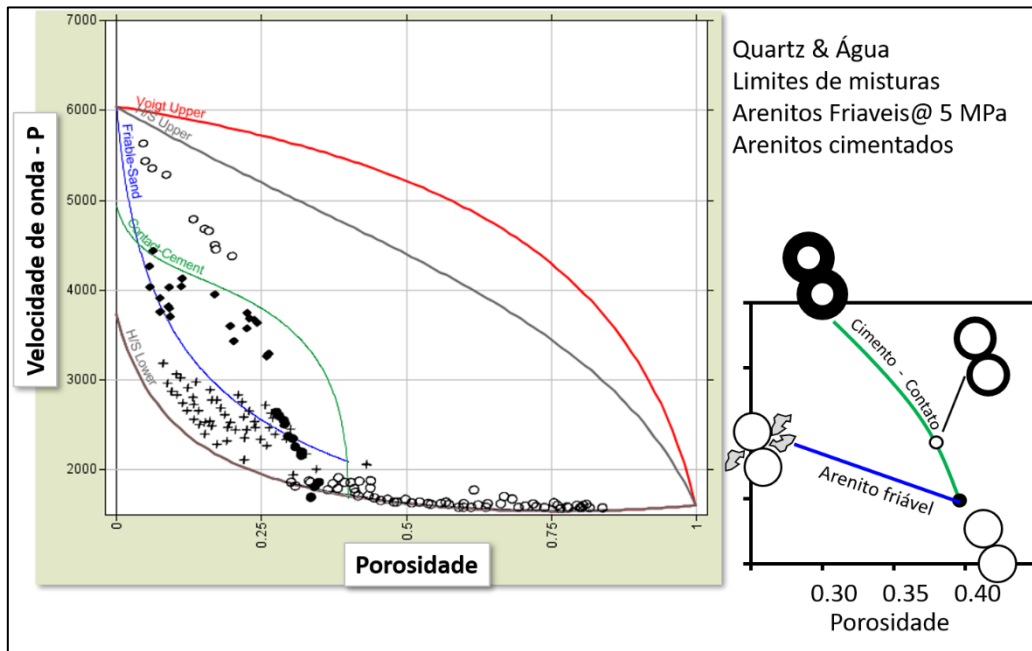


Figura 24: Modelo cimento - contato (em verde) comparado com o modelo de arenito friável tendo os limites de Voigt-Reuss e de Hashin-Strikman ao fundo e a interpretação física da transformação diagenética correspondente (Adaptado de Avseth *et al.*, 2005).

4.3.4 Modelo de Cimento Constante

O modelo de cimento constante (Avseth *et al.*, 2000) assume que os arenitos de diferentes graus de seleção possuem a mesma quantidade de cimento nos contatos. A redução da porosidade é dada apenas pelo material que não está em contato com os grãos, preenchendo o espaço poroso (deterioração da seleção). Esse modelo é uma combinação do modelo de cimento - contato, onde a porosidade é reduzida a partir de um valor inicial para uma porosidade ϕ_b devido a formação do cimento, com o modelo de arenitos friáveis, onde a porosidade é reduzida a partir do valor ϕ_b devido a deposição de grãos no espaço poroso (Figura 25). Em uma situação real, esse é o cenário mais provável para um determinado intervalo, uma vez que a cimentação está frequentemente relacionada à profundidade e a seleção à variação lateral no fluxo de energia durante a sedimentação (Avseth *et al.*, 2005).

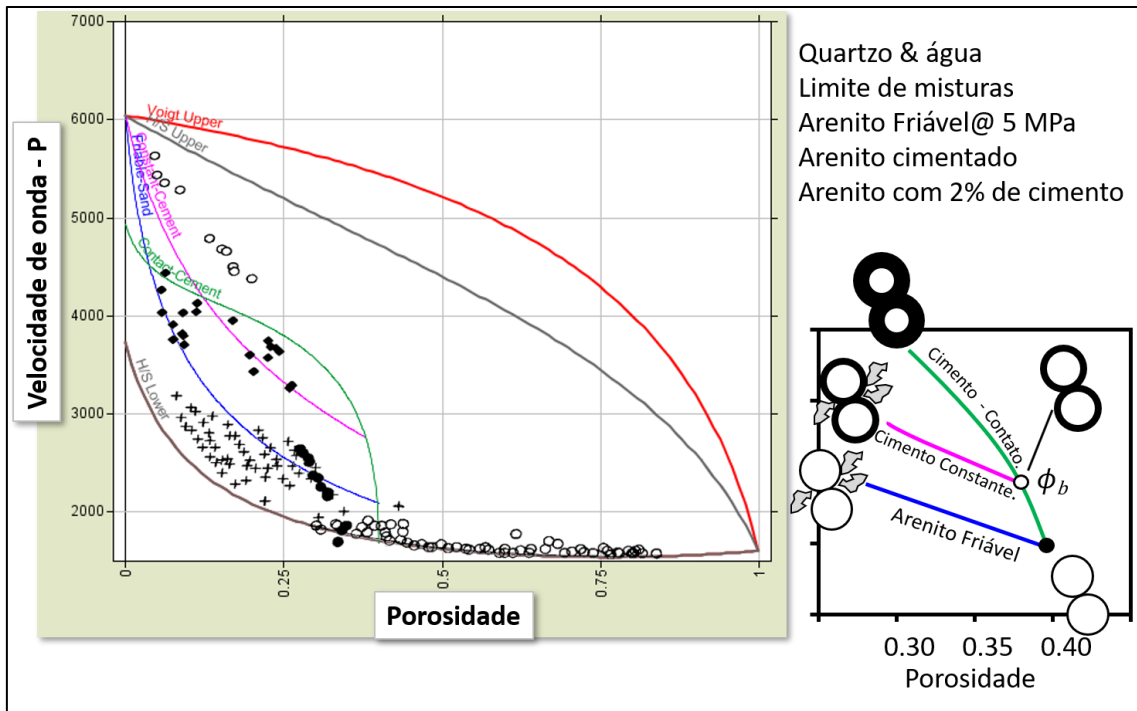


Figura 25: Modelo cimento - constante (rosa) comparado com o modelo cimento em contato e o modelo arenito friável, tendo os limites de Voigt-Reuss e de Hashin-Strikman ao fundo e a representação esquemática dos três modelos de meios efetivos para arenitos de alta porosidade com a interpretação física da transformação digenética correspondente (Adaptado de Avseth *et al.*, 2005).

Os módulos *bulk* e cisalhante para a rocha seca na porosidade ϕ_b , (K_b e μ_b , respectivamente) são calculados a partir do modelo cimento em contato. Os módulos *bulk* e cisalhante para a rocha seca (K_{dry} e μ_{dry}) para porosidades menores são calculados através das equações:

$$K_{dry} = \left[\frac{\phi/\phi_b}{K_b + (4/3)\mu_b} + \frac{1 - \phi/\phi_b}{K + (4/3)\mu_b} \right]^{-1} - \frac{4}{3} \mu_b, \quad (4.39)$$

$$\mu_{dry} = \left[\frac{\phi/\phi_b}{\mu_b - z} + \frac{1 - \phi/\phi_b}{\mu - z} \right]^{-1} - z, \quad (4.40)$$

e:

$$z = \frac{\mu_b}{6} \left(\frac{9K_b + 8\mu_b}{K_b + 2\mu_b} \right). \quad (4.41)$$

Os efeitos dos fluidos podem ser contabilizados através da equação de Gassmann e as densidades podem ser obtidas através da Eq. 4.34.

4.3.5 Modelo de Cimento Irregular (*Patchy Cement Model*)

O modelo de cimento irregular estima a sensibilidade ao estresse em arenitos pouco a moderadamente consolidados através dos limites de Hashin-Shtrikman e a teoria de contato de Hertz – Mindlin (Mindlin, 1949).

Avseth e Skjei (2011) propuseram uma abordagem heurística para quantificar a sensibilidade ao estresse em arenitos cimentados a partir de perfis de poço. É assumido que as areias dispersas do corpo dos arenitos têm a sensibilidade ao estresse descrita pela teoria de Hertz – Mindlin (Mindlin 1949), e arenitos bem cimentados, onde todos os grãos em contato estão cimentados, não são sensíveis à pressão.

Essa modelagem aplica os limites de Hashin – Shtrikman (superior ou intermediário, o que vai depender da cimentação) para misturar um conjunto de arenitos de vários graus de cimentação com areias não consolidadas para definir o membro de alta porosidade de cimentação irregular. Em seguida, o limite inferior é usado para modelar a seleção entre os arenitos de alta porosidade até o ponto mineral, podendo quantificar qualquer combinação de resultados para o volume de cimento e porosidade (Avseth *et al.*, 2016).

4.3.5.1 Modelagem para Arenitos Cimentados de Forma Irregular.

A microestrutura de arenitos cimentados de forma irregular pode ser representada como um meio efetivo que compreende uma mistura binária de arenitos cimentados (onde todos os grãos em contato estão cimentados) e arenitos não consolidados.

Os limites de Hashin – Shtrikman são utilizados nesse modelo porque representam a faixa mais estreita possível de valores para os módulos elásticos de uma mistura isotrópica, quando a geometria dos constituintes não é especificada (Mavko *et al.*, 2009). Dessa forma é utilizado para modelar um membro com alta porosidade efetiva, que representa um conjunto de grãos de areias consolidadas e não consolidadas. Os módulos efetivos da rocha seca para o conjunto de alta porosidade com cimentação irregular são descritos assumindo ser um conjunto isotrópico extremamente rígido, segundo o modelo de Hashin – Shtrikman no qual são dados através das equações:

$$K_{\text{patchy}} = K_{\text{cem}} + \frac{(1 - f)}{(K_{\text{unc}} - K_{\text{cem}})^{-1} + f \left(K_{\text{cem}} + \frac{4}{3} \mu_{\text{cem}} \right)^{-1}}, \quad (4.42)$$

e:

$$\mu_{\text{patchy}} = \mu_{\text{cem}} + \frac{(1-f)}{(\mu_{\text{unc}} - \mu_{\text{cem}})^{-1} + 2f \left[\frac{K_{\text{cem}} + 2\mu_{\text{cem}}}{5\mu_{\text{cem}} \left(K_{\text{cem}} + \frac{4}{3}\mu_{\text{cem}} \right)} \right]}}, \quad (4.43)$$

no qual K_{cem} e K_{unc} são os módulos *bulk* da rocha seca para rochas cimentadas e não cimentadas, respectivamente; μ_{cem} e μ_{unc} são os módulos cisalhantes da rocha seca para rochas cimentadas e não cimentadas; f é a fração do volume de rocha cimentada.

O próximo passo consiste em interpolar o grupo de alta porosidade efetiva, descritos pelas Eqs. 4.42 e 4.43, até a porosidade zero (ponto mineral) usando o limite inferior modificado de Hashin – Shtrikman para contabilizar a variação da porosidade associada com a seleção dos grãos (Avseth *et al.*, 2016).

O *trend* resultante para ambos os grupos isotrópicos, *soft* e *stiff* podem ser vistos na Figura 26. Esses *trends* são similares aos vistos no modelo cimento constante (Avseth *et al.*, 2005), mas agora considerando a sensibilidade a pressão. No caso *stiff*, considera-se 10% de volume de cimento no conjunto cimentado, o que faz a projeção do modelo cimento em contato ser quase paralela ao *trend* de seleção, refletindo que a micro porosidade sensível à tensão entre os contatos dos grãos está preenchida, e o cimento começa a preencher a macro porosidade (Avseth *et al.*, 2016). O limite *soft* está parametrizado para 10MPa de pressão efetiva e 0% de volume de cimento.

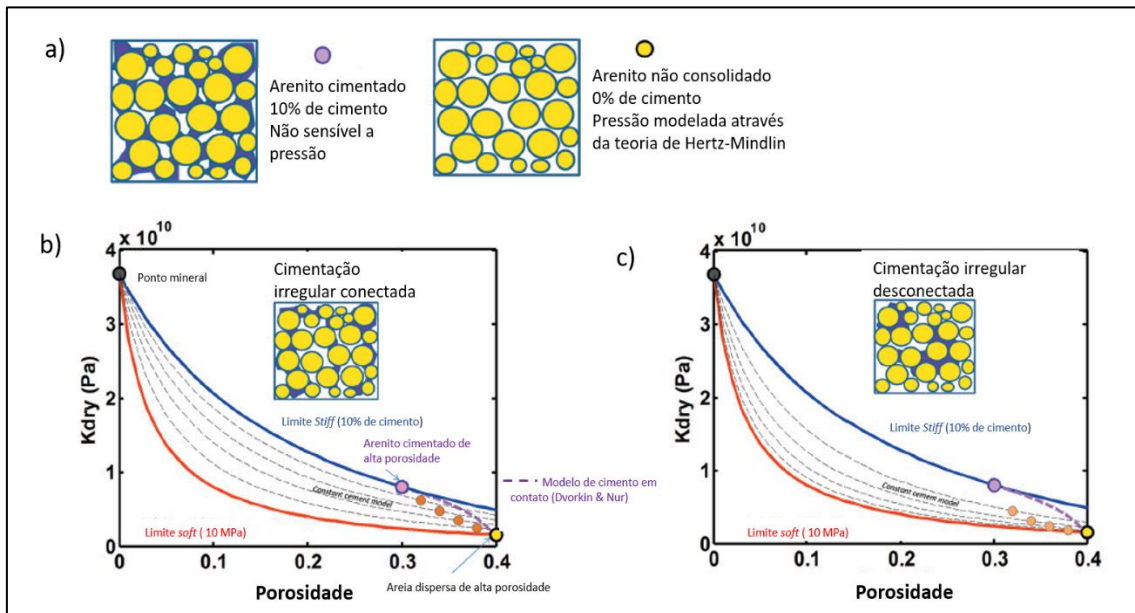


Figura 26: Modelagem física de rocha de arenitos cimentados de forma irregular para frações de volume de cimento $f = 0 - 1$. O modelo considera a pressão efetiva de 10MPa assumindo cimentação irregular conectada em b) e desconectada em c). Adaptado de Avseth *et al.* (2016).

4.3.5.2 Modelagem Sensível à Pressão em Arenitos Cimentados de Forma Irregular.

A sensibilidade à pressão pode ser modelada variando a pressão na teoria de Hertz – Mindlin para o conjunto não consolidado nas Eqs. 42 e 43. O conceito pode ser melhor compreendido com o auxílio da Figura 27. O modelo de Hashin – Shtrikman assume um material composto em duas fases em formato de esfera, onde o núcleo e a concha externa são um conjunto granular isotrópico. Assumindo que o grupo *stiff* (arenitos cimentados) constitui a concha externa, não haverá sensibilidade ao estresse na concha e toda a sensibilidade será contabilizada pelo núcleo. Analisando a situação inversa, assumindo que o grupo *soft* (arenitos não consolidados) constitui a concha, não haverá sensibilidade ao estresse no núcleo e toda a sensibilidade estará localizada na concha externa. A sensibilidade ao estresse dada pelo conjunto *soft* e isotrópico (limite inferior de Hashin – Shtrikman) é bem maior para valores de pressão efetiva baixa ($< 5\text{MPa}$) do que a sensibilidade a pressão dada pela teoria de Hertz – Mindlin (Avseth *et al.*, 2016).

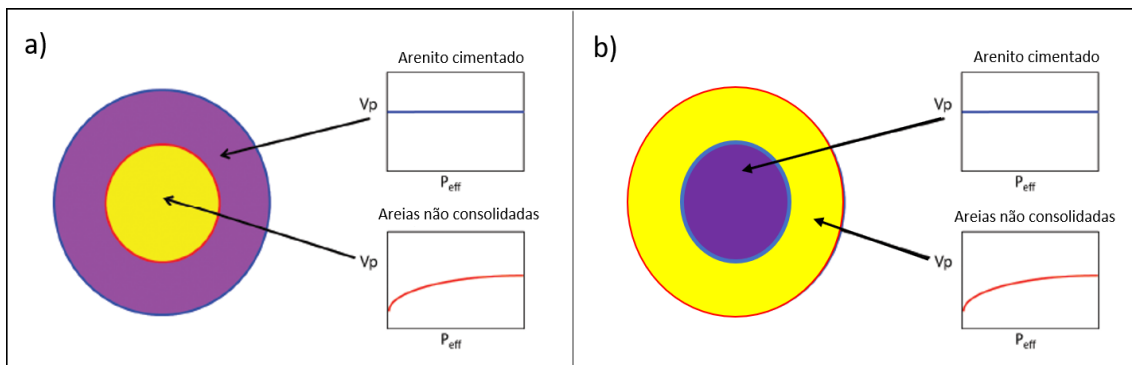


Figura 27: Em a) temos a representação esquemática do modelo de Hashin – Shtrikman onde o arenito cimentado (*stiff*) representa a concha externa ao redor de um núcleo de areia não consolidada (*soft*) onde a concha é insensível a pressão e o núcleo é sensível a pressão. Em b) temos a representa inversa onde a areia não consolidada está na concha e o arenito consolidado insensível a pressão compõe o núcleo (Adaptado de Avseth *et al.*, 2016).

Para essa modelagem, Avseth *et al.* (2016) assumem que a teoria de meios efetivos elásticos é linear para determinar os módulos de onda. Os autores consideraram como uma aproximação razoável para desacoplar o campo de tensões estático da pequena perturbação na tensão devido passagem da onda sísmica. As velocidades são determinadas pelos módulos elásticos dinâmicos que são tangentes à curva tensão – deformação em torno do valor da tensão de interesse. A complicação devido a não linearidade aparece quando se tenta determinar a distribuição espacial da tensão e da

rigidez (*stiffness*). Utilizando o limite superior de Hashin – Shtrikman com um meio de agrupar areias *stiff* e *soft* a pressão efetiva aplicada ao conjunto, $P_{\text{eff}-0}$, é muito maior do que o estresse efetivo no núcleo esférico, $P_{\text{eff}-1}$:

$$\frac{P_{\text{eff}-1}}{P_{\text{eff}-0}} = \frac{1}{1 + (1 - f) \left(\frac{1}{K_{\text{unc}}} - \frac{1}{K_{\text{cem}}} \right) \left(\frac{1}{K_{\text{patchy}}} - \frac{1}{K_{\text{cem}}} \right)^{-1}}. \quad (4.44)$$

Quando aplicado o modelo Hertz - Mindlin para determinar o grau de rigidez de areias *soft*, deve se usar o menor valor possível do estresse. Em contraste o limite inferior de Hashin – Shtrikman colocaria uma concha de areia *soft* ao redor de uma esfera de areias *stiff*. Nesse caso, a tensão para a areia *soft* é anisotrópica e varia com o raio. Isto significa que a rigidez (*stiffness*) é anisotrópica e é variável com o raio, resultando em um acoplamento de difícil solução. Dessa forma, a utilização da análise linearizada se torna bem mais adequada dada as incertezas na distribuição espacial do cimento.

Sendo assim, os limites *soft* e *stiff* determinam a sensibilidade a tensão para arenitos cimentados de forma irregular, onde os dados localizados em/ou abaixo do limite *soft* tem a sensibilidade a tensão, segunda a teoria de contato de Hertz – Mindlin e os dados em/ou acima do limite *stiff* não são sensíveis a tensão. Os dados localizados entre os limites têm a sensibilidade a tensão, segundo uma função linear de peso e qualquer incerteza na localização dos dois limites afetará a estimativa da sensibilidade as tensões.

4.3.6 Modelo de Diagênese Siliciclástica para Arenitos (Vernik & Kachanov, 2010)

Vernik & Kachanov (2010) desenvolveram um modelo baseado em conceitos de micromecânica de sólidos capaz de descrever as contribuições de parâmetros microestruturais (poros e fissuras) para calcular os módulos elásticos efetivos considerando um regime de pressão e tensões conhecidos. É possível descrever as propriedades elásticas de arenitos e folhelhos a partir de suas composições e microestruturas como resultados de complexos processos sedimentológicos e diagenéticos aos quais essas rochas foram submetidas desde sua formação.

A modelagem é dividida em partes e é distintamente diferente para as litologias e faixas de porosidade considerada. Para porosidades variando de zero até o limite de consolidação ϕ_{con} , (a porosidade de consolidação, ϕ_{con} pode variar de 0,22 a 0,30 dependendo da seleção dos grãos e regime de tensão) a rocha é descrita micro

estruturalmente como um material contínuo, contendo poros isolados e fissuras intergranulares entre os grãos cimentados (regime consolidado).

Para porosidades mais altas, $\phi_{\text{con}} \approx 0,22 - 0,30$ até a porosidade crítica $\phi_c \approx 0,30 - 0,42$, a cimentação intergranular é insignificante e a rocha é tratada como um material granular (regime não-consolidado), ao invés de um sólido coeso contendo poros e fissuras. A micromecânica dos módulos elásticos é baseada na diagênese mecânica, na qual a evolução dos contatos dos grãos como resultado de ajustes mecânicos e as condições iniciais de pressão são os principais fatores de influência (Vernik, 1998). E, por fim, tem-se o caso dos folhelhos, no qual as relações expressam a velocidade em função da porosidade e do teor de argila V_{cl} .

4.3.6.1 Modelo de Diagênese Siliciclástica para Arenitos Consolidados.

Arenitos consolidados são modelados como um material elástico contínuo contendo poros e fissuras de diversas formas. Essa modelagem é baseada em conceitos micromecânicos onde os módulos elásticos são calculados em termo da porosidade, forma dos poros (*pore shape fator* - adimensional) e densidade de fissuras. Para um material contendo uma mistura de poros esféricos e fissuras planas, os módulos elásticos K_{dry} e μ_{dry} podem ser calculados pelas seguintes equações:

$$K_{\text{dry}} = K_0 [1 + p\phi + A(v_m)\eta]^{-1}, \quad (4.45)$$

e:

$$\mu_{\text{dry}} = \mu_0 [1 + q\phi + B(v_m)\eta]^{-1}, \quad (4.46)$$

no qual para arenitos com $v_m = 0,146$ (razão de Poisson da matriz), os coeficientes da matriz $A(v_m)$ e $B(v_m)$ são adimensionais e assumem, respectivamente, os valores 2,46 e 1,59; $K_0 = 35,6$ GPa; $\mu_0 = 33,0$ GPa (Vernik, 1998). Uma vez que não há necessidade de contabilizar a variação do conteúdo de argila para os arenitos, essas propriedades para a matriz podem ser aplicadas para qualquer arenito.

Através da equação anterior é introduzido o conceito de densidade de fissura considerando fissuras circulares (Bristow, 1960):

$$\eta = \frac{1}{V} \sum a^{(k)3}, \quad (4.46)$$

no qual $a^{(k)}$ é o raio da k -ésima fissura e V é o volume. Devido à dificuldade de identificar valores de η definidos para fissuras circulares aplicadas em formas de fissuras realistas, então é assumido que as fissuras são planas, mas podem ser irregulares no próprio plano.

Essa consideração leva à introdução de outro conceito, o fator da forma dos poros (*pore shape fator*) p e q que são grandezas adimensionais que refletem a forma geométrica dos poros. Esses dois conceitos não podem ser derivados de forma analítica e são definidos empiricamente.

A forma dos poros observadas em arenitos depende da redução da porosidade induzida pela cimentação de quartzo, na qual a diagênese atua como fator de relevância na forma dos poros. Essa dependência pode ser aproximada pela expressão empírica para porosidades até a ϕ_{con} :

$$p \cong q = 3,6 + b\phi, \quad (4.47)$$

no qual a inclinação b pode variar de 8 a 12 mantendo uma média em torno de 10. Como descrito pela equação (32), p e q tem valores parecidos, portanto, a forma dos poros afeta K_{dry} e μ_{dry} de maneira similar (Vernik & Kachanov, 2010).

Outro fator a ser definido de forma empírica é a densidade de fraturas, η , que é uma função decrescente da tensão efetiva σ , pois as fraturas se fecham devido ao aumento de compressão quando a tensão crítica é alcançada. Essa condição de fechamento das fissuras é fortemente dependente da geometria dos poros e da razão de aspecto (*aspect ratio*).

Utilizando o modelo de sensibilidade a tensões (Vernik *et al.*, 2009), que descreve a densidade de fissura dependente da tensão em uma faixa que varia de zero a 50 MPa:

$$\eta(\sigma) = \eta_0 \exp(-d\sigma), \quad (4.48)$$

$$\eta_0 = 0,3 + 1,6\phi, \quad (4.49)$$

e:

$$d = 0,02 + 0,003\sigma, \quad (4.50)$$

na qual η_0 é a densidade de fissura para tensão zero e d é o coeficiente de compactação. Considerando o módulo de onda P , $M = K + (4/3)\mu$, ao invés do modulo *bulk*, K , reescrevemos os módulos elásticos:

$$M_{dry} = M_0 \{1 + p\phi + 1,94\eta_0 \exp[-d\sigma]\}^{-1}, \quad (4.51)$$

e:

$$\mu_{dry} = \mu_0 \{1 + q\phi + 1,59\eta_0 \exp[-d\sigma]\}^{-1}, \quad (4.52)$$

no qual o coeficiente da matriz para a densidade de fissuras do módulo de onda P é 1,94 km/s para os arenitos.

Dessa forma obtemos funções lineares da densidade de fissura e porosidade, onde assumimos que as interações entre poros e fissuras são negligenciadas. Por outro lado, a

presença de poros aumenta os efeitos de interação, aumentando a tensão média na matriz. O método de Mori-Tanaka (Mori & Tanaka, 1973) é uma técnica mais simples para contabilizar esse fator e o aplicar a uma mistura arbitrária de poros e fissuras. Rearranjando os módulos elásticos dentro do método de Mori-Tanaka, obtém-se os módulos elásticos dependentes da forma dos poros, da densidade de fissuras e da tensão efetiva:

$$M_{\text{dry}} = M_0 \left[1 + p \frac{\phi}{1 - \phi} + 1,94 \frac{\eta_0 \exp[-d\sigma]}{1 - \phi} \right]^{-1}, \quad (4.53)$$

e:

$$\mu_{\text{dry}} = \mu_0 \left[1 + q \frac{\phi}{1 - \phi} + 1,59 \frac{\eta_0 \exp[-d\sigma]}{1 - \phi} \right]^{-1}. \quad (4.54)$$

O modelo expresso por essas equações pode ser referido pelo modelo de arenito consolidado. Em termos das constantes efetivas, as velocidades podem ser escritas através das fórmulas usuais:

$$V_{p_{\text{dry}}} = \left(\frac{M_{\text{dry}}}{\rho_{\text{dry}}} \right)^{1/2}, \quad (4.55)$$

e:

$$V_{s_{\text{dry}}} = (\mu_{\text{dry}}/\rho_{\text{dry}})^{1/2}. \quad (4.56)$$

4.6.2 Modelo de Diagênese Siliciclástica para Arenitos Não Consolidados

Para areias não consolidadas, $\phi_{\text{con}} < \phi < \phi_{\text{C}}$, temos uma transição gradual de um meio contínuo com poros e fissuras isoladas para um material granular, onde a elasticidade efetiva é controlada pelos micro contatos entre os grãos ao invés da geometria dos poros.

As propriedades elásticas efetivas desses tipos de arenitos são frequentemente modeladas pela teoria de Hertz-Mindlin (Avseth *et al.*, 2005). Mas esse modelo é limitado em descrever os resultados experimentais. É necessário introduzir parâmetros difíceis de definir, como o deslizamento entre os grãos e a razão entre os raios dos grãos em contato (Bachrack *et al.*, 2008). Vernik e Kachanov (2010) propuseram uma abordagem semiempírica utilizando amostras de testemunhos e perfis de poço para conectar as porosidades ϕ_{con} e ϕ_{C} , produzindo um bom ajuste tanto para M_{dry} quanto para μ_{dry} como funções da porosidade:

$$M_{\text{dry}} = M_{\text{con}} \left(1 - \frac{\phi - \phi_{\text{con}}}{\phi_{\text{C}} - \phi_{\text{con}}} \right)^n, \quad (4.57)$$

e:

$$\mu_{\text{dry}} = \mu_{\text{con}} \left(1 - \frac{\phi - \phi_{\text{con}}}{\phi_{\text{C}} - \phi_{\text{con}}} \right)^m, \quad (4.58)$$

no qual a transição contínua para o regime consolidado, os valores de M_{con} e de μ_{dry} são estimados pelas Eqs. 4.38 e 4.39 com $\phi_{\text{con}} = \phi$, em que n e m são expoentes empíricos assumindo os valores, 2,00 e 2,05, respectivamente, que ajustam as equações à natural ocorrência da diagênese das areias dominadas pela compactação.

Introduzindo a teoria de Mori-Tanaka para auxiliar na modelagem da porosidade e nos efeitos da variação da tensão nas velocidades, as Eqs. 4.38 e 4.39 podem ser reescritas em função da porosidade e da forma dos poros:

$$M_{\text{dry}} = M_0 \left(1 + p \frac{\phi}{1-\phi} \right)^{-1}, \quad (4.59)$$

e:

$$\mu_{\text{dry}} = \mu_0 \left(1 + q \frac{\phi}{1-\phi} \right)^{-1}, \quad (4.60)$$

sendo denominadas como modelo de arenito mal consolidado.

4.6.3 Modelo de Diagênese Siliciclástica para Folhelhos

Caracterizar e modelar as rochas não reservatório é de suma importância. Algumas dificuldades se impõem nessa tarefa, devido a vários fatores como a anisotropia da matriz dos minerais argilosos e a não linearidade da relação entre as velocidades versus porosidade na faixa de 0 a 0,40 (Vernik *et al.*, 2010).

A solução proposta por Vernik & Kachanov (2010) é uma relação empírica baseada na anisotropia dos folhelhos e em parâmetros mensuráveis como porosidade e conteúdo de argila, o que a princípio não seria influenciada por peculiaridades geográficas e teria aplicação para qualquer folhelho saturado com água. Tal modelo se baseia na constante elástica anisotrópica, que governa a velocidade de onda P na direção normal:

$$c_{33} = c_{33m} (1 - \phi)^k, \quad (4.61)$$

com a matriz de silte e argila tem-se:

$$c_{33m} = \left(\frac{v_{\text{clay}}}{c_{33\text{clay}}} + \frac{1 - v_{\text{clay}}}{M_{\text{qtz}}} \right)^{-1}, \quad (4.62)$$

no qual c_{33m} e $c_{33\text{clay}}$ são, respectivamente, as constantes anisotrópicas da matriz e da argila, v_{clay} é o volume de argila seca na matriz, M_{qtz} é o módulo de onda P do

remanescente mineral (na maior parte quartzo, feldspato e carbonatos) e k é o fator pseudo-forma (*pseudoshape*) relacionado ao conteúdo de argila com $k = 5.2 - 1,3v_{cl}$. Essas condições garantem que a velocidade V_p na direção normal converge para a velocidade da lama para porosidades em torno de 0,40, combinando com os dados experimentais e de perfis de poço. Dessa forma a velocidade normal pode ser calculada pela seguinte relação:

$$V_p(0^\circ) = \sqrt{\frac{c_{33}}{\rho_m(1 - \phi) + \rho_w\phi}}, \quad (4.63)$$

no qual ρ_m e ρ_w são, respectivamente, as densidades da matriz do folhelho e da água. Para contabilizar a gradual transformação esmectita/ilita é considerado que a densidade da matriz varia exponencialmente com a compactação:

$$\rho_m = 2,76 + 0.001\{(\rho - 2) - 230\exp[-4(\rho - 2)]\}, \quad (4.64)$$

na qual assume o valor médio de 2,73g/cm³ para porosidades abaixo de 0,25 para folhelhos em geral, independente do conteúdo de argila.

Consistente com a natureza semi-empírica dessa análise, a velocidade de onda S pode ser calculada pela equação (Vernik *et al.*, 2002):

$$V_s = (a.V_p^4 + b.V_p^2 - c)^{0.5}, \quad (4.65)$$

na qual V_p (km/s) é a velocidade de onda P na direção normal, $a = 0,00284$, $b = 0,287$ e $c = 0,79$. Essa equação descreve o decaimento não-linear para V_s em folhelhos onde a porosidade se aproxima de 0,40, que é consistente com dados experimentais em folhelhos *soft*. Os coeficientes para V_s foram calibrados usando folhelhos com $V_{cl} = 0,4 - 0,7$ e com mineralogia predominante de ilita/esmectita/clorita e as propriedades elásticas da matriz na direção normal medido nos dados experimentais para argilas, $c_{33clay} = 33,4$ GPa.

5 Análise de AVO

As técnicas de análise da variação das amplitudes com o *offset* (AVO) ou com o ângulo de incidência (AVA) que conecta a interpretação sísmica e a física de rochas remontam ao trabalho pioneiro de Ostrander (1984). A ideia de que as propriedades físicas das rochas não somente definem o comportamento de AVO, mas o conecta com as propriedades de reservatório para uma interpretação sísmica quantitativa, transformou a análise de AVO em uma técnica muito utilizada na indústria, sendo um importante atributo indicador de hidrocarbonetos (DHI). Porém, é uma técnica que possui ambiguidades, podendo levar a uma interpretação errada devido a questões relacionadas ao imageamento e à resolução sísmica e à não-unicidade dos efeitos de saturação de hidrocarbonetos nas rochas reservatórios. No entanto, a análise e interpretação de AVO podem melhorar significativamente a avaliação sísmica do reservatório e a estimativa de fluidos, podendo assim reduzir o custo e o risco exploratório em novos prospectos ou na locação de poços.

5.1 Impedância, Refletividade e Transmissividade de uma Onda Sísmica em um Meio Elástico

Em uma interface plana entre duas camadas elásticas espessas, homogêneas e isotrópicas, a refletividade de uma onda percorrendo do meio 1 para o meio 2 que incide na direção normal ao plano é dada pela relação:

$$R_{12} = \frac{A_r}{A_i}, \quad (5.1)$$

no qual A_i é a amplitude da onda incidente e A_r é a amplitude da onda refletiva. Dessa forma, podemos definir as impedâncias de ondas P e S como, respectivamente: $I_P = \rho V_P$ e $I_S = \rho V_S$. A impedância de um meio elástico é a razão entre a tensão causado pela onda sísmica e a velocidade de propagação dessa mesma onda e é dada pela relação ρV , onde ρ é a densidade do meio e V a velocidade da onda (Aki e Richards, 1980).

Em uma interface entre dois meios elásticos homogêneos, isotrópicos e de espessuras comparáveis ao comprimento de onda sísmica, a refletividade de incidência normal é definida como a razão da amplitude da onda refletida e a amplitude da onda incidente:

$$R_{PP} = \frac{\rho_2 V_{P2} - \rho_1 V_{P1}}{\rho_2 V_{P2} + \rho_1 V_{P1}} \approx \frac{1}{2} \ln(I_{P2}/I_{P1}), \quad (5.2)$$

e:

$$R_{SS} = \frac{\rho_2 V_{S2} - \rho_1 V_{S1}}{\rho_2 V_{S2} + \rho_1 V_{S1}} \approx \frac{1}{2} \ln(I_{S2}/I_{S1}). \quad (5.3)$$

na qual R_{PP} é a refletividade P – P de incidência normal, R_{SS} é a refletividade S – S de incidência normal e os índices 1 e 2 se referem aos meios elásticos onde as ondas se propagam (Figura 28). A aproximação logarítmica funciona razoavelmente bem para $|R| < 0.5$ (Castagna, 1992), na qual ondas P que incidem normalmente à superfície apenas geram ondas P refletidas e transmitidas. O mesmo se aplica as ondas S incidindo normalmente em uma superfície com diferentes valores de I_S . Ou seja, não há geração de ondas convertidas na incidência normal.

A transmissividade da onda com incidência normal (T_{12}) é dada por:

$$T_{12} = \frac{A_t}{A_i} = \frac{2I_1}{I_2 - I_1} = \frac{2\rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}, \quad (5.4)$$

na qual A_t é a amplitude de deslocamento da onda transmitida. A continuidade na interface requer as seguintes condições (Aki & Richards, 1980):

$$A_i + A_r = A_t, \quad (5.5)$$

e:

$$1 - R = T. \quad (5.6)$$

5.2 A Equação de Zoeppritz e Coeficientes de Reflexão

Os coeficientes de reflexão para ondas planas elásticas como função dos ângulos de reflexão para uma interface são descritos pela equação de Zoeppritz (Zoeppritz, 1919). A equação de Zoeppritz é um conjunto de equações que descrevem o particionamento da energia de uma onda sísmica em uma interface limitada entre duas diferentes camadas de rochas. A equação leva o nome do seu autor Karl Bernhard Zoeppritz, que morreu antes que a mesma fosse publicada em 1919. A importância dessas equações está no fato que elas relacionam a amplitude da onda P incidente sobre uma interface plana entre dois semiespaços (com velocidade de propagação de ondas P e S e densidade diferentes entre os meios) e as amplitudes das ondas P e S refletidas e refratadas com o ângulo de incidência. A equação de Zoeppritz pode ser obtida a partir da lei de Snell e da continuidade do deslocamento tangencial e normal. Essas condições de contorno produzem as relações necessárias para as deduções das equações de Zoeppritz que são apresentadas aqui na forma matricial $Q = \mathbf{P}^{-1}\mathbf{R}$ (Waters, 1987):

$$\underbrace{\begin{bmatrix} \sin\theta_1 & \cos\phi_1 & -\sin\theta_2 & \cos\phi_2 \\ -\cos\theta_1 & \sin\phi_1 & -\cos\theta_2 & -\sin\phi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{V_{p1}}{V_{s1}} \cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 V_{s2}^2 V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2 V_{p2}} \sin 2\theta_2 & -\frac{\rho_2 V_{s2} V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2} \cos 2\phi_2 \\ \cos 2\phi_1 & -\frac{V_{s1}}{V_{p1}} \sin 2\phi_1 & -\frac{\rho_2 V_{p2}}{\rho_1 V_{p1}} \cos 2\phi_2 & -\frac{\rho_2 V_{s2}}{\rho_1 V_{p1}} \sin 2\phi_2 \end{bmatrix}}_P \underbrace{\begin{bmatrix} R_p \\ R_s \\ T_p \\ T_s \end{bmatrix}}_Q = \underbrace{\begin{bmatrix} -\sin\theta_1 \\ -\cos\theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ -\cos 2\phi_1 \end{bmatrix}}_R, \quad (5.7)$$

na qual R_p , R_s , T_p e T_s são as amplitudes das ondas P e S refletidas e transmitidas, respectivamente; θ_1 é o ângulo de incidência; θ_2 ângulo da onda P transmitida; ϕ_1 ângulo da onda S refletida; ϕ_2 ângulo da onda S transmitida. Na Figura 28 é mostrada uma representação esquemática de uma onda P incidindo em uma interface de dois meios isotrópicos com diferentes parâmetros elásticos.

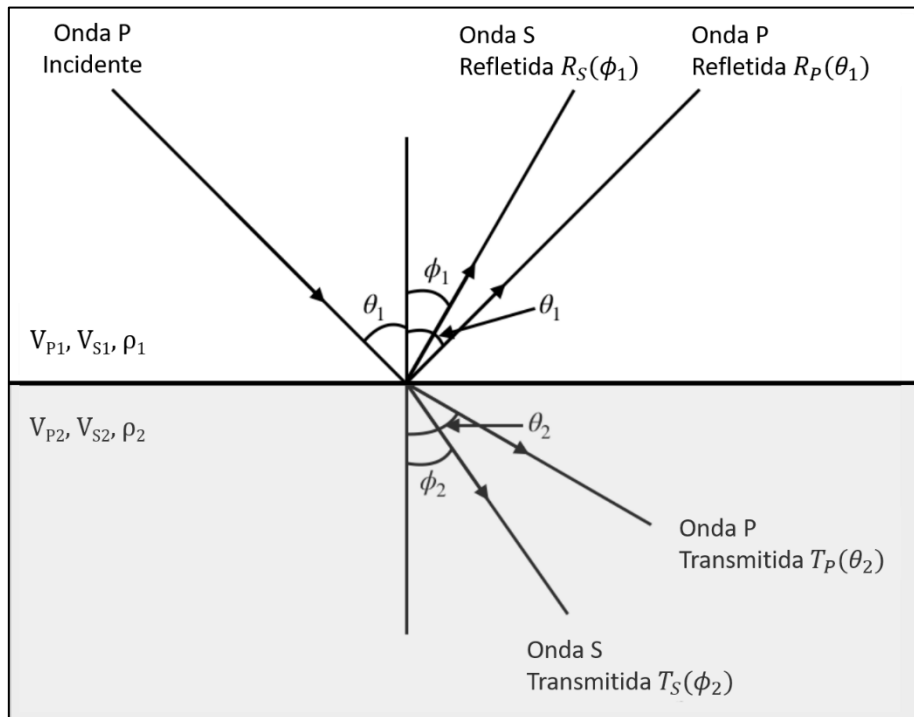


Figura 28: Esquema de reflexão e transmissão de ondas em uma interface simples entre dois semiespaços elásticos para uma onda-P plana incidente. A conversão de onda ocorre resultando em ondas P e S refletidas (R_p e R_s respectivamente) e ondas P e S transmitidas (T_p e T_s respectivamente). Fonte: O autor.

É comum utilizar algumas das aproximações feitas às equações de Zoeppritz. Essas aproximações são versões linearizadas e funcionam bem para pequenos contrastes de propriedades elásticas e pequenos ângulos de incidência para ondas P planas. Outro aspecto importante é que as equações linearizadas, com respeito à sismica são mais intuitivas do que a equação completa, pois relacionam os coeficientes de reflexão da onda P ao ângulo de incidência através das densidades e velocidades das camadas em contato. Essas aproximações podem ser utilizadas diretamente para analisar o comportamento de

AVO de uma interface entre duas formações geológicas com espessura *infinita* (ou seja, em relação a amplitude da onda sísmica).

A equação completa de AVO ou as suas aproximações são usadas para modelagem direta usando modelos geológicos conceituais ou com perfis de poços, amostrando as propriedades sísmicas das rochas em formações geológicas reais com espessura finita em subsuperfície.

5.2.1 Aproximações de R_{pp} da equação de Zoeppritz

Embora as equações de Zoeppritz possam ser resolvidas numericamente, várias formas simplificadas e mais compreensíveis foram desenvolvidas para R_{pp} . Aki e Richards (1980) derivaram uma dessas formas assumindo que os contrastes são pequenos entre as propriedades das camadas. Reescrevendo a equação original em uma forma matricial, é possível expressá-la em termos dos contrastes em V_p , V_s e ρ . Como estamos interessando na refletividade da onda P, é descrito apenas o resultado para esta componente. Portanto temos:

$$R_{pp}(\theta) \approx \frac{1}{2}(1 - 4p^2V_s^2) \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{1}{2\cos^2\theta} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4p^2V_s^2 \frac{\Delta V_s}{V_s}, \quad (5.8)$$

$$\begin{aligned} p &= \frac{\sin\theta_1}{V_{p1}}, & \theta &= \frac{(\theta_1 + \theta_2)}{2} \approx \theta_1, \\ \Delta\rho &= \rho_2 - \rho_1, & \rho &= \frac{\rho_2 + \rho_1}{2}, \\ \Delta V_p &= V_{p2} - V_{p1}, & V_p &= \frac{V_{p2} + V_{p1}}{2}, \\ \Delta V_s &= V_{s2} - V_{s1}, & V_s &= \frac{V_{s2} + V_{s1}}{2}, \end{aligned}$$

com:

na qual p é o parâmetro de raio, θ_1 é o ângulo de incidência e θ_2 é o ângulo de transmissão (ou refração), V_{p1} e V_{p2} são as velocidades de onda P, V_{s1} e V_{s2} as velocidades de onda S e ρ_1 e ρ_2 as densidades para os meios 1 e 2, respectivamente.

A aproximação de Aki e Richards (Eq. 5.8) pode ser reescrita de forma simplificada, chamada aproximação de Shuey (Shuey, 1985):

$$R(\theta) \approx R(0) + G\sin^2\theta + F(\tan^2\theta - \sin^2\theta), \quad (5.9)$$

com:

$$R(0) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right), \quad (5.10)$$

$$G = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 2 \frac{V_s^2}{V_p^2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + 2 \frac{\Delta V_s}{V_s} \right), \quad (5.11)$$

$$F(\theta) = R(0) - \frac{\Delta\rho}{\rho} \left(\frac{1}{2} + \frac{2V_s^2}{V_p^2} \right) - \frac{4V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta V_s}{V_s}, \quad (5.12)$$

e:

$$F = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p}. \quad (5.13)$$

Estas equações podem ser interpretadas em diferentes faixas de ângulos, onde o termo $R(0)$ é o coeficiente de reflexão para incidência normal, também chamado de Intercepte, G descreve a variação nos *offsets* intermediários, sendo chamado de Gradiente de AVO, enquanto F determina a curvatura da resposta das amplitudes próximas ao ângulo crítico (Figura 29).

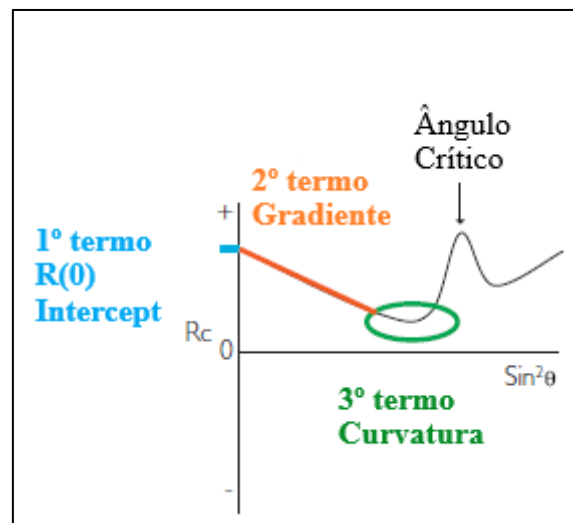


Figura 29: As três componentes da aproximação de Aki e Richards a partir da equação de Zoeppritz (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).

Normalmente, a faixa de ângulos disponíveis para análise de AVO está em torno de 30° . Dessa forma, a contribuição do termo F depende do contraste ao longo da superfície caso o dado sísmico ou a modelagem possua essa faixa de ângulo. Portanto, em muitos estudos, considera-se apenas os dois termos da aproximação de Shuey, sendo então válida para ângulos menores que um determinado ângulo onde os contrastes das velocidades e densidades são pequenos. Com isso, temos:

$$R(\theta) = R(0) + G \sin^2\theta. \quad (5.14)$$

Analisando os termos Intercepte e Gradiente podemos concluir que a refletividade *zero-offset*, $R(0)$, é dominada apenas pelo contraste de impedância acústica, dependendo exclusivamente das velocidades de onda P e da densidade. Já o gradiente G é um pouco mais complexo em termos das propriedades das rochas, pois não depende somente V_p mas principalmente pelas variações em V_s , onde a razão de velocidade V_p/V_s controla o comportamento do gradiente. Dessa forma, geralmente se V_s aumenta o gradiente se torna negativo e de forma similar o gradiente se torna positivo se V_s diminui, com exceção

apenas no caso de Vs apresentar uma variação muito grande, esse efeito não se verifica (Simm & Bacon, 2014).

5.3 Classes de AVO e Gráfico Intercepte x Gradiente

As respostas de AVO (Figura 30) são convencionalmente descritas em termos de classes. Rutherford e Willians (1989) originalmente classificaram essas respostas para uma interface de folhelho e arenito saturado com gás. Vários autores contribuíram de forma a tornar a análise dessas respostas mais abrangente podendo ser aplicadas para diferentes litologias e tipos de fluidos, que não seja necessariamente gás (Ross & Kinman, 1995; Castagna & Swan, 1997; Castagna *et al.*, 1998). Essa análise não deve ser interpretada automaticamente, mas sim aplicada de forma descritiva para as anomalias observadas. A seguir está uma descrição para as respostas de AVO:

- AVO classe I representa um arenito relativamente bem consolidado (*stiff*) saturado com hidrocarbonetos, que possui baixa sensibilidade à substituição de fluido. São caracterizadas por um contraste de impedância positivo, gerado por uma impedância maior do arenito em relação ao folhelho sobreposto, junto com um gradiente de AVO negativo. Com isso o coeficiente de reflexão é positivo e diminui com o aumento do ângulo. Esse fator pode fazer com que o contraste de impedância não seja muito evidente no dado sísmico.
- AVO classe II representa arenitos com interfaces no topo “transparentes” e frequentemente aparecem como *Dim Spots* ou uma reflexão negativa fraca, pois possui um pequeno coeficiente de reflexão na incidência normal (podendo ser positivo ou negativo) e um gradiente negativo, levando o efeito de AVO a um coeficiente de reflexão maior para grandes afastamentos (*far offsets*). A incidência normal positiva se convencionou de ser chamada de classe IIp, possuindo uma inversão de fase que é inerente a esse tipo de resposta. Já o termo classe II é reservado para o caso com o intercepte negativo.
- AVO classe III é a clássica anomalia de AVO que representa arenitos pouco consolidados (*softs*) com alta sensibilidade à substituição de fluido, e possui um grande contraste de impedância com o intercepte e o gradiente negativos, causando um grande aumento no módulo da amplitude com o aumento do ângulo. Normalmente, aparecem como um *Bright Spot* (anomalia sísmica de alta amplitude) e são fáceis de se distinguir no dado sísmico.

- AVO classe IV é relativamente raro, mas pode ocorrer quando arenitos *softs* saturados com gás estão capeadas por uma camada de carbonato bem mais *stiff* que o arenito. Essa classe foi introduzida posteriormente por Castagna e Swan (1997). Possui um alto coeficiente de reflexão negativo para a incidência normal (intercepte) e a amplitude diminui em módulo com o aumento do ângulo.

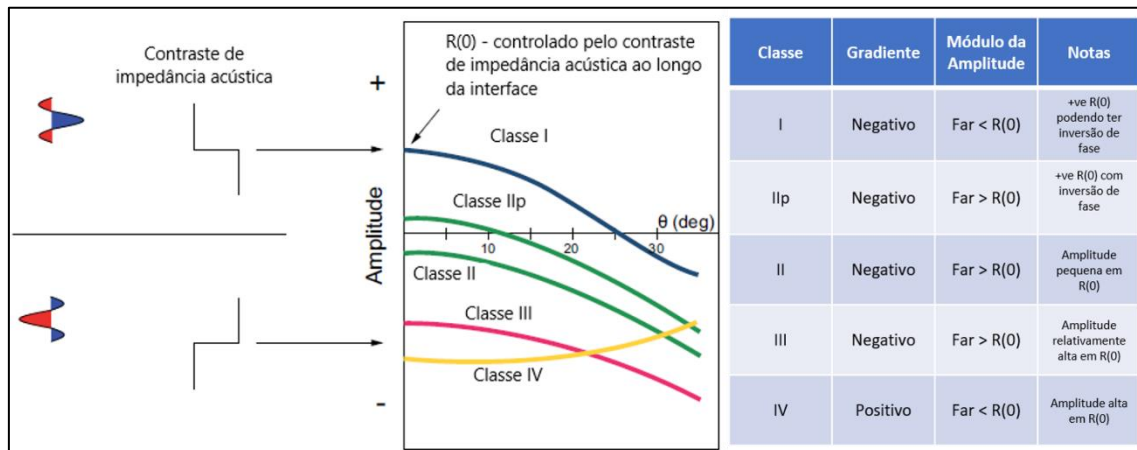


Figura 30: Classes de AVO e as características das repostas para um sistema arenito - folhelho (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).

As reflexões associadas à base dos arenitos ou contato de fluidos geralmente apresentam respostas de AVO com um gradiente positivo. A base dos arenitos saturados com água pode apresentar respostas de vários tipos, incluindo classe IV ou inversão de fase, variando de amplitudes negativas para amplitudes positivas com o aumento do afastamento (*offset*) ou mesmo aumentando as amplitudes positivas com o afastamento. Contatos de fluidos, geralmente, apresentam AVO positivo com intercepte positivo, podendo ser um bom indicador, pois mudanças litológicas com intercepte positivo costumam apresentar gradiente negativo (Figura 31). Com isso, novas classes de AVO foram introduzidas posteriormente por Simm & Bacon (2014) em que interfaces arenito-folhelho estão relacionadas à base do arenito e contatos de fluidos.

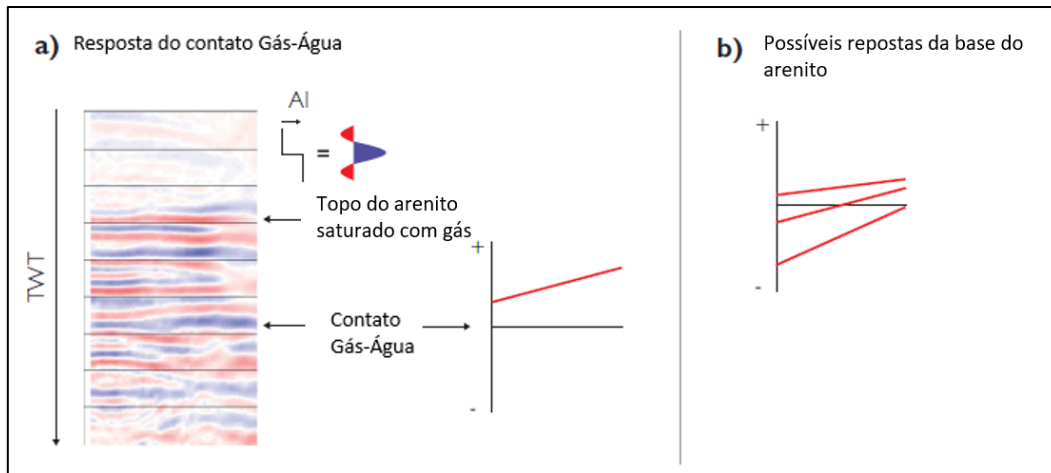


Figura 31: Exemplos de contato de fluidos (a) e respostas de AVO na base do arenito (b). Adaptado de Simm & Bacon (2014).

A modelagem direta 1D é uma maneira bastante útil de interpretar as respostas de AVO onde a partir das curvas de V_p , V_s e densidade extraídas dos dados de poços, é possível entender o comportamento das amplitudes em uma interface de interesse e observar se as respostas são coerentes com as litologias ou saturação de fluido. Isso pode ser entendido com uma análise de viabilidade para determinar se a técnica de AVO é adequada e produz o resultado esperado, pois nem sempre a análise de AVO funciona (Avseth *et al.*, 2005). Por isso, a importância da modelagem direta com os dados de poço antes de avançar para um estudo mais minucioso envolvendo o dado sísmico.

Uma forma de melhorar a interpretação da resposta de AVO é através da visualização em termos de intercepte e gradiente, na qual cada resposta é um ponto no *crossplot* (Figura 32). Essa técnica introduzida por Foster *et al.* (1993), Castagna *et al.* (1997) e outros, é uma importante ferramenta para auxiliar a discriminar litologias e tipos de fluidos.

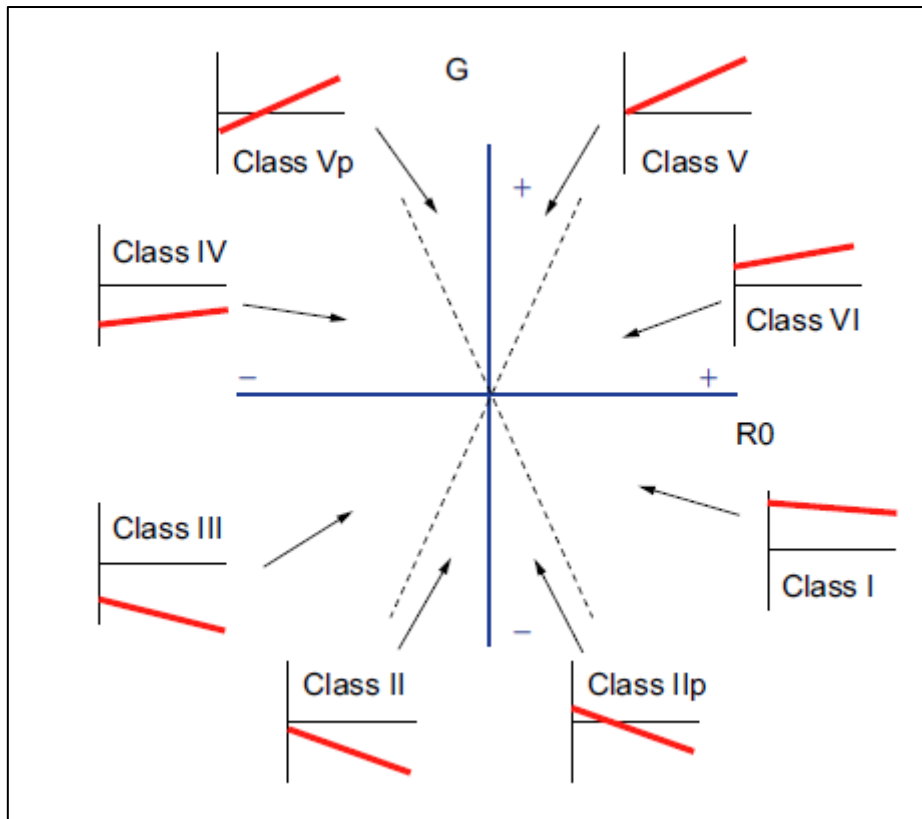


Figura 32: Classes de AVO classificadas de acordo com o crossplot intercepte (R0) versus Gradiente (G). Adaptado de Simm & Bacon (2014).

5.4 Propriedade das Rochas que Afetam a Resposta de AVO

Alguns fatores como litologia, deposição, compactação, diagênese e saturação de fluidos influenciam nas propriedades elásticas das rochas e, conseqüentemente, na resposta de AVO. As principais rochas de interesse nessa modelagem são os siliciclásticos (arenitos e folhelhos) e como muitas vezes essas litologias apresentam sobreposição de valores no espaço elástico é necessário entender e definir as faixas dos parâmetros elásticos que essas litologias frequentemente assumem.

Na Figura 33.a podemos ver que várias rochas possuem grande sobreposição em termos da velocidade V_p e densidade, onde algumas litologias chegam assumir uma faixa de valores muito extensas. Esta imagem também facilita compreender que existe uma alta correlação entre V_p e densidade de maneira que quando V_p aumenta a densidade também aumenta. Isso sugere uma forte relação entre a impedância acústica e a porosidade, mostrando uma relação inversa entre ambas, na qual a porosidade aumenta quando a impedância acústica diminui. Em termo de impedância ainda observamos uma sobreposição entre diversas litologias. Já nas Figura 33.b e Figura 33.c mostram que a

razão de Poisson possui uma melhor diferenciação entre as litologias para os exemplos mostrados.

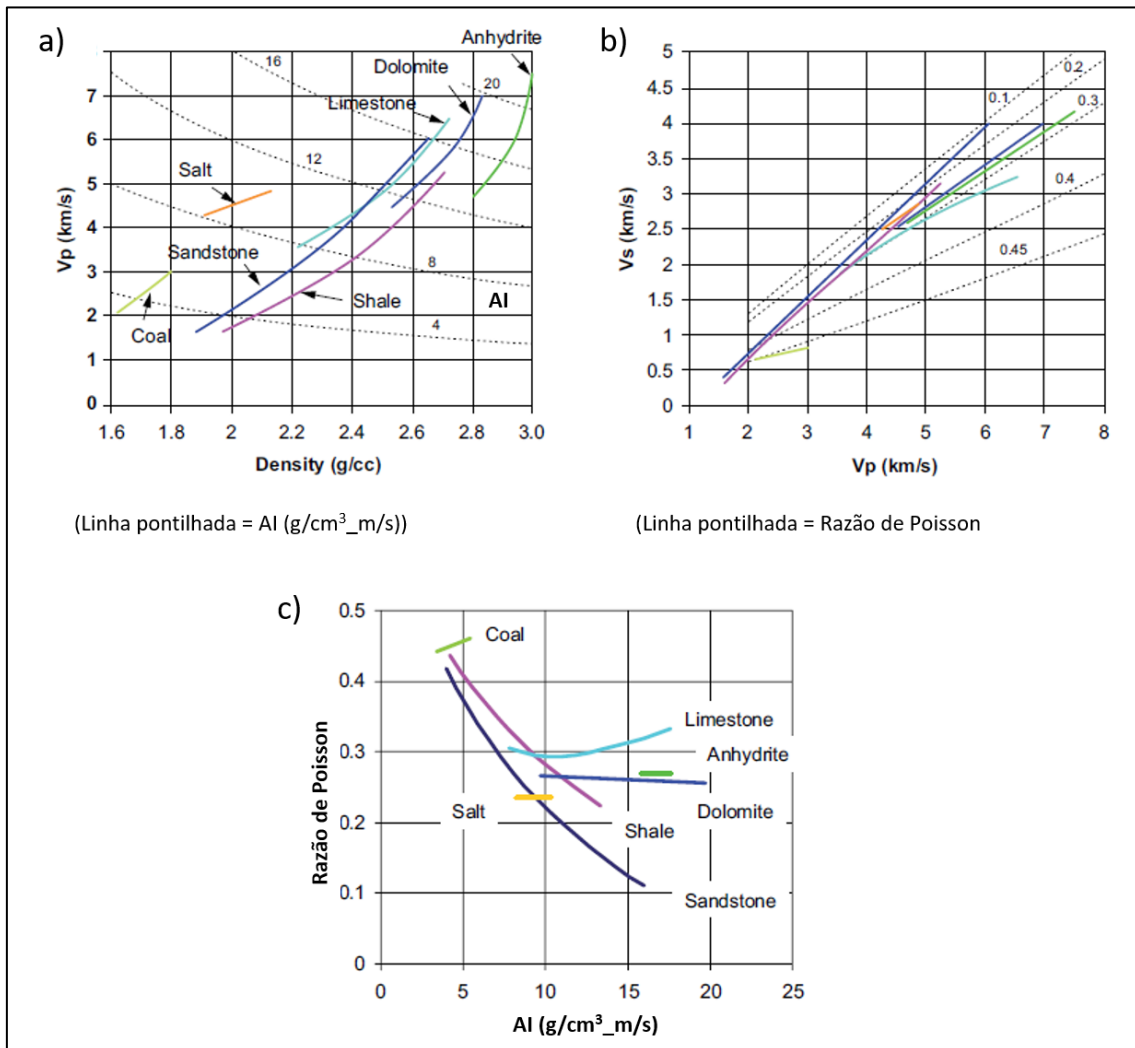


Figura 33: Faixa dos valores dos parâmetros elásticos das rochas sedimentares saturadas com água (Adaptado de Castagna, 1993; e Simm & Bacon, 2014).

5.4.1 Efeito da Compactação

O fator que mais influencia os parâmetros elásticos das rochas sedimentares é a porosidade. Durante o soterramento, as rochas sofrem mudanças químicas e mecânicas que acabam por normalmente diminuir a porosidade com relação a profundidade. Arenitos e folhelhos são depositados como material em suspensão, mas após o soterramento se transformam em rochas. A porosidade crítica varia significativamente entre 30% a 42% para arenitos e 60% a 80% em folhelhos. A compactação mecânica, caracterizada pelo rearranjo e esmagamento dos grãos nos arenitos e o colapso das estruturas minerais nos folhelhos, domina a parte superior da seção, onde a profundidade é menor. Esses processos reduzem a porosidade e endurecem a rocha, aumentando a

impedância acústica e diminuindo a razão de Poisson. Com o aumento da temperatura, a compactação química se torna o principal mecanismo. Por volta de 70 a 80°C, a esmectita se transforma em illita, sendo mais rígida que sua forma anterior, com produção de água e sílica (Avseth *et al.*, 2008). Na Figura 34 é mostrada uma figura esquemática das mudanças na velocidade de onda P em arenitos e folhelhos causadas tanto pela compactação mecânica quanto pela compactação química.

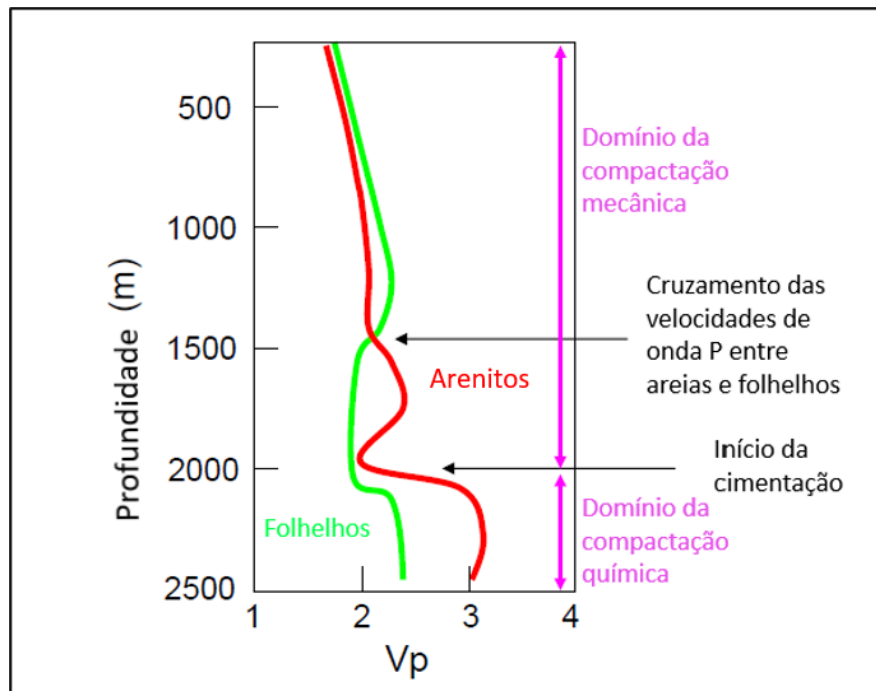


Figura 34: Exemplo de *trends* de velocidade (V_p) em função da profundidade para arenitos e para folhelhos do Paleoceno do Mar do Norte. Adaptado de Avseth (2000) e Simm & Bacon (2014).

Tipicamente, na parte mais rasa os folhelhos possuem impedância acústica maior do que os arenitos. Já na parte mais profunda, conseqüentemente mais compactada, essa situação se inverte com os arenitos podendo apresentar impedância acústica mais alta que os folhelhos. No ponto de cruzamento (Figura 34), V_p pode apresentar uma pequena diminuição, conseqüentemente diminuindo também a impedância para ambas as litologias e em seguida aumentam novamente por causa da cimentação. Algumas questões mais específicas como variação de pressão e presença de outras litologias influenciam nas tendências das velocidades V_p com a profundidade, mas no geral elas seguem as tendências apresentadas na Figura 34. Na Figura 35 são mostradas tendências da impedância acústica e razão de Poisson para arenitos e folhelhos no Golfo do México, na qual mesmo com as suas especificidades se assemelha à tendência mostrada com dados do Mar do Norte (Figura 34).

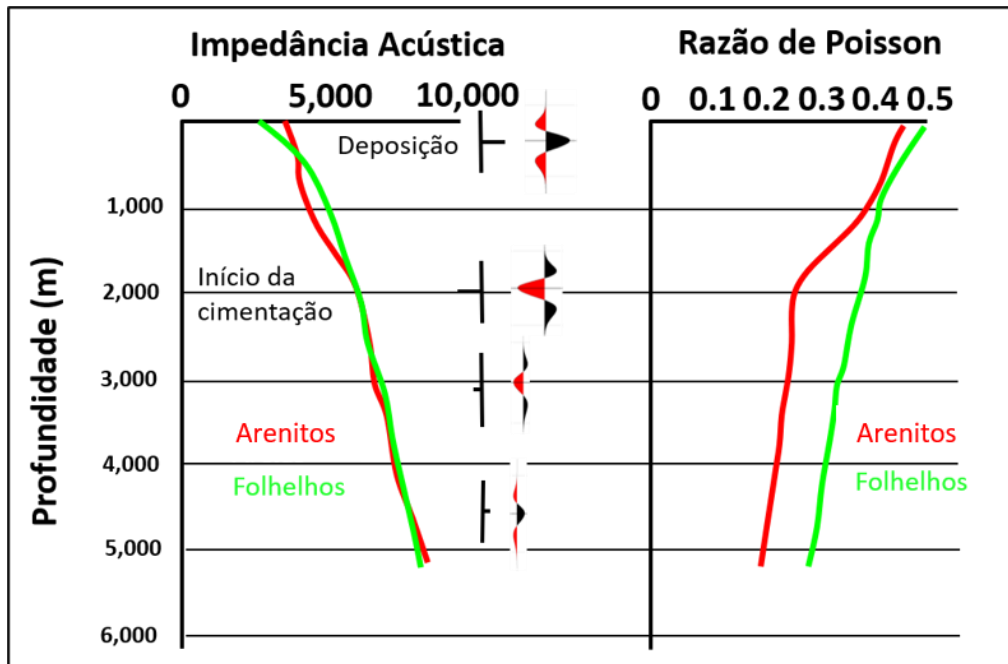


Figura 35: Exemplo de tendências de impedância acústica (m/s.g/cm^3) e razão de Poisson com a profundidade para arenitos e folhelhos do Golfo do México (Adaptado de Gregory, 1977).

Na Figura 35, o início da cimentação coincide com o cruzamento das tendências da impedância acústica dos arenitos e dos folhelhos. Analisando somente essas tendências fica difícil perceber esse ponto, mas é facilitado pela análise da razão de Poisson, que mostra claramente a mudança no comportamento nos arenitos.

5.4.2 Efeito dos Fluidos e da Porosidade

O efeito da substituição de fluidos, ao variar a saturação da rocha de água para hidrocarbonetos, é reduzir a velocidade de onda P e a densidade da rocha enquanto a velocidade de onda S é pouco afetada. O módulo *bulk* e a densidade são os termos afetados pela substituição de fluido nos poros da rocha daí vem a variação na velocidade de onda P. Como o módulo cisalhante não é alterado, quando se considera um fluido newtoniano, a velocidade de onda S sofre pouca alteração causada somente devido à mudança de densidade. No geral, o efeito da substituição por hidrocarbonetos na rocha é diminuir tanto a impedância acústica quanto a razão de Poisson, o que modifica a resposta de AVO para os diferentes cenários de saturação de fluidos.

A Figura 36 mostra alguns cenários onde água é substituída por gás com aumento da porosidade. A adição de hidrocarbonetos alterou o gradiente de AVO, mas para esse caso não mudou o tipo de AVO. A Figura 36.a indica que as três situações possuem a mesma classe de AVO, classe III. Portanto, a análise apenas desse gráfico é ambígua.

Devido ao aumento no contraste da razão de Poisson, a curva de AVO ficou mais inclinada indicando uma relação muito próxima entre o gradiente de AVO com a razão de Poisson. As Figura 36.b. e Figura 36.c. mostram outra forma de visualizar os efeitos dos fluidos e da porosidade através do gráfico de AVO. Podemos ver o que é definido como *background* mostrando o *trend* de porosidade. Os pontos referentes aos arenitos com água definem um *trend*, no qual está inclinado da esquerda para a direita com o arenito com gás distante do *trend*, o que é chamado de anomalia de AVO. Normalmente, esses pontos tendem a ficar afastados do *background* para baixo à esquerda, sendo uma característica de topos de arenitos com gás independente do *trend* dos arenitos com água sendo uma característica explorada na análise de AVO.

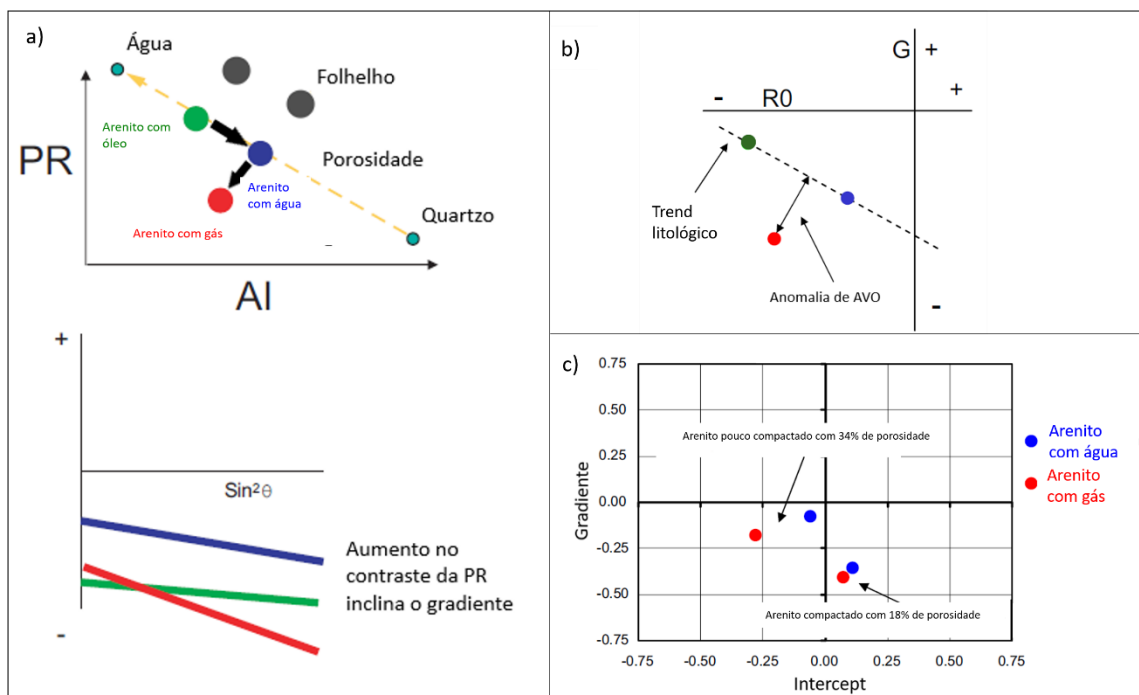


Figura 36: Variação das respostas de AVO de acordo com o tipo de fluido e porosidade. Em (a) temos um sistema arenito/folhelho com contraste de AI negativo na qual evolui com o aumento da porosidade e, posteriormente, com a substituição de fluido mostrando a resposta de AVO nas três situações. No gráfico Intercepte x Gradiente (b) e (c) temos o comportamento desse sistema onde fica visível a influência da porosidade e da saturação de fluido.

A Figura 36.c mostra de forma clara a influência da porosidade no *crossplot* com arenitos de diferentes porosidades e saturados com água e com gás capeadas com o mesmo folhelho. Nesse caso a anomalia de AVO mais evidente é resultante da porosidade, na qual a porosidade menor produz uma anomalia bem menos evidente. Dessa forma, a análise de AVO em arenitos de baixa porosidade torna-se cada mais difícil

à medida que a porosidade diminui. Segundo Simm & Bacon (2014), para ambientes siliciclásticos, esse limite está em torno de 15% de porosidade.

5.4.3 Efeito da Estrutura da Rocha e Geometria dos Poros

A rigidez do espaço poroso é um fator de extrema importância da estrutura da rocha, pois como está associado ao módulo *bulk*, determina a magnitude dos efeitos dos fluidos na velocidade de onda P e densidade. A rigidez em arenitos está relacionada a diversos fatores como o número médio de contatos nos grãos, o percentual e o tipo de cimentação, o conteúdo de argila e a distribuição e os tipos de poros presente na rocha (Figura 37). Portanto, a estrutura da rocha pode ter um impacto significativo na resposta de AVO, uma vez que esses fatores definem quão rígida a rocha pode ser, impactando assim as suas respostas elásticas (Simm & Bacon, 2014). Dessa forma, em um ambiente siliciclástico, a adição de argila ou a presença de folhelhos no arcabouço estrutural tem o efeito de reduzir a rigidez da rocha. Entretanto, quando a porosidade do arenito é reduzida devido à presença de argila no espaço poroso, a relação dos atributos elásticos com a porosidade se torna mais complexa. Marion *et al.* (1992) mostraram o impacto do aumento do conteúdo de argila nos parâmetros elásticos ao misturar caulinita gradualmente em grãos de areia. A Figura 38 mostra o efeito em termos de impedância acústica, razão de Poisson e a porosidade em um conjunto arenito-folhelho.

No primeiro momento, o efeito da argila é ocupar o espaço poroso se distribuindo de forma dispersa, aumentando assim a impedância acústica, que continua a aumentar até o espaço poroso estar completamente preenchido. Após esse estágio qualquer adição a mais de argila vai enfraquecer a estrutura da rocha e, conseqüentemente, diminuir a impedância acústica (Figura 38.a). Essa transição de arenito para arenito argiloso causa uma leve diminuição na razão de Poisson, muito em resposta a diminuição da porosidade. O efeito da transição de arenito argiloso para folhelhos é um aumento na razão de Poisson, correspondendo a alta razão de Poisson dos minerais argilosos.

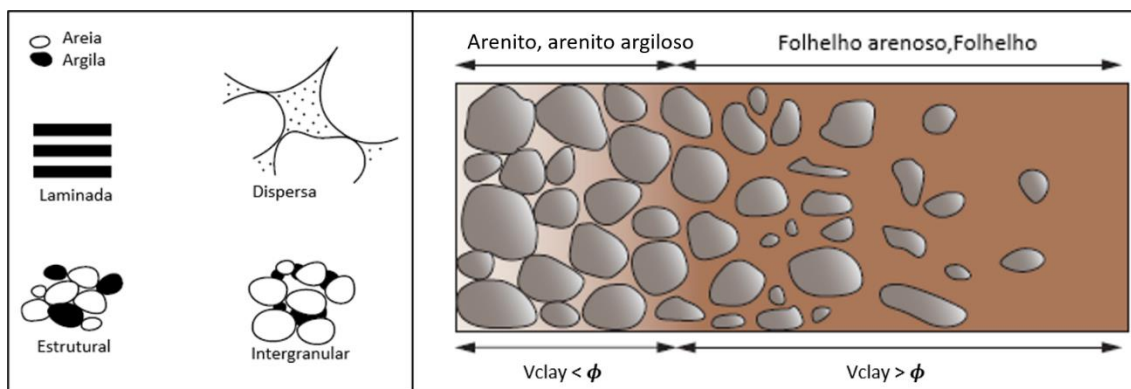


Figura 37: Representação esquemática da distribuição de argila e areia em um ambiente com porosidade variável. Adaptado de Minear (1982); Marion *et al.* (1992) e Simm & Bacon (2014).

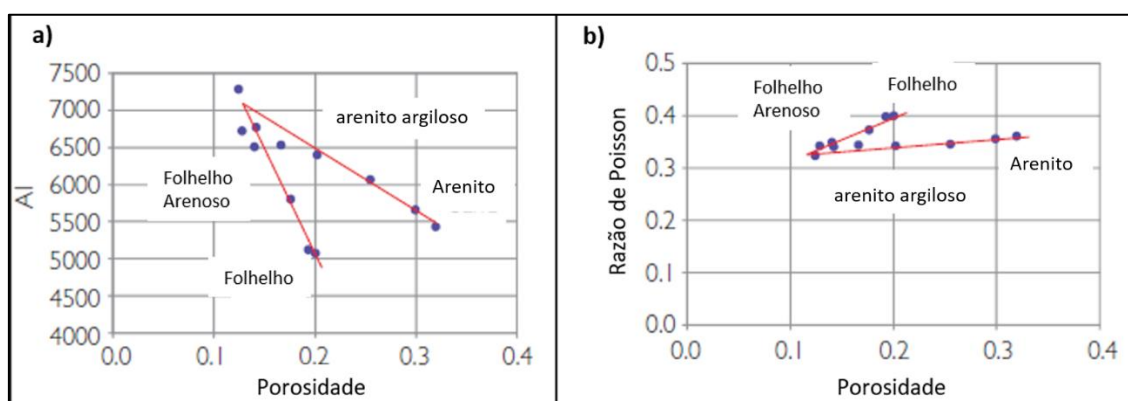


Figura 38: Comportamento das propriedades elásticas e da porosidade com a variação no conteúdo de argila em rochas siliciclásticas. Adaptado de Simm & Bacon (2014).

Outro fator importante a ser discutido que impacta diretamente na rigidez das rochas é o efeito da geometria dos poros. Poros planos característicos de minerais argilosos, poros de geometria concava dos arenitos e microfissuras são altamente compressíveis, enquanto poros triangulares e retangulares dos arenitos são bastante rígidos (Vernik & Kachanov, 2010). Isso pode explicar por que para uma determinada porosidade o aumento do conteúdo de argila tem o efeito de diminuir a velocidade de onda P. Por exemplo, dois arenitos com a mesma porosidade e mineralogia, o que apresentar uma maior presença de microfissuras e poros planos terá uma maior razão de Poisson e menor velocidade da onda P.

5.4.4 Espessura da Camada e a Resolução Vertical

A espessura da camada e a resolução vertical estão diretamente relacionados. A partir de uma determinada espessura, a amplitude passa a variar com a espessura da camada, podendo ocorrer amplitudes anômalas, devido à interferência criada pelas ondas

sísmicas do topo e da base da camada. Este fenômeno é conhecido como efeito de *tuning* (Simm & Bacon, 2014).

A interferência sísmica pode ser entendida como resultado das interações do pulso de onda sísmica (*wavelet*) e das superfícies de reflexão, sendo controlada pela forma e comprimento do pulso sísmico, espessura da camada e a velocidade do meio. Isso nos leva ao efeito de *tuning*, que ocorre quando a espessura real do refletor é diferente da espessura aparente. Portanto, entender como ocorre a interferência e o *tuning* em relação a espessura das camadas é de vital importância na análise de AVO ao se analisar camadas delgadas.

Uma maneira de modelar esses efeitos é através do chamado “Modelo de Cunha” (*Wedge Model*) onde podemos considerar um modelo de cunha de um arenito encaixado por um folhelho. Neste caso, o topo e a base do arenito possuem o mesmo valor em módulo do coeficiente de reflexão com polaridade opostas e usamos um pulso sísmico de fase zero. A Figura 39 mostra um modelo de cunha para exemplificar as análises da espessura real e da espessura aparente no topo e base. É possível ver que a interferência começa na espessura de 36 m, indicando que a amplitude se torna mais positiva à medida que a camada se torna mais delgada, aumentando de valor em módulo até alcançar o valor máximo de amplitude, que é o ponto de máxima interferência. O *tuning* ocorre quando a espessura aparente (espessura entre o topo e a base da camada interpretado no modelo sintético) é diferente da espessura real, sendo o ponto de máxima amplitude em módulo, quando o topo e a base possuem polaridades opostas, chamado de espessura de *tuning*. Caso uma determinada camada tenha sua espessura maior que a espessura de *tuning*, a espessura pode ser medida diretamente no dado sísmico. Para o caso oposto, a interpretação a partir do dado sísmico será problemática e gera incertezas.

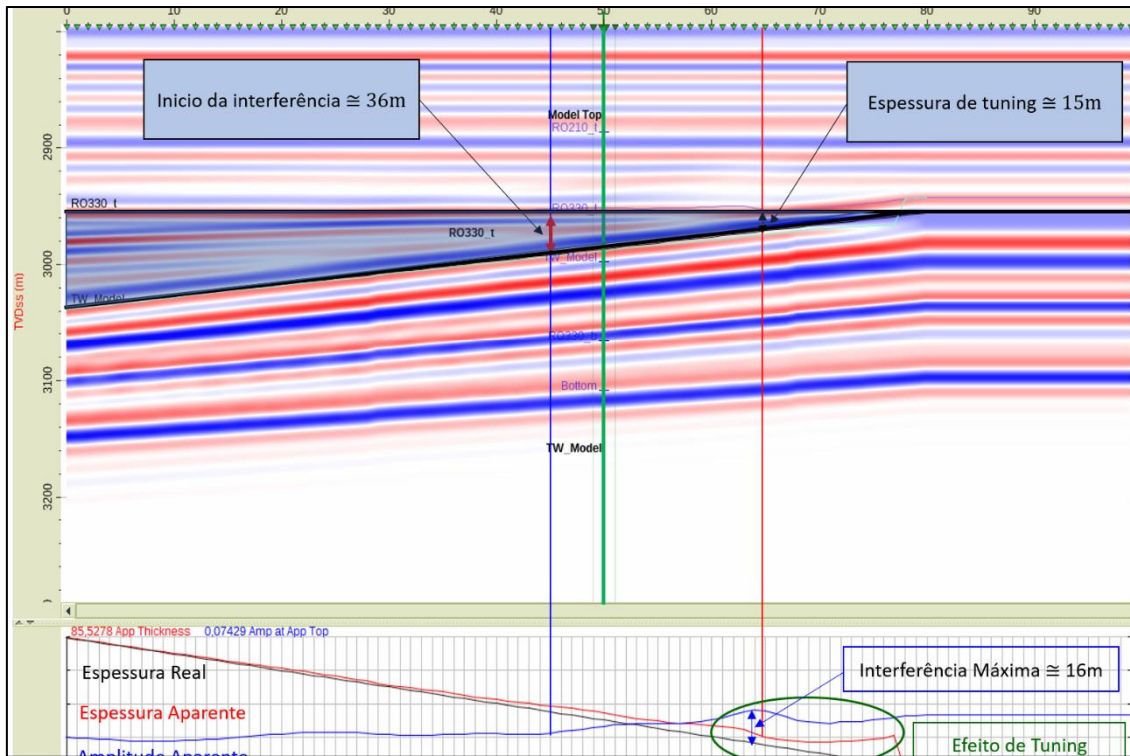


Figura 39: Modelo de cunha construído para uma camada delgada de 20 m de espessura entre topo e base (Fonte: O autor).

A espessura de *tuning* pode ser usada para estimar a resolução vertical do dado. Se considerarmos um pulso sísmico do tipo Ricker de fase zero, a espessura de *tuning* é determinada pela velocidade compressional e o comprimento de onda do pulso sísmico (λ) é dada por: $\lambda/4$ (Widess, 1973); $\lambda = V_p/F_d$ e $F_d = 1/T$, no qual V_p é a velocidade de onda P; F_d a frequência dominante e T é o período medido pico-a-pico na sessão sísmica. É importante mencionar que para um pulso sísmico do tipo Ricker de fase zero a frequência de “pico” (F_p) (frequência onde a amplitude do espectro é máxima) está relacionada à frequência dominante por $F_p = F_d/1,3$.

Em termo de AVO, a resposta no ponto de *tuning* será mais anômala do que reflexões isoladas ou de camadas menores do que a espessura de *tuning*. Isto pode gerar um grande efeito nas amplitudes, levando a falsas interpretações da resposta de AVO. Outra consequência é que abaixo da espessura de *tuning*, diferentes combinações de impedância e espessura possuem a mesma resposta sísmica, levando a incertezas na interpretação de camadas delgadas (Figura 40).

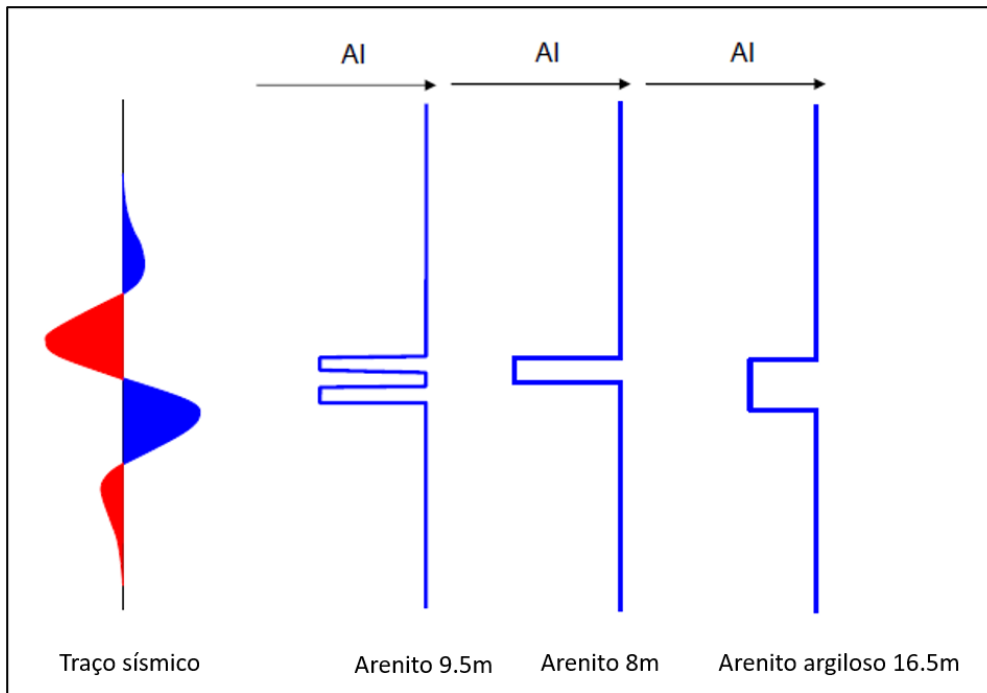


Figura 40: Não unicidade da resposta sísmica em relação a espessura e impedância acústica mostrando que abaixo de espessura de *tuning* o traço sísmico pode assumir a mesma forma para diferentes arranjos de camadas (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).

5.5 Refletividade de AVO e Impedância Elástica

A combinação linear dos atributos de AVO, intercepte (I) e gradiente (G), descrevem os efeitos da saturação de fluidos e da litologia a partir das propriedades elásticas das rochas formando a base para um conjunto de ferramentas para a discriminação de fluidos e rochas. Ao longo das últimas décadas, o desenvolvimento do método de análise de AVO permitiu compreender que as informações sobre as propriedades elásticas das rochas no *crossplot* I versus G poderiam ser entendidas através de projeções de um ângulo em particular ou por rotação das coordenadas do *crossplot* de AVO.

5.5.1 Ângulo de Projeção e Rotação de Coordenadas

As formas linearizadas de AVO apresentaram mais uma opção de interpretação da amplitude sísmica ao se perceber que através da aproximação de Shuey, $R = R_0 + G \sin^2\theta$ é possível projetar um ângulo de incidência e associá-lo a propriedades petrofísicas ou litológicas. A Figura 41 ilustra esse conceito, onde a princípio pode-se construir um conjunto de dados sísmicos para qualquer faixa de ângulo de incidência.

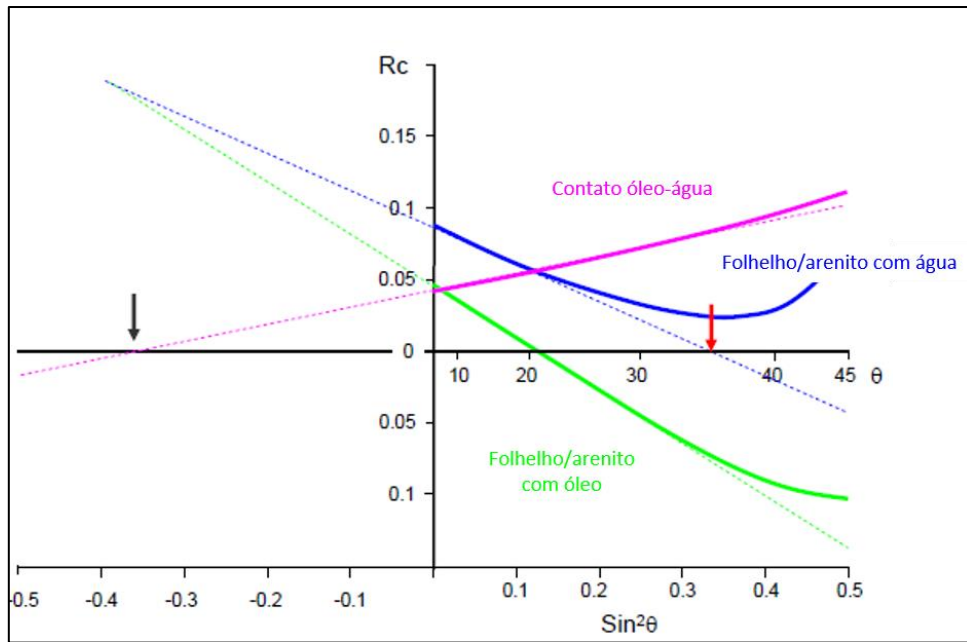


Figura 41: Gráfico de AVO ilustrando os ângulos de projeção de Shuey destacando a litologia e variações de fluidos (Adaptado de Whitcombe *et al.*, 2002; Simm & Bacon, 2014).

A Figura 41 apresenta três respostas de AVO onde a interface folhelho/arenito com água possui uma classe I; folhelho/arenito com óleo tem uma classe I_p e o contato óleo-água uma classe VI. O efeito dos fluidos é maximizado para $\theta = 36^\circ$ ($\sin^2\theta = 0,35$) e é totalmente removido com a projeção assumindo $\sin^2\theta = -0,35$. Dada que a aproximação de Shuey é simplesmente a projeção dos dados, as respostas de AVO podem ser projetadas para ângulos de incidência negativos.

Este conceito pode ser visualizado em termos dos atributos Intercepte e Gradiente, onde é possível identificar vários tipos de respostas de AVO. A Figura 42 mostra como a ideia de projeção funciona no espaço I *versus* G onde temos uma classe I de uma interface folhelho/arenito com água e uma classe I_p de folhelho/arenito com óleo. Considerando que um ângulo de projeção de 0° é a simples projeção ao longo dos eixos (Figura 42.b), aumentar o ângulo de incidência envolve rotacionar os eixos no sentido anti-horário (Figura 42.c e Figura 42.d) com o grau de rotação definido pela relação $\sin^2\theta = \tan\chi$ (Whitcombe *et al.*, 2002), que relaciona o ângulo de incidência (θ) com o ângulo de rotação do AVO (χ).

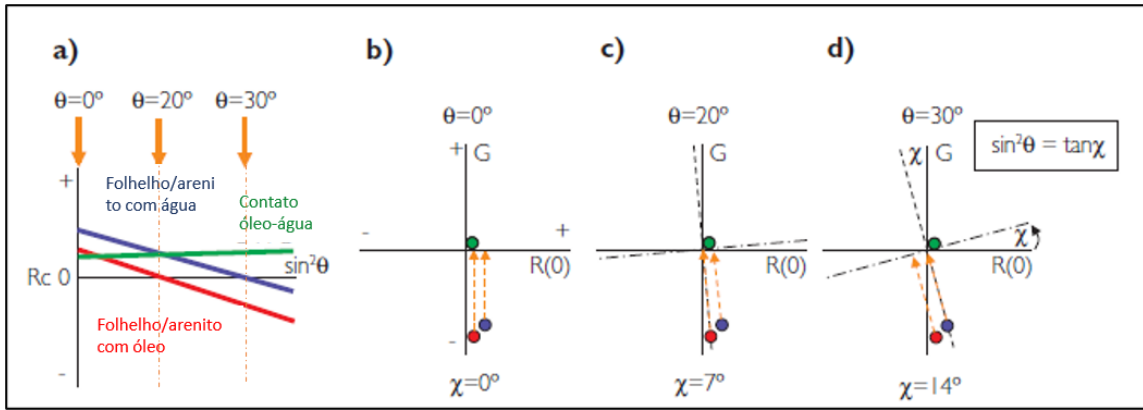


Figura 42: Princípio da projeção de AVO mostrando a rotação dos eixos no gráfico I versus G para alguns ângulos. Note que as projeções para $\theta=20^\circ$ e $\theta=30^\circ$ são alcançadas pela rotação no sentido anti-horário dos eixos por 7° e 14° , respectivamente (Adaptado de Simm & Bacon 2014).

Podemos notar que para $\chi = 14^\circ$, o contraste de impedância da interface folhelho/arenito com água é zero. Por sua vez, a interface folhelho/arenito com óleo tem um contraste alto negativo.

A princípio é possível criar projeções em qualquer ângulo (χ) no *crossplot* de AVO, mas a aproximação de Shuey tem um limite de projeção de $\theta = 90^\circ$ ($\chi = 45^\circ$). Para permitir que seja possível calcular a refletividade em toda a faixa de ângulos de χ , Whitcombe *et al.* (2002) parametrizaram a aproximação de Shuey em termos do $\cos \chi$ onde dessa forma a refletividade assume uma forma mais estável (Figura 43) e é dada por: $R = R_0 \cos \chi + G \sin \chi$ que é a aproximação modificada de Shuey.

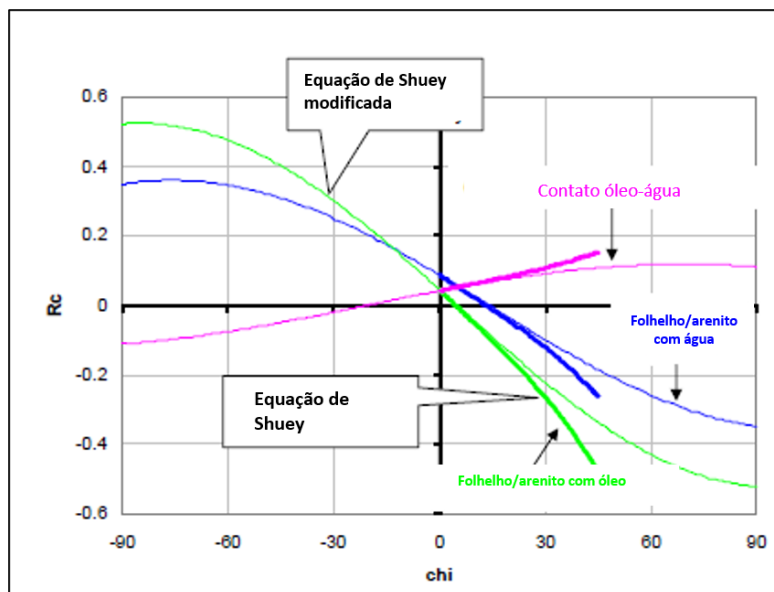


Figura 43: *Crossplot* de AVO mostrando a aproximação de Shuey e sua forma modificada (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).

5.5.2 Impedância Ângulo-Dependente

A partir do entendimento das respostas de AVO, podemos ver que a impedância acústica está associada ao atributo de AVO Intercepte, que descreve a refletividade ou a amplitude para o afastamento nulo (*zero-offset*). Connolly (1999), a partir da aproximação de Aki e Richards de dois termos, $R(\theta) = A + B \sin^2\theta$ (Aki e Richards, 1980), derivou o que se chama de Impedância Elástica (EI), permitindo assim o cálculo das impedâncias em qualquer faixa de ângulo de incidência ou afastamento, a partir dos dados de poço utilizando as curvas de V_p , V_s e densidade. A impedância elástica pode ser aplicada quando os coeficientes de reflexão são pequenos e sua forma generalizada (dois termos) é dada por:

$$EI(\theta) = V_p^a V_s^b \rho^c, \quad (5.15)$$

com: $a = (1 + \sin^2\theta)$, $b = -8k \sin^2\theta$, e $c = (1 - 4k \sin^2\theta)$.

A variável k pode ser obtida no intervalo de interesse nos perfis de poço, sendo definida como:

$$k = \left[\frac{V_s}{V_p} \right]^2. \quad (5.16)$$

Connolly também demonstrou que partindo a aproximação de Aki e Richards de três termos, $R(\theta) = A + B \sin^2\theta + C \sin^2\theta \tan^2\theta$, o coeficiente a é dado por: $a = 1 + \tan^2\theta$. Para ambas as formas da impedância elástica temos, $EI = AI$ quando $\theta = 0$ (Figura 44).

Whitcombe (2002) propôs uma forma normalizada para a EI, uma vez que a sua dimensionalidade variava em função do ângulo de incidência θ . Dessa forma foram introduzidas as constantes de normalização, que são os valores médios das velocidades e densidade da forma, V_{p_0} , V_{s_0} e ρ_0 :

$$EI(\theta) = V_{p_0} \rho_0 \left[\left(\frac{V_p}{V_{p_0}} \right)^a \left(\frac{V_s}{V_{s_0}} \right)^b \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^c \right]. \quad (5.17)$$

O problema em utilizar essa definição da EI está no fato que a refletividade pode ultrapassar o valor de 1 à medida que $\sin^2\theta$ aumenta, tornando-a imprecisa. Para compensar essa dificuldade, Whitcombe *et al.* (2002) substituíram o termo $\sin^2\theta$ por $\tan\chi$. Dessa forma, o domínio da função EI fica definido entre $-\infty$ a $+\infty$, ao invés de definido entre 0 e 1 imposto pelo $\sin^2\theta$. Também foi adicionado uma versão parametrizada da refletividade para ser a refletividade normal multiplicada pelo $\cos\chi$, na qual garante que não vai exceder o valor de 1. Partindo da aproximação de Aki e Richards

de dois termos e introduzindo o fator $R_s = \cos \chi$ reescrevemos a equação de Shuey (5.9) como:

$$R_s = A \cos \chi + B \sin \chi. \quad (5.18)$$

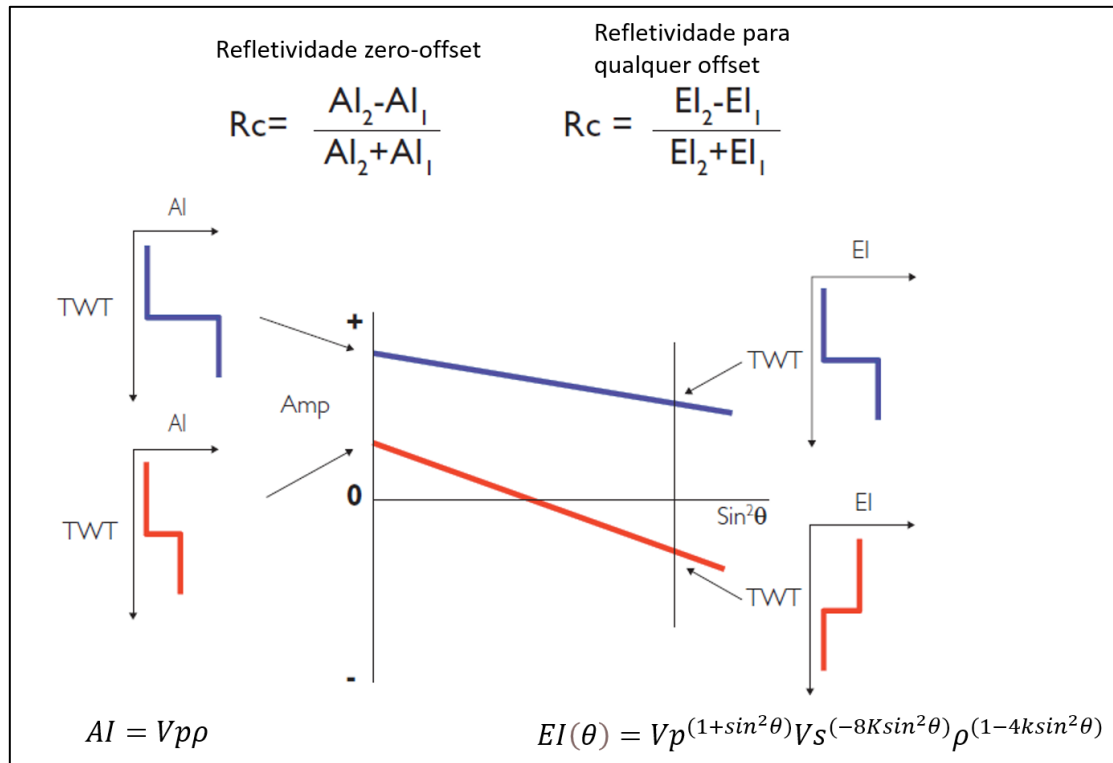


Figura 44: Representação esquemática do conceito de Impedância Elástica (Adaptado de Simm & Bacon, 2014).

Esse desenvolvimento se aproxima de uma perspectiva da análise de AVO discutida na sessão anterior, por usar o ângulo χ para projeções de AVO, ao invés do ângulo θ . Essas modificações foram propostas para estender a faixa de ângulos da aproximação de Shuey e é chamada de impedância elástica estendida (EEI – *Extended Elastic Impedance*) definida como:

$$EI(\theta) = V_{p_0} \rho_0 \left[\left(\frac{V_p}{V_{p_0}} \right)^p \left(\frac{V_s}{V_{s_0}} \right)^q \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^r \right], \quad (5.19)$$

com: $p = \cos \chi + \sin \chi$; $q = -8k \sin \chi$; e $r = \cos \chi - 4k \sin \chi$.

A EI pode ser entendida como um caso específico da EEI sendo esta considerada como uma generalização da impedância ângulo-dependente de dois termos e do ponto de vista da Física de Rochas, a EEI pode ser usada para determinar a magnitude dos efeitos de AVO.

A refletividade parametrizada pode variar de A em $\chi = 0^\circ$ até B onde $\chi = 90^\circ$. Considerando que a EEI está diretamente relacionada ao ângulo do crossplot de AVO, o valor equivalente da $EEI(\chi) = 0^\circ$ é a própria impedância acústica AI, e $EEI(\chi) = 90^\circ$ é

a impedância relacionada a refletividade do gradiente, sendo chamada de impedância do gradiente (GI – *Gradient Impedance*). A EEI pode ser expressa em termos de AI e GI:

$$EEI(\chi) = AI_0 \left[\left(\frac{AI}{AI_0} \right)^{\cos(\chi)} \left(\frac{GI}{AI_0} \right)^{\sin(\chi)} \right], \quad (5.20)$$

com $AI_0 = Vp_0 \rho_0$.

Dado que a refletividade pode ser expressa em termos da impedância, pela relação $R \approx 0.5 \Delta \ln AI$, o *crossplot* de AVO pode ser reescrito em termos de funções logarítmicas, substituindo R_0 e a refletividade do gradiente por $\ln(AI)$ e $\ln(GI)$ respectivamente, dessa forma, as mesmas relações angulares do gráfico I *versus* G se mantem inalteradas.

Uma das maneiras de calcular o ângulo χ correspondente (-90° a $+90^\circ$) envolve relacionar a curva EEI com perfis de fluido e litologia. Na Figura 45, temos uma representação esquemática mostrando a correlação dos perfis de Saturação (Sw) e o de raio gama (GR) com a correspondente EEI. A curva de saturação (Sw) assume correlação máxima em EEI (35°), enquanto a curva de raio gama tem a correlação máxima em EEI (70°).

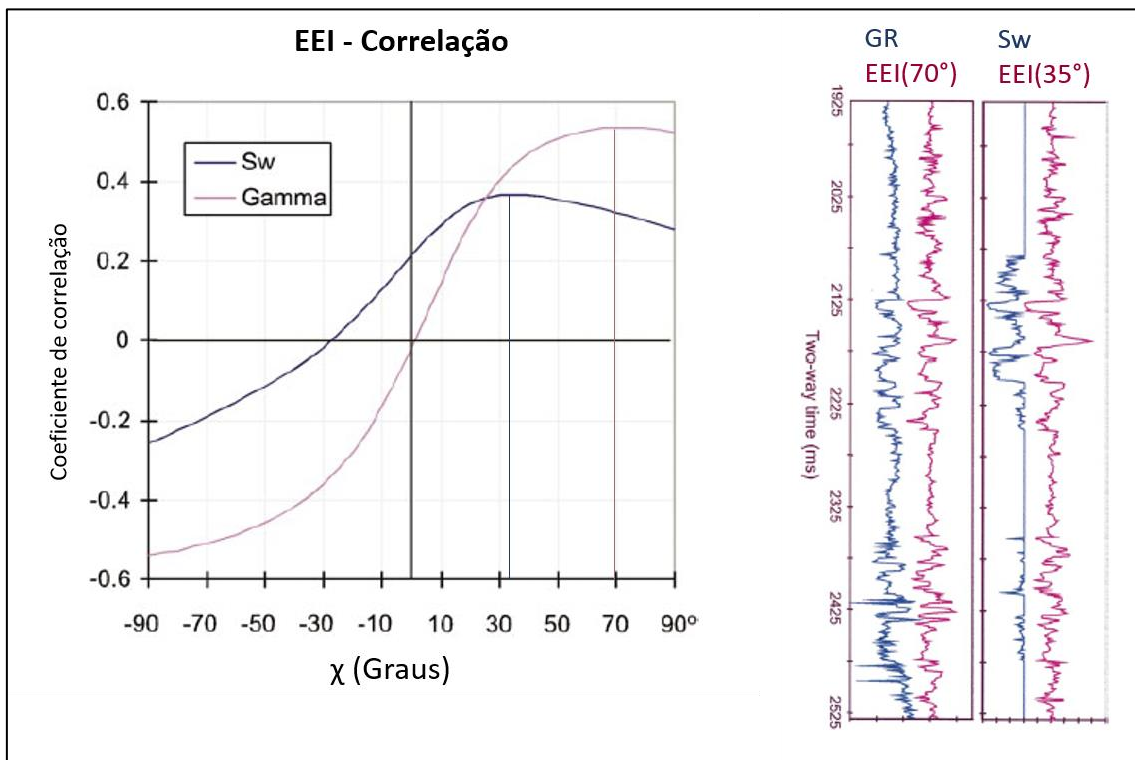


Figura 45: Mostra os coeficientes de correlação entre a EEI e as curvas de saturação e raio gama para a faixa de valores de χ e as curvas suas respectivas curvas EEI otimizadas em tempo duplo. Adaptado de Whitcombe *et al.* (2002).

5.6.3 Impedância de AVO (AVO Impedance – AVOI)

Uma abordagem para definir a sensibilidade a fluidos dos atributos elásticos ou para discriminar litologias, pode ser definida a partir da projeção (*weighted stack*) da relação entre as impedâncias calculadas para os afastamentos próximos (*near*) e afastados (*far*), dadas respectivamente pela impedância acústica (AI) e pela impedância elástica (EI), chamado de *AVO Impedance* (Simm *et al.*, 2002). A ideia desse atributo é conseguir distinguir litologias e fluidos através do *crossplot* no eixo X da impedância acústica e no eixo Y da impedância elástica (no ângulo afastado previamente definido), na qual a princípio seria capaz de organizar os folhelhos no topo seguidos pelos arenitos saturadas com água e, por fim, os arenitos saturadas com óleo em um *trend* diagonal progressivamente descendente, como mostrado na Figura 46. Dessa forma a projeção AVOI é capaz de normalizar as impedâncias em um *trend* de volume ou porosidade, por exemplo, e derivar um atributo de discriminação litológica. A normalização é dada através da relação entre AI e EI:

$$EI = AI * a + b, \quad (5.21)$$

e a projeção é obtida através de uma simples reorganização da Eq. 5.21:

$$\text{Projn} = AI * a + b - EI, \quad (5.22)$$

no qual *a* é o coeficiente angular ou inclinação do *trend* e *b* é o intercepte da regressão.

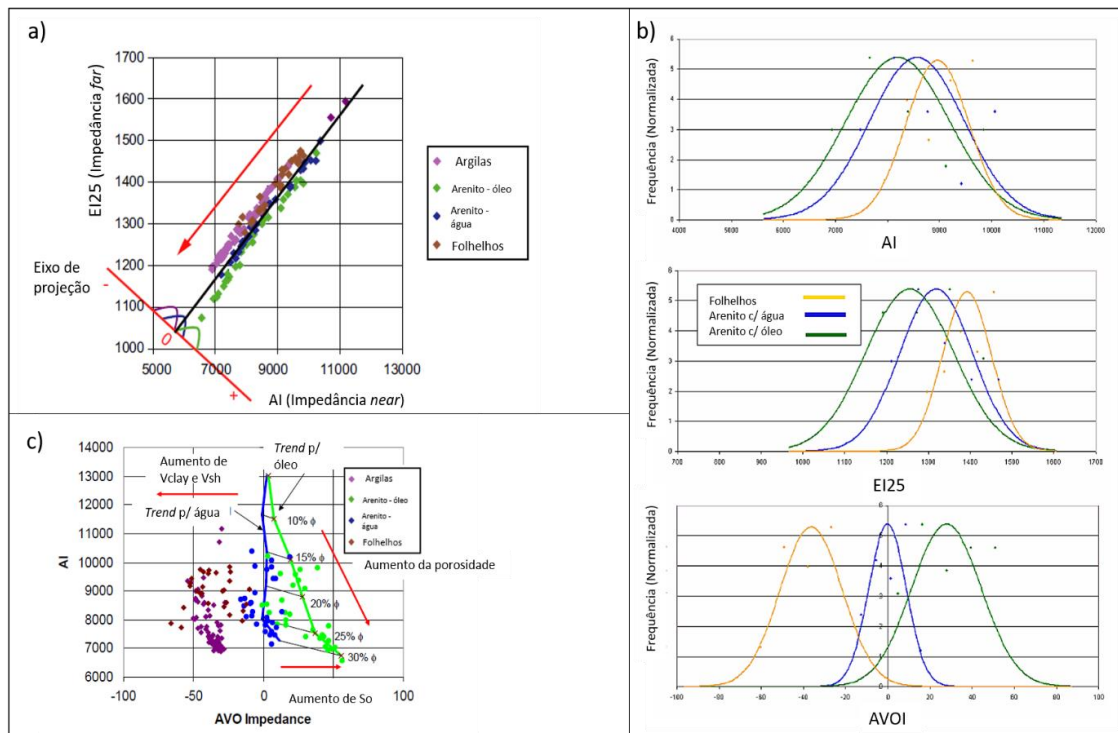


Figura 46: Em a) temos o *crossplot* AI versus EI e a derivação da AVOI. Os histogramas da distribuição das fácies pelos atributos elásticos AI, EI25 e AVOI podem ser conferidos

em b). E em c) temos a projeção do atributo AVOI derivado, mostrado em termos de AI assinalando os principais *trends* petrofísicos.

6. Metodologia

Esse trabalho foi estruturado como um estudo de interpretação quantitativa a partir dos dados de poços localizados na região chamada de bloco alto do Campo de Roncador. Entende-se como interpretação quantitativa a análise das propriedades elásticas das rochas reservatório (e não reservatório), parametrizadas pelas propriedades petrofísicas, tendo como objetivo entender seus efeitos nas amplitudes sísmicas. Dessa forma foi estabelecido um fluxo de trabalho fortemente guiado por conceitos de física de rocha, capazes de descrever o comportamento elástico das rochas a partir de suas propriedades geológicas, utilizando os dados de poço. O fluxo de trabalho foi organizado como apresentado na Figura 47.

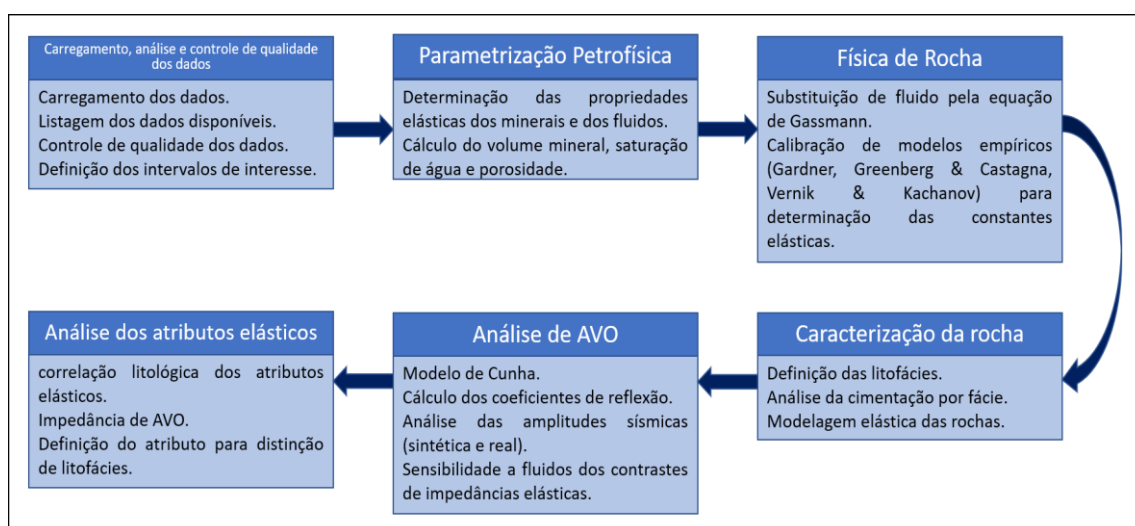


Figura 47: Fluxo de trabalho utilizado no desenvolvimento deste trabalho.

6.1 Carregamento dos Dados e Controle de Qualidade

O pacote de dados solicitados à ANP (pedido de número 9334) para este estudo incluiu 17 poços e um volume sísmico empilhado (*fullstack*) na região do Campo de Roncador na Bacia de Campos, localizada na região noroeste do Estado do Rio de Janeiro. As coordenadas geográficas bem como as informações sobre as *inlines*, *crosslines* e *two-way travel time* (TWT) podem ser conferidas na Figura 48.



Figura 48: Coordenadas geográficas da *survey* e dos poços disponíveis com informações adicionais sobre a mesa rotativa (KB) e da *mudline* (TVDml) em relação ao nível do mar.

A análise do conjunto de poços mostrou que alguns possuem uma razoável inclinação na região do reservatório (Figura 49), na qual o próprio nome do poço indica a letra “D” (Direcional). Portanto, esses poços não foram utilizados devido a complicações adicionais que podem aparecer ao longo do projeto, mais notadamente problemas com anisotropia das propriedades elásticas que vai além da proposta deste trabalho. Dessa forma, os seguintes poços desconsiderados: 9 RO 110D RJS; 9 RO 101D RJS; 7 RO 42HP RJS; 9 RO 097D RJS; 9 RO 061D RJS e 9 RO 059D RJS. Sendo assim, os poços selecionados foram: 9 RO 23 RJS; 9 RO 06A RJS; 9 RO 087 RJS; 9 RO 82 RJS; 9 RO 33 RJS; 9 RO 31A RJS; 9 RO 30 RJS; 9 RO 23 RJS; 9 RO 20 RJS; 9 RO 04 RJS e 1 RJS 513 RJ.

Dos 17 poços recebidos, foram selecionados 11 poços para iniciar o projeto. Ao longo da análise de controle de qualidade os perfis disponíveis e demais informações necessárias ao projeto (*checkshots* e dados culturais, por exemplo) foram sendo avaliadas. Nenhum dos poços possui dados de amostras de rochas ou testemunhos.

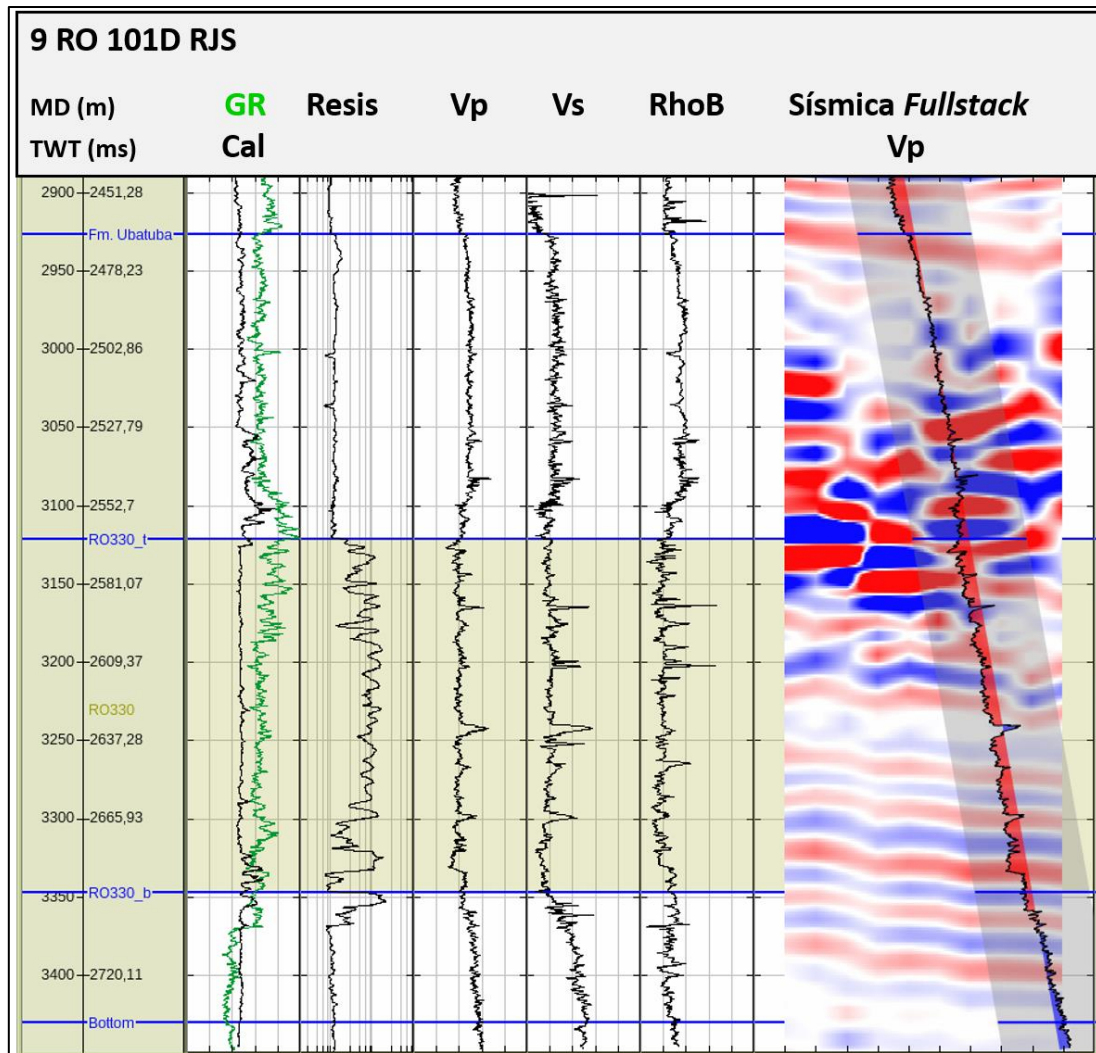


Figura 49: Seção do Poço 9 RO 101D RJS mostrando a trajetória inclinada do poço na região do reservatório RO 300.

Os poços selecionados e o dado sísmico foram carregados no software RokDoc™ da empresa Ikon Science Limited. A Figura 50 mostra uma visão geral do dado sísmico através da *Inline* 2124 com os poços 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS, 9 RO 82 RJS, 9 RO 20 RJS e 9 RO 06A RJS e o perfil de velocidade compressional (Vp). O carregamento dos dados mostrou que todos os poços selecionados possuem *checkshots*, marcadores (topos) e os perfis GR, Caliper, Resis, NPHI, Vp, Vs, e ρ , exceto o poço 9 RO 23 RJS, que não possui o perfil NPHI.

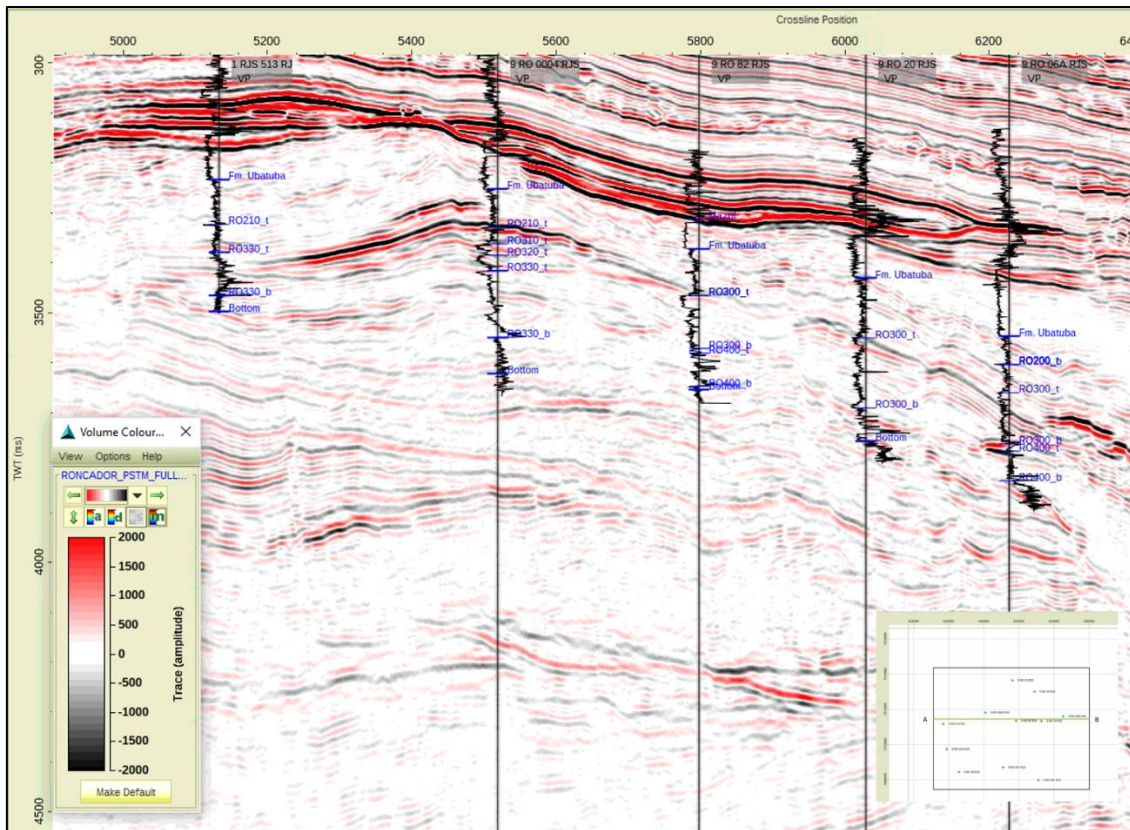


Figura 50: *Inline* 1216 carregada junto com alguns dos poços deste projeto. A janela menor mostra a área do projeto.

Os poços 9 RO 20 RJS, 9 RO 23 RJS e 9 RO 04 RJS apresentaram problemas de calíper, o que sugere uma série de arrombamentos nas paredes dos poços, podendo a princípio gerar artefatos nas leituras dos perfis (Figura 51). A forma mais apropriada de verificar arrombamentos é através da diferença entre o calíper e o tamanho da broca de perfuração (*bitsize*) em conjunto com a comparação entre o perfil de densidade (RhoB) e da correção da densidade (DRHO). Mas tanto a curva de *bitsize*, quanto o DRHO não foram disponibilizadas. Dessa forma, a análise fica restrita a verificar possíveis efeitos do calíper nos demais perfis, sendo uma análise mais qualitativa, o que pode comprometer a qualidade dessas curvas para esses poços. Em um primeiro momento, estas curvas não serão utilizadas na avaliação de física de rochas dos reservatórios.

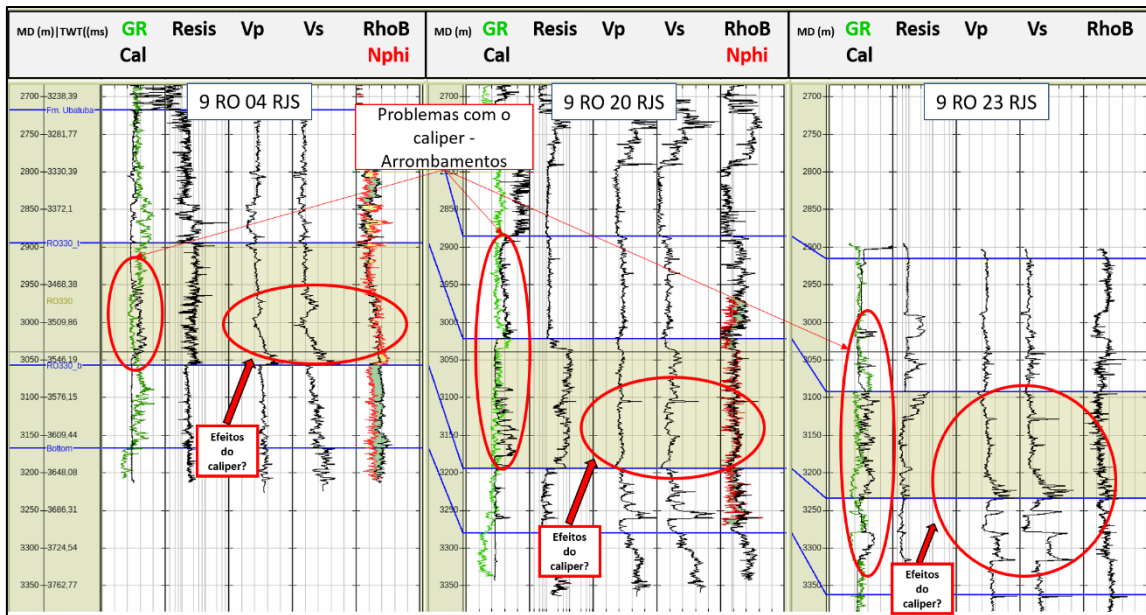


Figura 51: Problemas no cáliper nos poços 9 RO 04 RJS, 9 RO 20 RJS e 9 RO 23 RJS indicando uma possível influência nos perfis Vp, Vs e RhoB. O Cáliper está indicado pela curva de cor preta no 1º track junto com o perfil de raio gama.

Nos demais poços, pequenos *gaps* foram corrigidos automaticamente e apenas intervenções menores foram necessárias como a remoção de *spikes* (Figura 52) e a interpolação das curvas para o topo e base do poço, no intuito de facilitar os cálculos realizados. O tratamento e correção de efeitos de invasão de filtrado na zona lavada foram realizados previamente antes do recebimento dos dados e não serão tratados aqui.

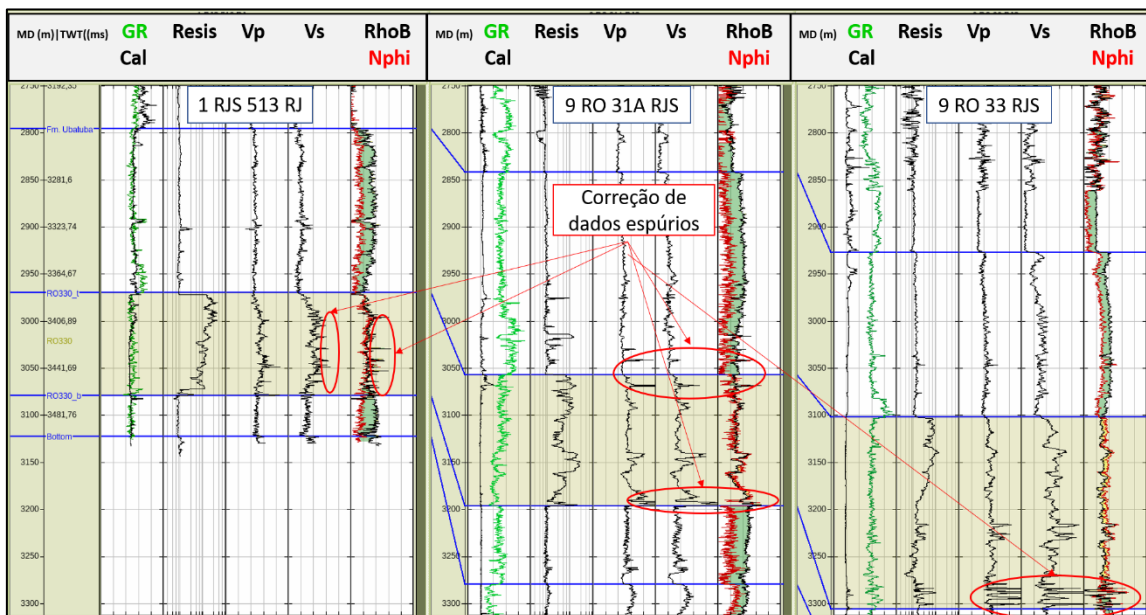


Figura 52: Exemplo de regiões onde a edição de *spikes* foi realizada.

Além dos perfis convencionais que foram importados a partir dos arquivos LAS e DLIS, os perfis de litologia (exceto para os poços 9 RO 20 RJS, 9 RO 23 RJS e 9 RO 87 RJS) e granulometria (exceto para os poços 9 RO 06A RJS, 9 RO 87 RJS, 9 RO 20 RJS, 9 RO 23 RJS e 9 RO 30 RJS) foram criados para os poços que possuíam as informações de *mudlogging* em sua documentação.

6.2 Definição dos Intervalos de Trabalho e Zonas Produtoras

Os reservatórios turbidíticos no Campo de Roncador possuem vários níveis estratigráficos em algumas regiões. A documentação dos poços se refere a esses níveis como RO 200, RO 300 e RO 400, sendo o RO 300 a zona produtora mais importante. Dentro desses níveis principais existem subdivisões que diferenciam essas zonas entre si. O nível RO 200 é diferenciado nos subníveis RO 210 e RO 220. O nível RO 300 é separado nos subníveis RO 310, RO 320 e RO 330, no qual em algumas regiões este pode ser subdividido em RO 330A, RO 330B e RO 330C. E, por fim, o nível RO 400 se subdivide em RO 410, RO 420 e RO 430. A Tabela 7 mostra em quais poços essas zonas foram encontradas, suas respectivas espessuras (*Gross thickness*) e o principal tipo de fluido no respectivo intervalo.

O intervalo de trabalho foi definido da parte final de cada poço até o topo da Fm. Ubatuba (topo do Cretáceo), que está identificada em todos os poços. O *underburden* são os folhelhos da base do intervalo RO300 até o final do poço. Por sua vez, o *overburden* foi interpretado como o pacote de folhelhos a partir da Fm. Ubatuba até o topo do RO300. Dessa forma, a Figura 53 mostra o exemplo do poço 9 RO 04 RJS com esses intervalos interpretados a partir de sua documentação.

Tabela 7: Zonas produtoras encontradas por poço, com suas respectivas espessuras (Gross) e tipo principal de fluido presente. Legenda para o tipo de fluido: A = água; O = Óleo; G = Gás.

Poço	RO200	Gross (m) / Fluido	RO300	Gross(m)/ Fluido	RO400	Gross(m)/ Fluido
9 RO 04 RJS	RO210	8,19 / O & G	RO310	12,47 / O & G	X	X
			RO320	18,69 / O & G		
			RO330A	53,61 / O		
			RO330B	111,44 / O		
1 RJS 513 RJ	RO210	3,77 / O	RO330	109,1 / O	X	X
9 RO 047 RJS	RO210	2,50 / A	RO310	23,38 / O	X	X
	RO220	2,68 / O	RO320	10,88 / O		
			RO330	4,64 / O		
9 RO 06A RJS	RO210	1,33 / O	RO310	0,70 / O	RO410	2,81 / A
			RO320	5,06 / O	RO420	1,81 / A
			RO330	123,84 / O	RO430	5,51 / A
9 RO 087 RJS	X	X	RO310	2,09 / O	RO430	1,70 / A
			RO320	6,00 / O		
			RO330	56,32 / O		
9 RO 30 RJS	RO210	19,16 / O	RO310	12,10 / O	RO410	27,18 / A
			RO320	6,80 / O	RO420	12,00 / A
			RO330A	73,10 / O	RO430	19,00 / A
			RO330B	42,18 / O		
9 RO 31A RJS	RO210	1,70 / O	RO310	17,80 / O	X	X
			RO320	3,00 / O		
			RO330A	69,03 / O		
			RO330B	70,30 / O		
9 RO 33 RJS	RO210	1,70 / A	RO330A	108,78 / O	RO410	3,40 / A
			RO330B	70,50 / O		
			RO330C	34,30 / A		
9 RO 82 RJS	X	X	RO310	10,00 / O	RO410	19,51 / A
			RO320	17,10 / O	RO420	8,60 / O
			RO330A	26,00 / O	RO430	18,11 / A
			RO330B	11,50 / O		
			RO330C	50,05 / O		
9 RO 20 RJS	X	X	RO320	10,19 / O	RO410	2,40 A
			RO330A	70,21 / O		
			RO330B	88,68 / O		
9 RO 23 RJS	RO210	19,60 / O	RO310	15,40 / O	RO410	29,91 / A
			RO330A	88,70 / A	RO430	39,41 / A
			RO330B	40,31 / A		

Com essa interpretação inicial ilustrada no exemplo da Figura 53, a granulometria indica a presença de areias grossas a cascalhos e pouca incidência de areias finas nos intervalos RO310, RO320 e RO330. Também podemos perceber que o perfil GR não é capaz de diferenciar as litologias presentes. Isso é devido à alta concentração de minerais arcóseos como feldspato², que influenciam na leitura do perfil de GR. Dessa forma, o perfil GR não é indicado para diferenciar os intervalos reservatórios dos não-reservatórios e para o cálculo de volume de argila na área de estudo (Paiva *et al.*, 2019). Por outro lado,

² Ver capítulo 2 – Bacia de Campos

a análise conjunta dos perfis densidade (RhoB) e neutrão (NPHI) mostrou uma excelente correlação com o perfil de litologia nos intervalos, discriminando de forma consistente os arenitos dos folhelhos. Isso demonstra que os perfis RhoB e NPHI devem funcionar como melhores indicadores litológicos do que o perfil GR. Esse padrão é observável em todos os poços.

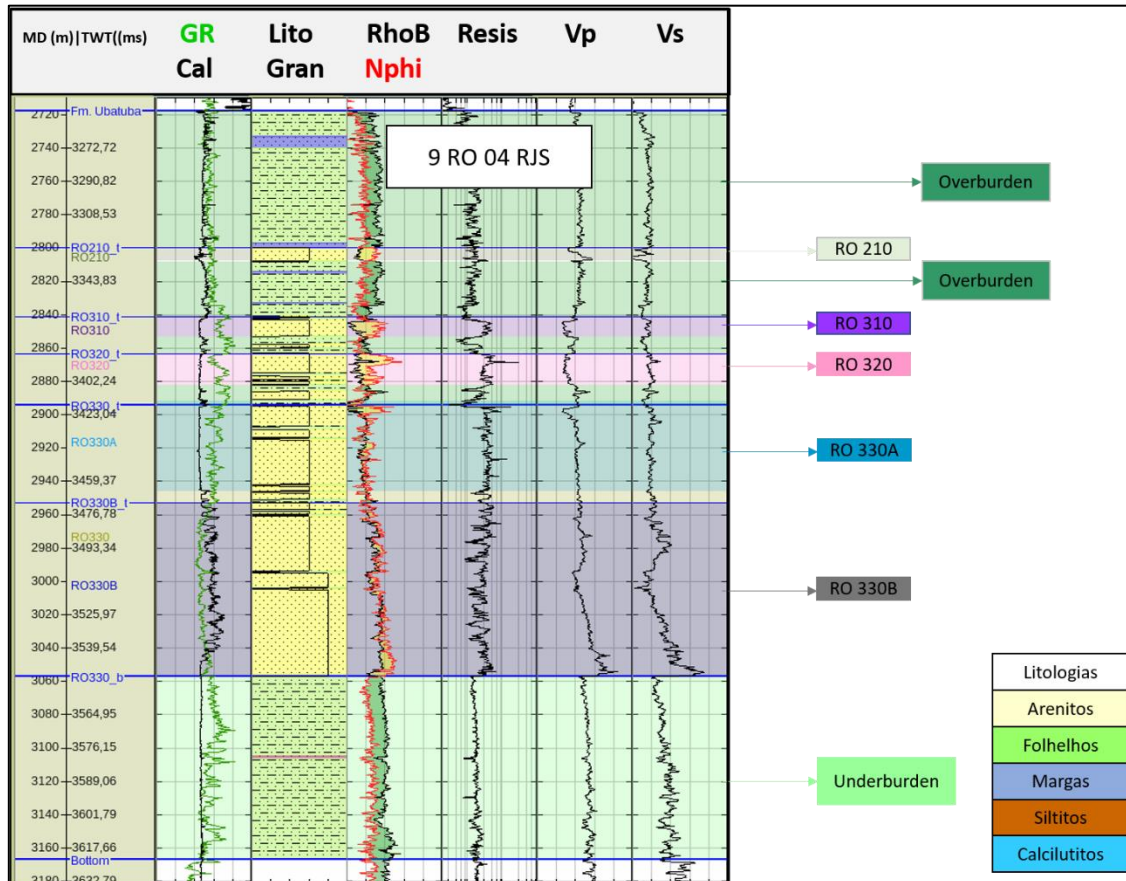


Figura 53: Zonas reservatório identificadas tendo como referência a documentação do poço. Essas zonas foram relacionadas como os intervalos de interesse deste projeto.

6.3 Cálculo das Propriedades Petrofísicas

Esta seção descreve as metodologias utilizadas para calcular as propriedades petrofísicas com o objetivo de utilizar essas informações no estudo e modelagem de física de rochas. São descritas as metodologias para os cálculos dos parâmetros totais das propriedades petrofísicas que envolvem os cálculos da fração do volume mineral (Vcl), da porosidade total (PHIT) e da saturação de água total (Sw_t). Os parâmetros efetivos são dados pela fração do volume litológico (Vsh), porosidade efetiva (PHIE) e a saturação de água efetiva (Swe). Como descrito na seção de parametrização petrofísica, essa etapa provê resultados mais robustos se os cálculos forem calibrados com amostras de rochas e

testemunhos. Como essas informações não estão disponíveis, em uma tentativa de minimizar essa limitação, algumas propriedades e valores utilizados nos cálculos foram extraídas da literatura, buscando sempre as informações mais atualizadas.

6.3.1 Propriedades Elásticas dos Minerais e dos Fluidos

As propriedades elásticas dos minerais e dos fluidos foram determinadas a partir dos dados de poço e de dados da literatura. Dessa forma, para a mineralogia foram usados os valores mostrados na Tabela 6 (Capítulo 4 – seção 4.2.3). Entretanto os valores para os folhelhos* foram calculados a partir dos perfis Vp, Vs e RhoB nos intervalos *overburden* e *underburden*.

No caso dos fluidos, as propriedades elásticas foram calculadas pela transformação de Batzle & Wang (Batzle & Wang, 1992) considerando apenas o intervalo produtor RO300 (Tabela 8). As informações adicionais (temperatura, pressão, salinidade da água, razão gás-óleo, grau API, gravidade do gás (óleo) e gravidade do gás (gás), necessárias ao cálculo das propriedades elásticas, foram consideradas como os valores médios das características do reservatório. Essas informações estão disponíveis apenas para os poços 1 RJS 513 RJ, 9 RO 082 RJS e 9 RO 04 RJS.

Tabela 8: Parâmetros elásticos dos fluidos.

Fluido	Rho(g/cm ³)	Vp(m/s)	K _{fl} (GPa)
Água	1,058	1,64	2,85
Óleo	0,828	1,278	1,353
Gás	0,244	0,604	0,089

*Informações adicionais: Temperatura = 62°C; Pressão = 4565 psi; Salinidade da água 90.000 PPM; Razão Gás – Óleo (GOR) = 75 v/v; API = 18°; Gravidade do gás (óleo) = 0,6; Gravidade do gás (gás) = 0,7.

6.3.2 Estimativa do Volume de Argila

Nesta etapa são descritos os métodos utilizados para a determinação da argilosidade. O controle de qualidade para a validação da estimativa do volume de argila teve como base a comparação direta das curvas calculadas com o perfil de litologia. A argilosidade foi estimada através do método de Larionov (Larionov, 1969), que utiliza o perfil de GR, os métodos de Vernik (Vernik, 2016) e de Bhuyan & Passey (1994), na qual ambos utilizam os perfis RhoB x NPHI. Neste projeto, a curva de argilosidade está

expressa em função da fração de volume mineral considerando uma mistura de argila e quartzo, os módulos minerais efetivos foram calculados pelo limite (ponderado) de Voight-Reuss-Hill atribuindo pesos iguais tanto para K quanto para μ , conforme descrito no capítulo 4 (seção 4.1.1).

A Figura 54 mostra os resultados das estimativas do volume de argila para os poços 9 RO 33 RJS, 9 RO 47 RJS, 9 RO 82 RJS e 9 RO 6A RJS. As curvas Lito 01, Lito 02 e Lito 03 se referem aos volumes de argilas calculadas através dos métodos de Larionov, Vernik e Bhuyan & Passey, respectivamente. O perfil Lito 04 é o perfil de litologia criado a partir da documentação do poço.

Os resultados mostram que o método de Larionov produziu resultados incompatíveis com a interpretação litológica dos poços. Isto já era esperado, visto que na área de estudo existe a presença feldspato. Então, na área de estudo a estimativa do volume de argila usando o perfil GR não foi capaz de produzir um resultado compatível com a interpretação litológica. Já os dois métodos que utilizam os perfis RhoB e NPHI produziram resultados com uma excelente correlação com o perfil de litologia. Analisando a Figura 54, podemos ver que os perfis LITO 02 e LITO 03 são muito semelhantes, apenas com pequenas diferenças. Isso se deve ao maior controle na calibração das litologias que o método de Vernik possui. Somado ao fato que este método permite diferenciar folhelhos de argilas, isto é importante pois o modelo de física de rocha utilizado neste trabalho diferencia o volume de argila do volume de folhelho, como discutido anteriormente. A equação usada no método de Bhuyan e Passey é genérica no cálculo de volume do mineral, não permitindo uma calibração dos minerais ou litologias, sendo necessário tomar cuidados adicionais para determinar o volume de folhelho e/ou de argila. Dessa forma, a fração do volume de argila para este projeto foi estimada através do método de Vernik para todos os poços, já que alcançou ótimos resultados e permite uma maior flexibilização nas estimativas dos volumes dos minerais.

A Figura 55 mostra os resultados da estimativa do volume de argila e de folhelhos pelo método de Vernik para os poços 9 RO 31A RJS, 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS e 9 RO 30 RJS. A fração de volume calculada é comparada com os perfis de litologia, granulometria (exceto para o poço 9 RO 30 RJS) e os perfis RhoB x NPHI. Interessante notar que não parece haver relação entre a granulometria e o volume de argila. A granulometria indica que esses arenitos são compostos essencialmente por areias grossas e cascalhos. Mas estes no geral possuem volume de argila bem baixo, mostrando se tratar de arenitos limpos.

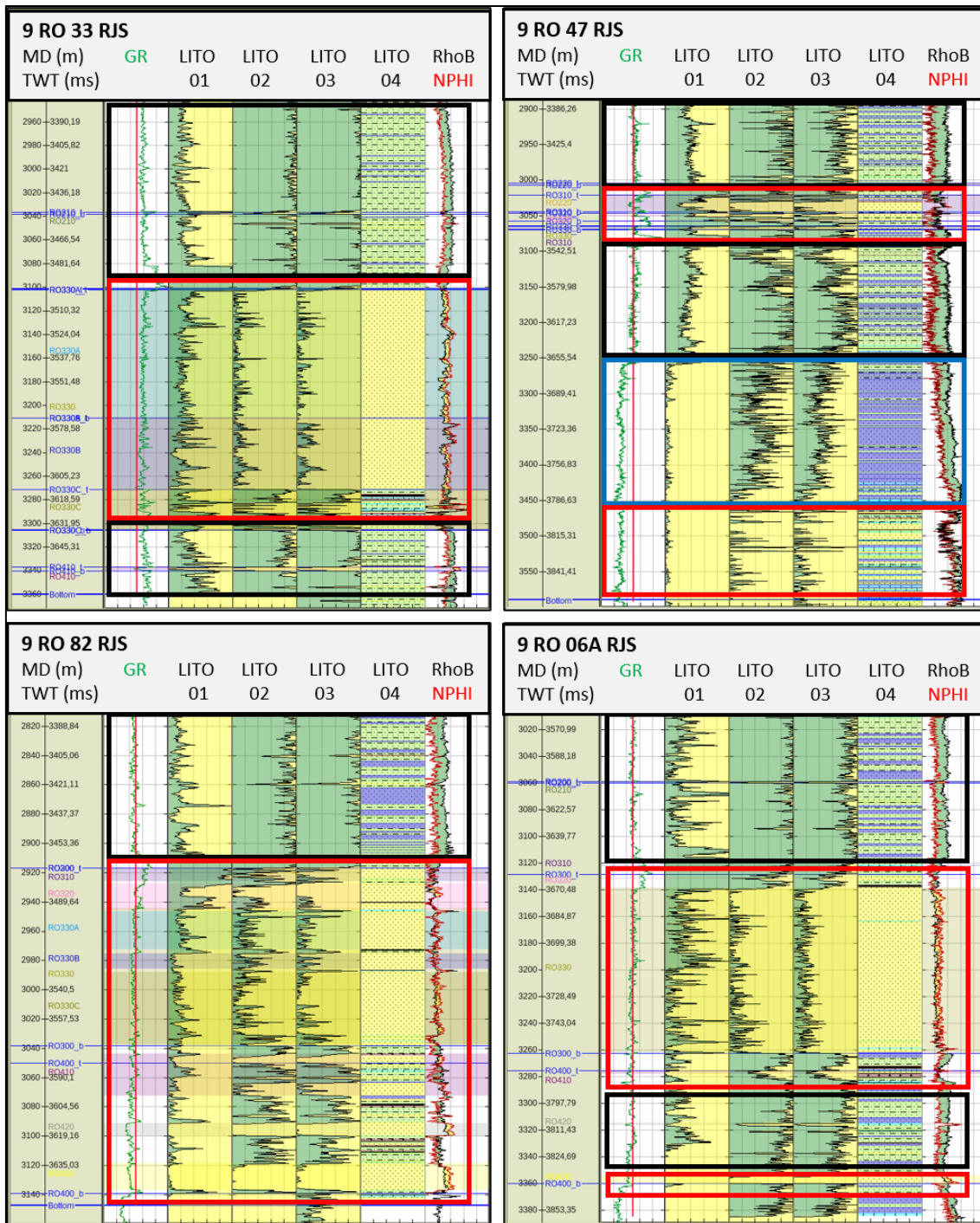


Figura 54: Frações de volume de argila destacando as zonas não reservatório (*overburden* e *underburden*) em preto e os reservatórios em vermelho. Note a leitura anômala do perfil GR no poço 9 RO 47 RJS (em azul), que representa uma extensa camada de margas acima do Arenito Namorado, o qual poderia levar a uma interpretação errada da geologia local.

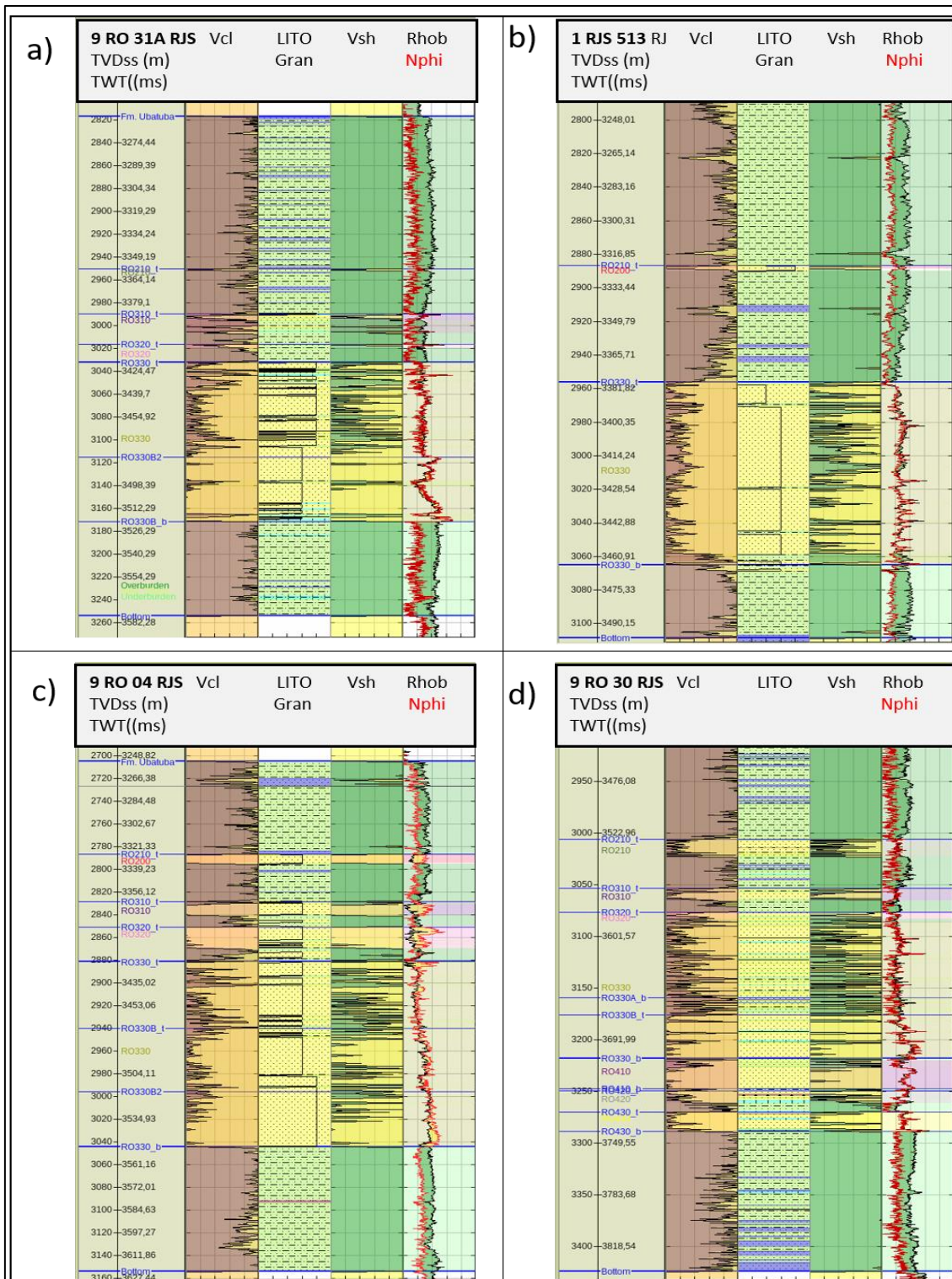


Figura 55: Resultado da estimativa do volume de argila (Vcl) e de folhelho (Vsh) através do método de Vernik para os poços 9 RO 31A RJS (a), 1 RJS 513 RJ (b), 9 RO 04 RJS (c) e 9 RO 30 RJS (d). As cores marrom e amarelo para o volume de argila representam as proporções minerais de argila e quartzo. Para o volume de folhelho, as cores verde e amarelo representam respectivamente as proporções litológicas de folhelhos e areias.

6.3.3 Cálculo da Porosidade

As porosidades foram calculadas a partir do perfil de densidade levando em conta a fração de volume de argila (V_{cl}) para determinar a porosidade total (PHIT) e a fração de volume de folhelho (V_{sh}) para a porosidade efetiva (PHIE) através da Eq. 3.3. Essa metodologia foi usada para calcular as curvas de porosidade para todos os poços conforme descrito no capítulo 3 (seção 3.2.2).

6.3.4 Cálculo da Saturação de Água

A saturação foi calculada através da equação de Archie (Eq. 3.19) usando os coeficientes $a = 1$ e $n = m = 2$. Para todos os poços foram obtidas as curvas de saturação efetiva (S_{we}) e saturação total (S_{wt}) expressa em termos das porosidades correspondentes (efetiva e total), oferecendo assim uma perspectiva conjunta dos fluidos no espaço poroso da rocha. O módulo *bulk* dos fluidos, K_{fl} é calculado pela equação de Wood (Eq. 4.14). Assim, temos o conjunto saturação – porosidade onde os fluidos complementares foram inseridos de acordo com a interpretação que consta na documentação dos poços e está descrita na Tabela 7.

A Figura 56 mostra os perfis de porosidade, saturação, V_{cl} , V_{sh} , litologia e o conjunto $RhoB \times NPHI$ para os poços 9 RO 31A RJS, 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS e 9 RO 30 RJS. Nesta figura são mostradas todas as propriedades petrofísicas em termos dos parâmetros totais e efetivos necessárias ao estudo e modelagem de física de rochas. A

Tabela 9 contém os valores médios das propriedades petrofísicas extraídas a partir dos perfis calculados para todos os poços, permitindo analisar essas propriedades nos intervalos de interesse.

O intervalo RO 300, que se divide nos subníveis RO 310, RO 320 e RO 330, possui valores médios da porosidade em torno de 22%, chegando a ter porosidade máxima de 34%, sendo um intervalo com baixo conteúdo de argila e possuindo arenitos mais limpos com alta saturação de óleo, no entorno de 62%, em uma extensa coluna de óleo (esses valores citados se referem, principalmente, ao intervalo RO 330, pois os intervalos RO 310 e RO 320, no geral, se apresentam como camadas delgadas e contribuíram muito pouco no cálculo dos valores médios). O intervalo RO 200, que se subdivide em RO 210 e RO 220, também está saturado em óleo, contendo gás em alguns poços (por exemplo, no 9 RO 04 RJS), possui baixo volume de argila e contém arenitos limpos, mas se apresenta como uma camada delgada com espessura média é de 6m, estando abaixo da resolução sísmica. O intervalo RO 400 está quase totalmente saturado com água em seus

três subníveis, RO 410, RO 420 e RO 430, e apresenta volume de argila mais elevado e possuindo arenitos mais argilosos, embora apresentem porosidade total média de 20%.

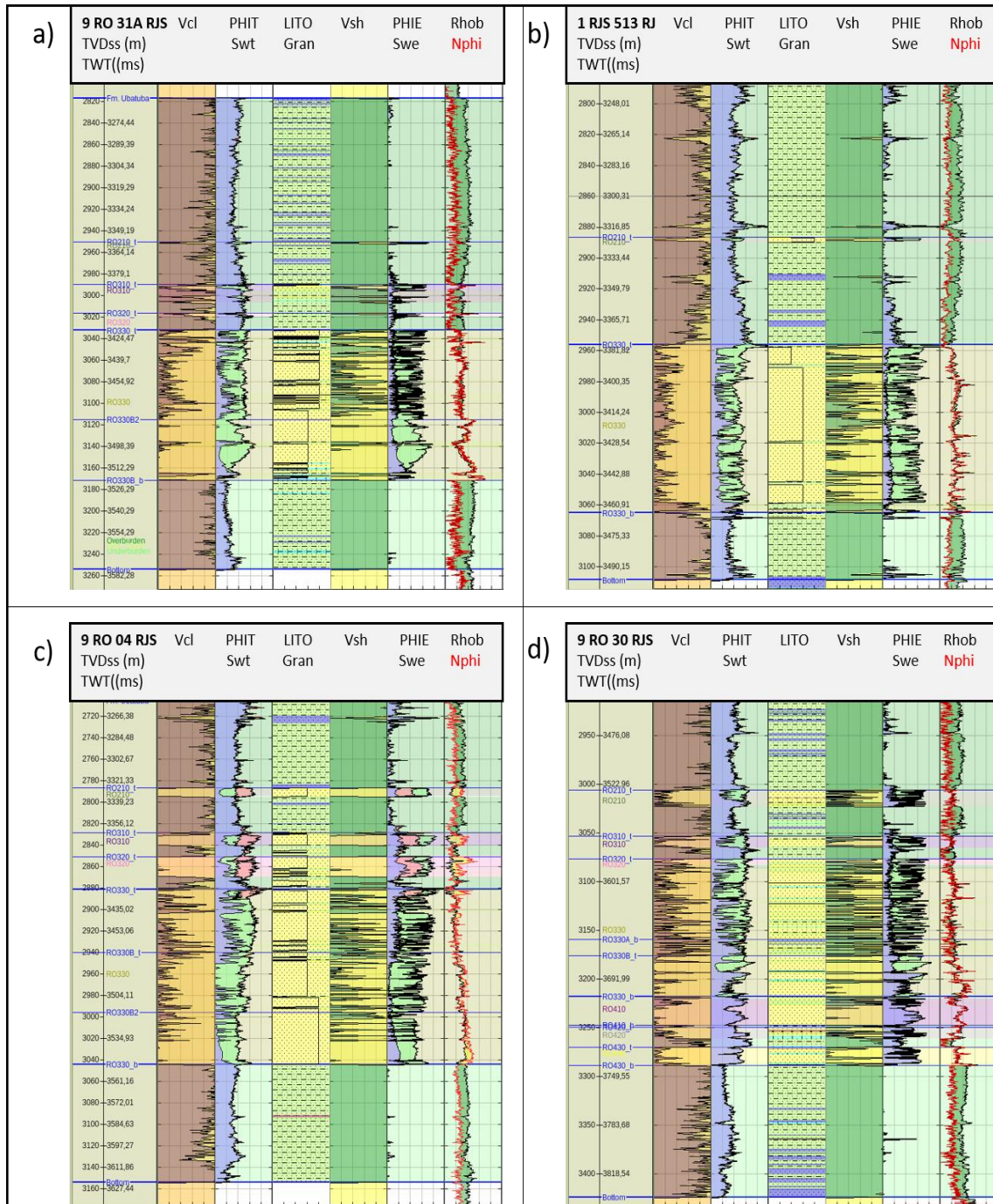


Figura 56: Perfis petrofísicos em termos dos parâmetros totais e efetivos comparados com o perfil de litologia e o conjunto Rhob x Nphi para os poços 9 RO 31A RJS (a), 1 RJS 513 RJ (b), 9 RO 04 RJS (c) e 9 RO 30 RJS (d). Os perfis de porosidade e saturação são mostrados junto para evidenciar a saturação de fluidos no espaço poroso onde temos os fluidos representados pelas seguintes cores: verde = óleo; azul = água; vermelho = gás.

Tabela 9: Valores médios das propriedades petrofísicas distribuídos por intervalos.
 Legenda: PHIT (porosidade total); PHIE (porosidade efetiva); Swt (saturação total de

água); Sot (saturação total de óleo); Vcl (volume de argila); Vsh (volume de folhelho); N/D (não disponível).

Intervalo	PHIT	PHIE	Swt	Sot	Vcl	Vsh
RO 200	0,26	0,24	0,41	0,47	0,24	0,47
RO 300	0,26	0,22	0,37	0,61	0,20	0,42
RO 400	0,20	0,19	0,92	0,08	0,39	0,49
Overburden	0,17	N/D	1	N/D	0,91	0,98
Underburden	0,15	N/D	1	N/D	0,73	0,93

6.4. Análise de Física de Rochas

Para iniciar as modelagens de física de rocha é necessário analisar e entender o comportamento dos parâmetros elásticos das rochas na área de estudo. A Figura 57 mostra uma sequência de *crossplot* normalmente usados na física de rocha, onde é possível verificar como os dados respondem a determinados atributos elásticos. Essa análise foi feita nos intervalos *overburden*, RO330 e *underburden*, que são os intervalos de interesse utilizando os perfis *in situ*.

Na Figura 57, os modelos de física de rocha de Gardner (Gardner *et al.*, 1974), que relaciona V_p versus $RhoB$, e de Greenberg & Castagna (1992), que relaciona V_p versus V_s) não estão calibrados e servem para tentar entender o comportamento das rochas em termos de compactação e se os dados seguem alguma tendência. Podemos ver que o *crossplot* que mostra uma melhor separação das litologias é o V_p versus $RhoB$, que mesmo havendo uma sobreposição mostra dois conjuntos de dados, reservatório e não-reservatórios, separáveis no espaço elástico. Os modelos de física de rocha não calibrados indicam que os dados seguem a tendência esperada para as litologias dentro do respectivo espaço elástico. Sendo assim, esses modelos simples de física de rocha foram utilizados como ponto de partida no estudo das propriedades elásticas das rochas.

Devido à complexidade do fluxo de trabalho desenvolvido para o estudo de física de rochas, este pode ser melhor entendido através da Figura 58, na qual são listados os tópicos desenvolvidos neste estudo.

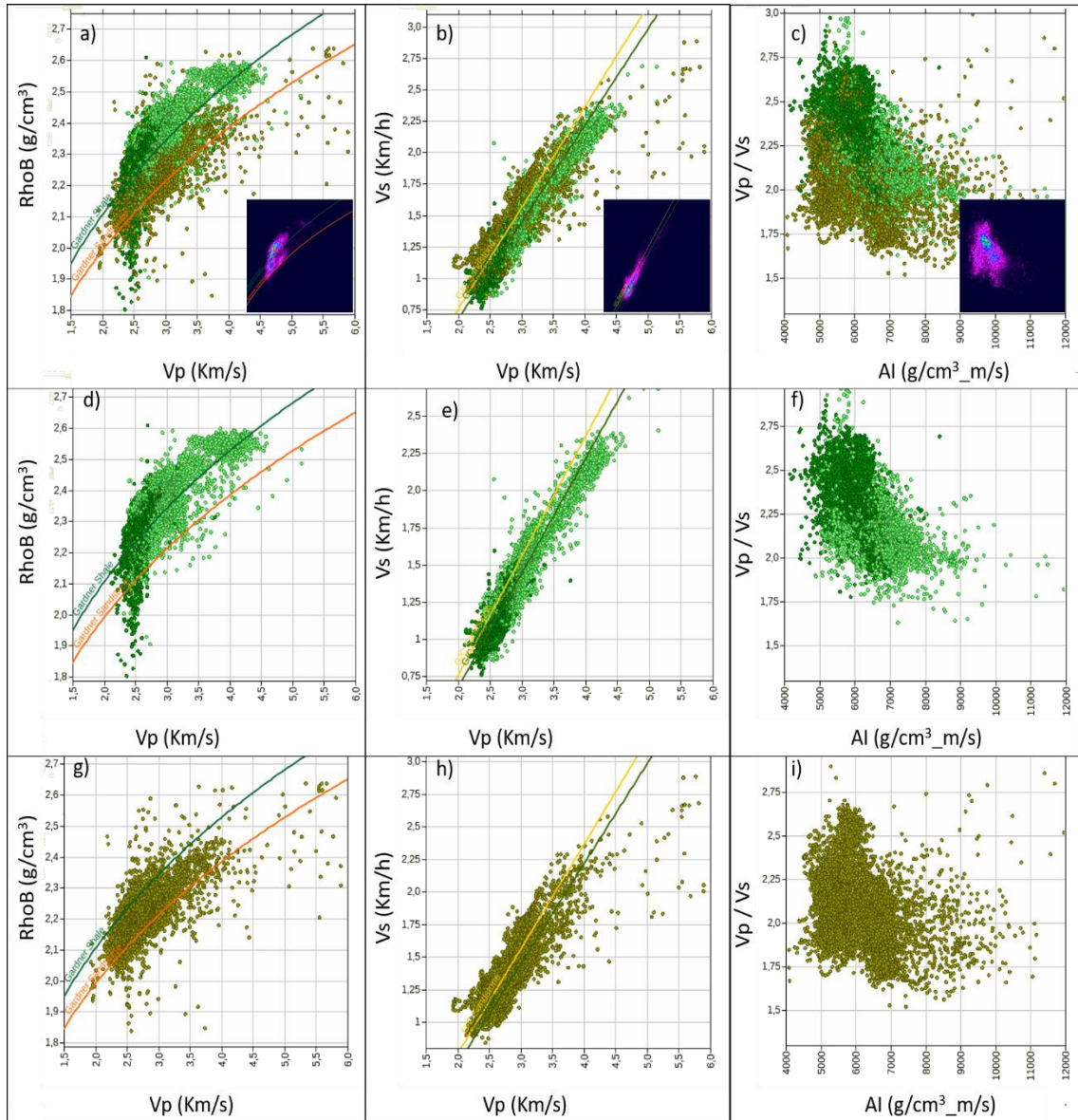


Figura 57: *Crossplots* de Vp versus RhoB, Vp versus Vs e AI versus Vp/ Vs para os intervalos *overburden* (verde escuro), *underburden* (verde claro) e RO 330 (amarelo) com os modelos de física de rocha de Gardner e Greenberg & Castagna para folhelhos e arenitos respectivamente para os gráficos Vp versus RhoB e Vp versus Vs. Em a, b e c temos os *crossplot* para todos os intervalos. Em c, d e e o *crossplot* para os intervalos não reservatório. Em g, h e i para o intervalo do reservatório.

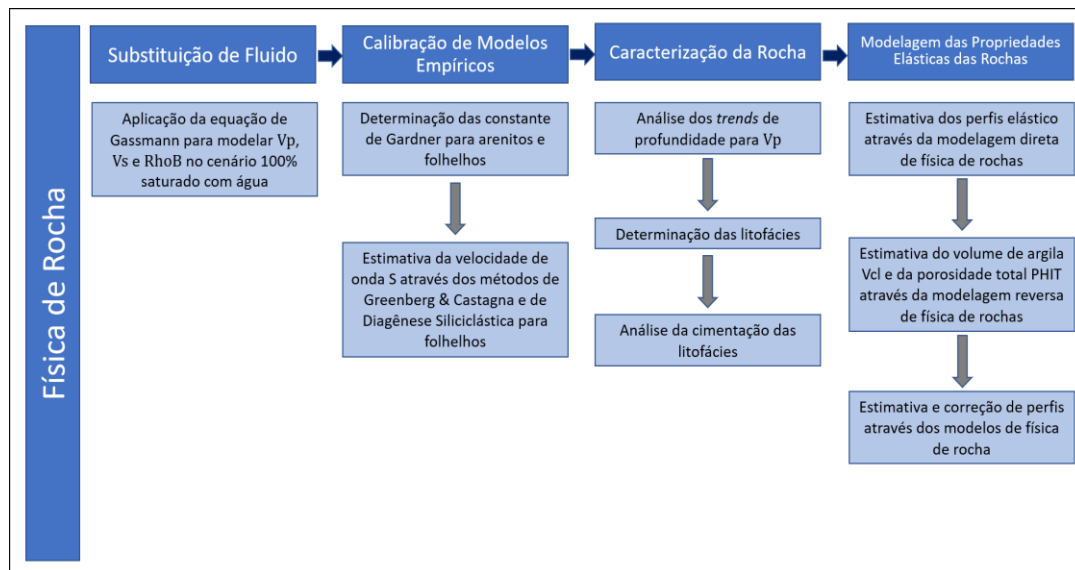


Figura 58: Fluxo de trabalho desenvolvido na modelagem de física de rocha.

6.5. Análise de AVO e dos Atributos Elásticos

A análise dos atributos elásticos é uma parte importante para a interpretação quantitativa das amplitudes e modelagem da resposta sísmica. Neste estudo, as amplitudes sísmicas foram modeladas a partir dos coeficientes de reflexão calculados com o auxílio dos perfis dos poços, tendo como objetivo analisar a variação de amplitude com o *offset* (AVO) e verificar quais os melhores atributos elásticos para discriminação de litologias e fluidos. A modelagem de AVO 1D utilizada nessa seção consiste no gráfico da variação dos coeficientes de reflexão pelos ângulos de incidência, calculados a partir da equação de Zoeppritz para a incidência e a reflexão de onda compressional (Aki & Richards, 1980).

Os atributos elásticos foram analisados em termos dos seus respectivos contrastes, que são definidos pelas propriedades elásticas que compõe as litologias superior e inferior em relação a uma interface. Dessa forma, o contraste dos atributos elásticos (AE) é calculado através da relação:

$$(AE_{\text{inf}} - AE_{\text{sup}}) / (AE_{\text{inf}} + AE_{\text{sup}}). \quad (6.1)$$

Os pulsos sísmicos foram extraídos estatisticamente ao redor de cada poço, incluindo fase, escalas e *delay* de forma a capturar as propriedades do dado sísmico, para que os sismogramas modelados apresentem o máximo de fidelidade em relação à sísmica. Os sismogramas sintéticos foram gerados para os cenários *in situ* e 100% saturado com água. Os perfis elásticos utilizados para o cálculo dos sismogramas passaram por um filtro passa banda, parametrizado de acordo com o espectro de frequência do dado sísmico (0Hz

– 6Hz/75Hz – 125Hz) para que tenham o mesmo espectro de frequência do dado real. O ângulo médio de empilhamento do dado “*fullstack*” segundo as informações contidas no cabeçalho do dado, foi definido em 17°.

As interfaces escolhidas representam superfícies importantes nos poços, como topo ou base do reservatório ou uma subdivisão do mesmo, no intuito de modelar a resposta sísmica de uma interface, na qual poderia funcionar como uma compartimentação. Dessa forma, para entender se o intervalo sofre algum efeito de interferência ou *tuning*, que impacta na modelagem das amplitudes, foi utilizado o modelo de cunha no intervalo de menor espessura em cada poço, no intuito de entender como se comportam esses efeitos.

Os contrastes de impedância foram analisados em conjunto com os coeficientes de refletividade entre as interfaces, e forneceram informações a respeito da variação das propriedades elásticas ao longo de intervalos específicos, sendo avaliados em termos de sensibilidade à substituição de fluidos. Durante a análise dos contrastes de impedância foi possível variar o ângulo *far* para verificar o comportamento da impedância elástica EI2 e dessa forma o maior contraste para EI2 se verifica para o ângulo *far* = 30°.

Como esta parte do estudo consiste em um fluxo de trabalho que envolve muitas etapas, essa análise descreve os resultados obtidos em cada etapa das modelagens separadamente, para o mesmo conjunto de poços que tem sido utilizado. E por fim, os mesmos atributos foram analisados em um contexto geral, englobando todos os poços, relacionando as litofácies às propriedades petrofísicas de volume de argila e porosidade total. Dessa forma foi possível estabelecer uma relação entre as propriedades elásticas e petrofísicas através de um atributo de AVO capaz de discriminar litologias correlacionado diretamente com as litofácies, que apresentou bons resultados em todos os poços. A Figura 59, descreve o fluxo de trabalho desenvolvido nesta etapa.

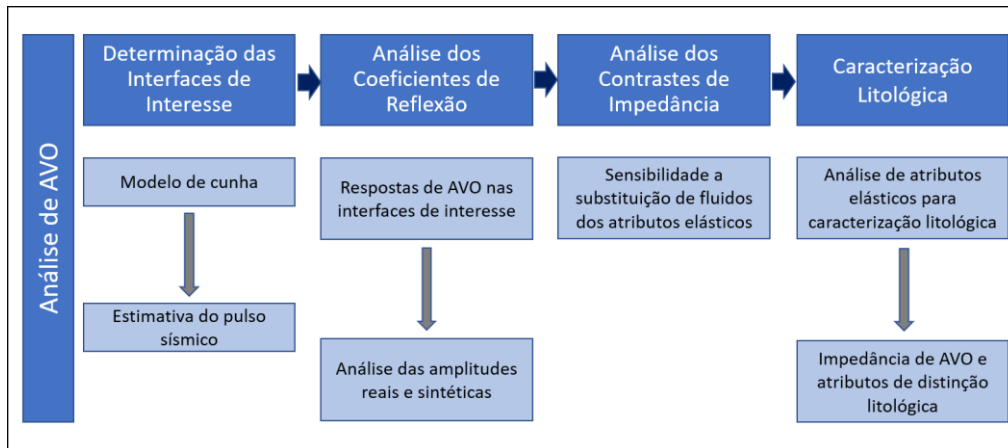


Figura 59: Fluxo de trabalho desenvolvido para a análise de AVO e dos atributos elásticos.

7. Resultados Parte I: Física de Rocha

Neste capítulo são apresentados os resultados referentes às etapas desenvolvidas na modelagem de física de rochas descritas ao longo do capítulo 4, para os poços 9 RO 31 A RJS, 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS e 9 RO 30 RJS.

7.1 Substituição de Fluidos

O intervalo de interesse RO300 e seus subníveis apresentam apenas saturação residual de gás em alguns poços e está saturado essencialmente com óleo (Tabela 7). Os demais intervalos, RO 200 e RO 400 não foram considerados nesta análise³. Para essa modelagem temos como cenário de fluido inicial as condições *in situ* dos perfis elásticos V_p , V_s e Rho_B . Então, para a calibração dos modelos de física de rocha foi realizada a substituição de fluido usando as equações de Gassmann (Eq. 4.13) para um cenário com saturação de 100% de água, removendo assim os efeitos dos hidrocarbonetos para realizar uma análise com foco na litologia.

Para a substituição de fluido, Simm & Bacon (2014) argumentam que ambas as porosidades efetivas (PHIE) e total (PHIT) podem ser utilizadas na parametrização dos valores para o K_{dry} e K_{sat} conforme descrito no capítulo 4 (seção 4.2.5). Dessa forma, esta etapa inicia com a modelagem do K_{dry} através do gráfico do módulo *bulk* normalizado *versus* porosidade que também nos fornece informações sobre a rigidez dos poros (Figura 60) para definir qual sistema de porosidade deve ser utilizada.

A utilização da porosidade total em conjunto com a fração de volume V_{cl} reuniu as fácies de arenito quase que em um único agrupamento de pontos, na qual a rigidez dos poros é muito baixa, próximo ao limite de Reuss, o que a torna mais sensível a substituição de fluido. Enquanto a porosidade efetiva, nesse caso produziu uma tendência bem definida da compactação variando com a porosidade e a rigidez dos poros. Em relação aos resultados, a utilização da curva PHIT superestimou os valores de V_p (Figura 61). Isso se deve ao fato de que PHIT modelou o K_{dry} de forma a ser mais sensível a substituição de fluido. Dessa forma, a abordagem pela porosidade PHIE apresenta uma modelagem para o K_{dry} que indica ser mais coerente com os parâmetros petrofísicos e geológicos (porosidade e compactação), por isso foi a metodologia adotada neste trabalho.

³ Os intervalos RO 210, RO 310 e RO 320 que contem gás, no poço 9 RO 04 RJS foram modelados a parte pois esse poço faz parte do conjunto de poços de trabalho.

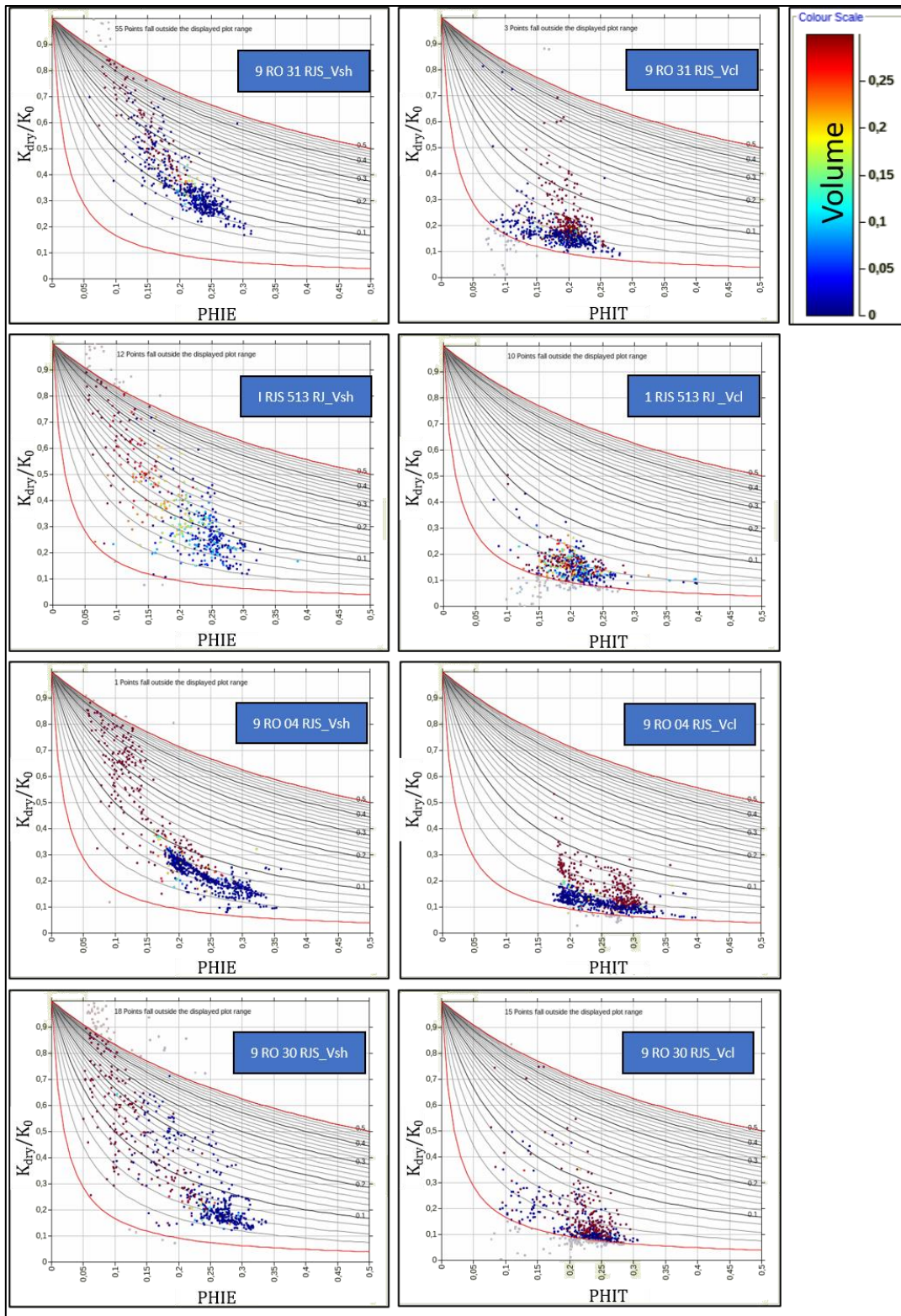


Figura 60: Modelagem dos valores de K_{dry} a partir dos parâmetros petrofísicos efetivos (Vsh) e totais (Vcl) para os poços 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS, 9 RO 30 RJS, 9 RO 31 RJS.

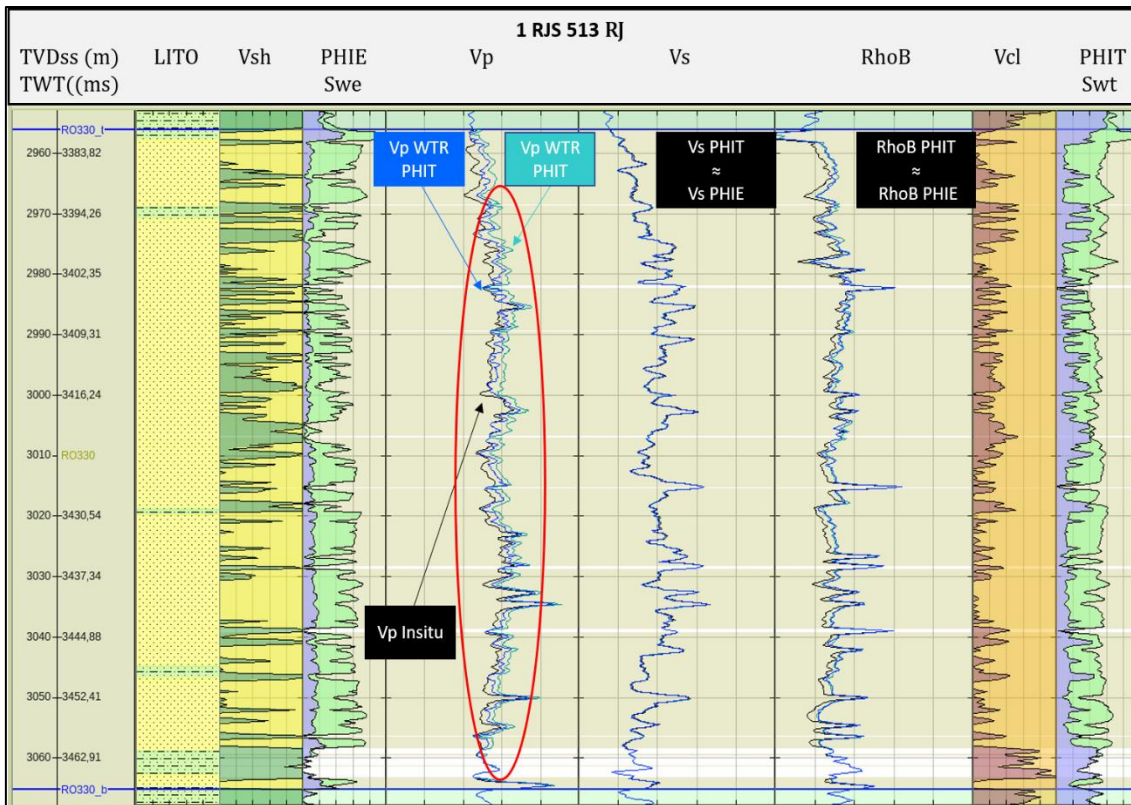


Figura 61: Comparação dos resultados da substituição de fluidos utilizando PHIE e PHIT para o poço 1 RJS 513 RJ no intervalo RO 330. Observe que a utilização de PHIT superestimou os efeitos da substituição de fluidos para Vp.

O método de modelagem da rocha seca (*dry rock modelling*) utilizado pelo software é o método da diferença, que é dado pela relação:

$$V_{p_{\text{final}}} = V_{p_{\text{inicial}}} + (V_{p_{\text{dry} \rightarrow \text{final}}(\text{modelado})} - V_{p_{\text{dry} \rightarrow \text{inicial}}(\text{modelado})}), \quad (7.1)$$

no qual se aplicou um *cut-offs* na porosidade de $0,05 < \text{PHIE} < 0,4$.

O resultado para os poços 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS, 9 RO 30 RJS, 9 RO 31 RJS pode ser conferido na Figura 62 onde são mostrados os perfis elásticos *in situ* (preto) e os perfis substituídos para saturação de 100% de água (azul). Os resultados estão dentro do esperado, na qual a remoção dos efeitos dos hidrocarbonetos causou um pequeno aumento nos perfis Vp e RhoB e o perfil Vs se manteve praticamente inalterado.

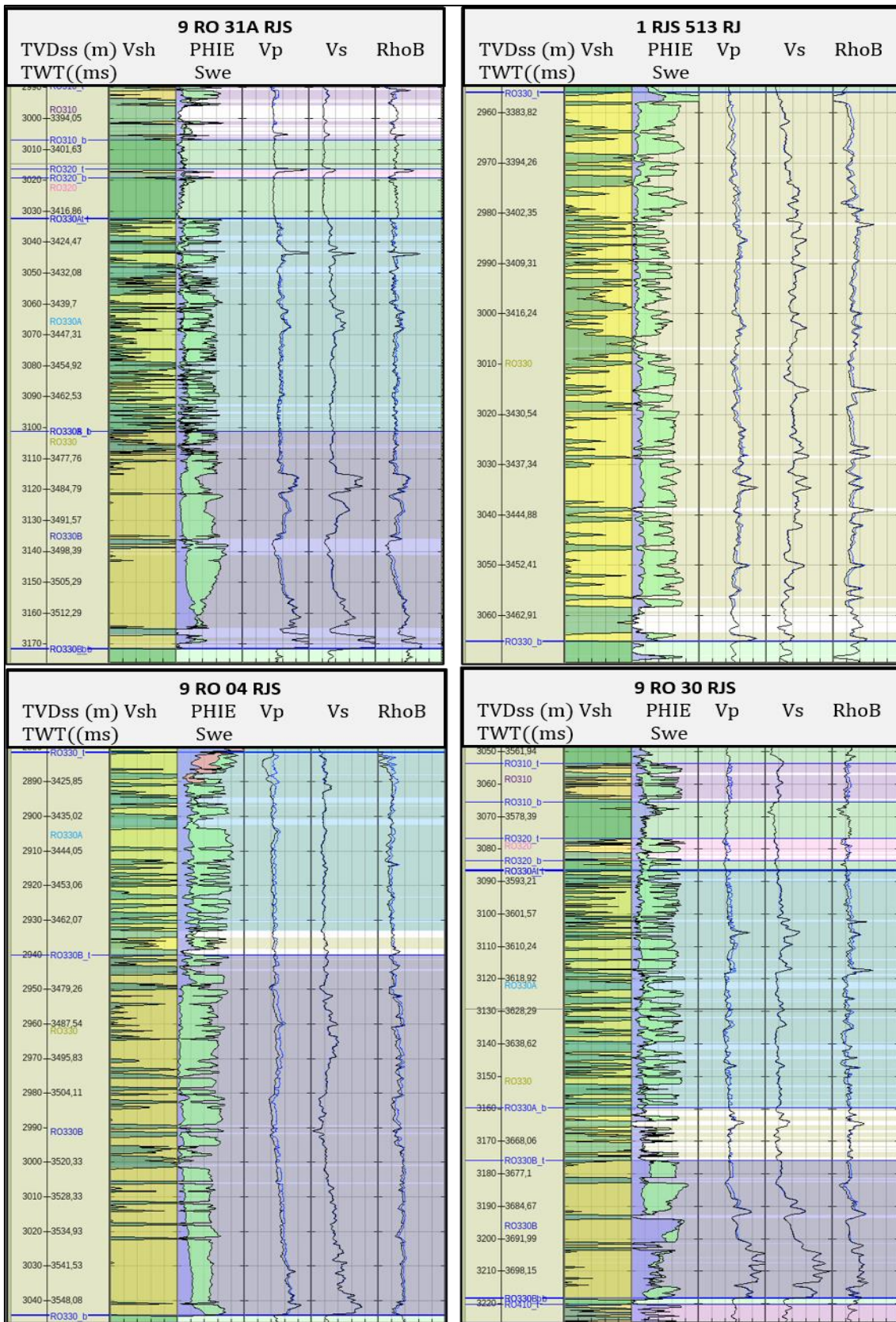


Figura 62: Resultados da substituição de fluido pela equação de Gassmann para o intervalo RO300 e seus subníveis nos poços 9 RO 31A RJS, 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS e 9 RO 30 RJS. Os perfis *in situ* estão em preto e os substituídos para 100% água, em azul.

7.2 Determinação das Constantes de Gardner para Arenitos e Folhelhos

A determinação das constantes de Gardner (Gardner *et al.*, 1974) (Eq. 4.8, Capítulo 4 – seção 4.1.3) foi feita para ajudar na modelagem dos arenitos do intervalo RO330 e dos folhelhos *overburden* e *underburden* para o caso de uma das informações necessárias (V_p ou Rho_B), não estejam disponíveis. Essa calibração foi realizada no cenário de 100% saturado com água, de forma a remover os efeitos dos hidrocarbonetos. Assim, foi possível estimar a resposta da densidade para os arenitos ou os folhelhos ao longo dos respectivos intervalos.

Na Figura 63, o *crossplot* V_p versus Rho_B mostra os pontos para os arenitos 100% saturados com água e com um *cut-off* aplicado no volume (litológico) para $V_{sh} \leq 10\%$. Na Figura 64 a mesma análise foi realizada, mas agora para os folhelhos dos intervalos do *overburden* e *underburden* com um *cut-off* aplicado para o volume considerando $V_{sh} \geq 90\%$. As constantes de Gardner obtidas para os arenitos no intervalo RO330 e os folhelhos *overburden* e *underburden* estão mostradas na Tabela 10.

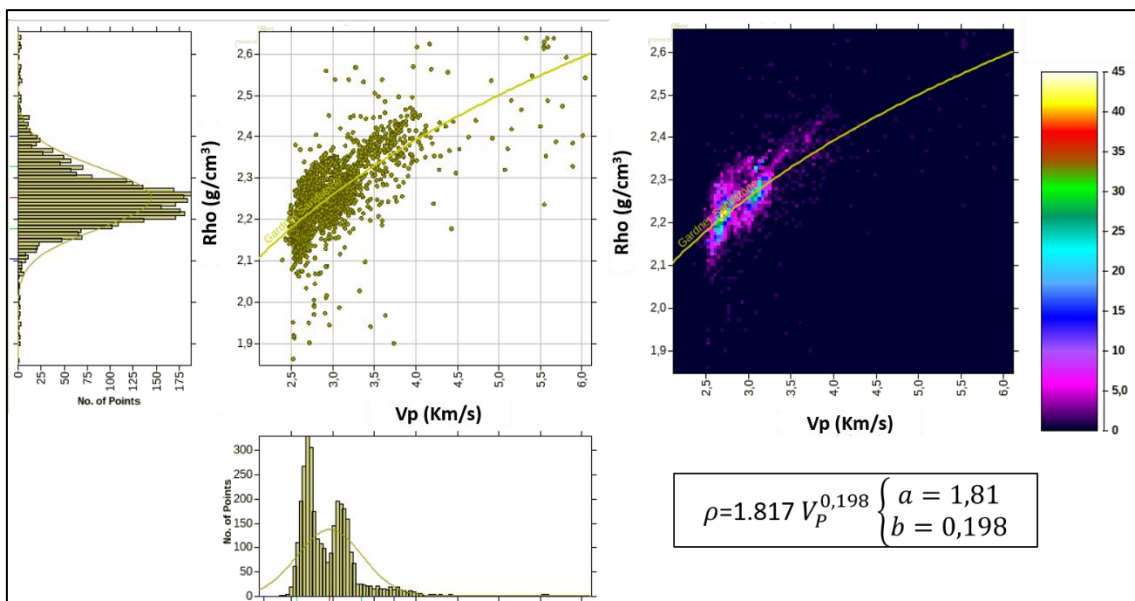


Figura 63: *Crossplot* V_p versus Rho_B mostrando apenas os arenitos limpos ($V_{sh} \leq 10\%$) do intervalo RO330. A figura indica também como estão distribuídos os valores das propriedades elásticas conforme mostra os histogramas e o gráficos com a frequência dos pontos.

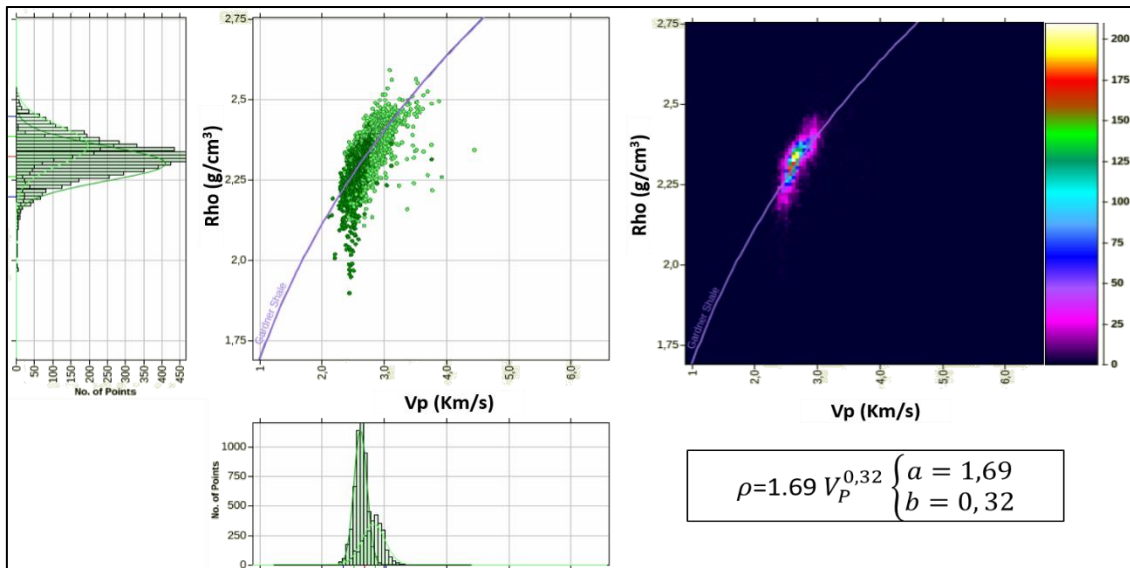


Figura 64: Crossplot V_p versus Rho_B com os folhelhos dos intervalos do *overburden* e *underburden*. A figura indica também como estão distribuídos os valores das propriedades elásticas conforme mostra os histogramas e o gráficos com a frequência dos pontos.

Tabela 10: Valores das constantes de Gardner encontradas para as litologias do Campo de Roncador.

Litologia	a	b
Areias saturadas com água (RO330)	1,817	0,198
Folhelhos (<i>overburden</i> & <i>underburden</i>)	1,69	0,32

7.3 Estimativa da Velocidade de Onda S

A partir dos perfis 100% saturados com água, é possível calcular as constantes de Greenberg & Castagna (Eq. 4.9) e estimar o perfil V_s , tanto para o intervalo RO 330 quanto para os folhelhos dos intervalos *overburden* e *underburden*. Para os folhelhos, também foi verificado o método de Diagenese Siliciclástica para folhelhos (Vernik & Kachanov, 2010) para a estimativa do perfil V_s . Nesse projeto, essa etapa serve para verificar a qualidade do perfil V_s medido no poço e compará-lo ao V_s estimado. Dessa forma, caso os perfis medidos e estimados sejam compatíveis entre si, essas metodologias podem ser usadas nos demais poços do Campo de Roncador para a estimativa do perfil V_s .

7.3.1 Método de Greenberg & Castagna (1992)

A Figura 65 mostra a calibração das constantes de Greenberg & Castagna através do crossplot V_p versus V_s (unidades em km/s) para os intervalos folhelhos *overburden* (a), RO 330 (b) e folhelhos *underburden* (c). A relação entre V_p e V_s para cada intervalo está descrita no gráfico correspondente. Uma vez que as constantes estejam calibradas para os intervalos de interesse, é possível calcular o perfil V_s a partir do perfil V_p e verificar a correspondência entre os perfis medidos e estimados.

A Figura 66 exibe os perfis V_s calculadas pelo método de Greenberg & Castagna para os intervalos folhelhos *overburden*, RO 330 e folhelhos *underburden*, comparadas com os perfis V_s medidos nos poços. No reservatório, o perfil V_s estimado é comparado ao perfil V_s 100% saturado com água. Nos demais intervalos é comparado ao perfil V_s *in situ*. A Tabela 11 mostra os valores das constantes da relação de Greenberg & Castagna obtidos através da calibração do modelo.

Tabela 11: Constantes de Greenberg & Castagna calibradas para os intervalos *overburden*, RO 330 e *underburden*.

Litologia	a_{i2}	a_{i1}	a_{i0}
Arenitos (RO 330)	0	0.5982	-0.4092
Folhelho (<i>Overburden</i>)	0	0.620	-0.512
Folhelho (<i>Underburden</i>)	0	0.638	-0.466

A correlação e o erro quadrático (RMSE) entre os perfis medidos e os estimados podem ser vistos na Tabela 12, onde estão separados por intervalo e por poço. A dispersão dos dados obtidos pode ser verificada na Figura 67.

Tabela 12: Valores das correlações e RMSE obtidos entre os perfis de V_s medidos e V_s estimados através do método de Greenberg e Castagna (1992).

Poço	Intervalo	Correlação	RMSE
9 RO 31A RJS	<i>Overburden</i>	0,726	0,049
	RO 330	0,824	0,11
	<i>Underburden</i>	0,749	0,042
1 RJS 513	<i>Overburden</i>	0,517	0,065
	RO 330	0,518	0,121
	<i>Underburden</i>	0,353	0,047
9 RO 04 RJS	<i>Overburden</i>	0,549	0,072
	RO 330	0,775	0,092
	<i>Underburden</i>	0,703	0,048
9 RO 30 RJS	<i>Overburden</i>	0,549	0,063
	RO 330	0,930	0,09
	<i>Underburden</i>	0,890	0,058

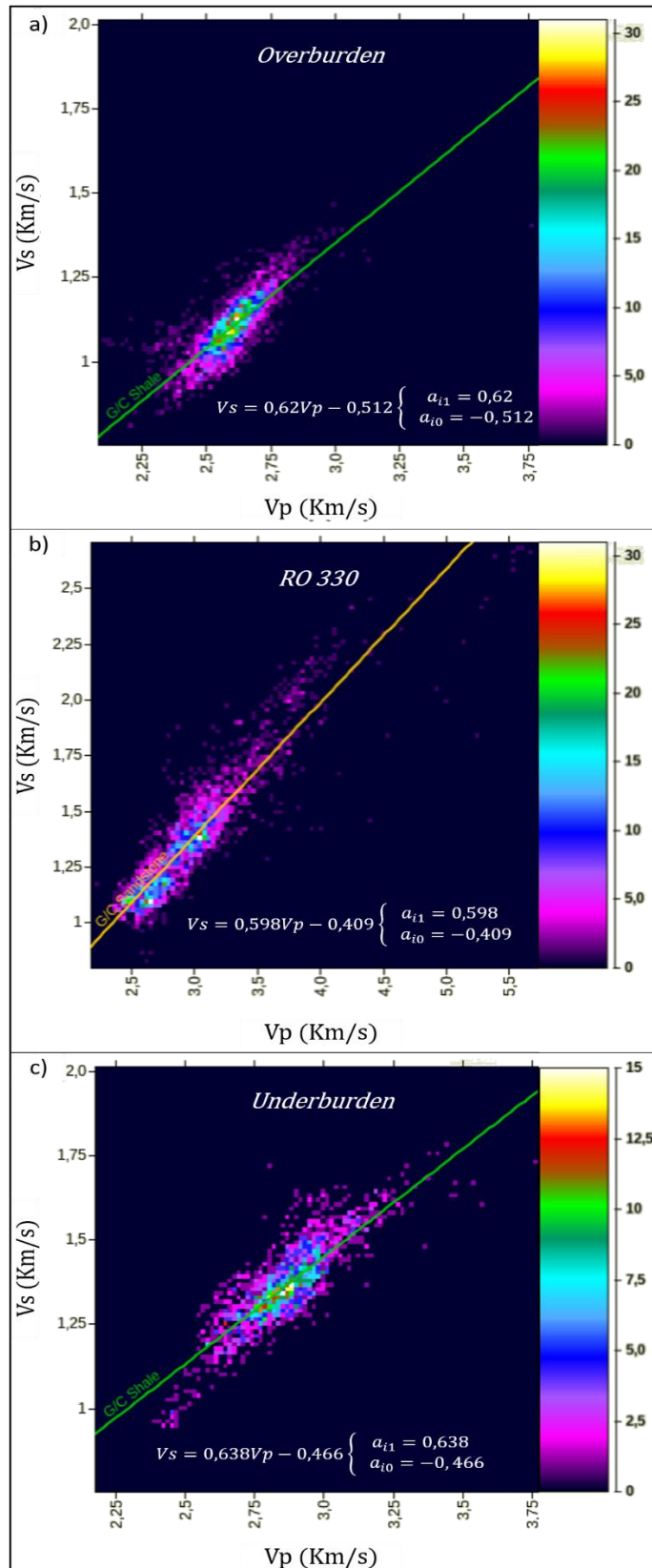


Figura 65: Calibração das constantes de Greenberg & Castagna para a estimativa do perfil V_s para os intervalos folhelhos *overburden* (a), RO 330 (b) e folhelhos *underburden* (c). Os dados estão parametrizados pela densidade da distribuição dos pontos.

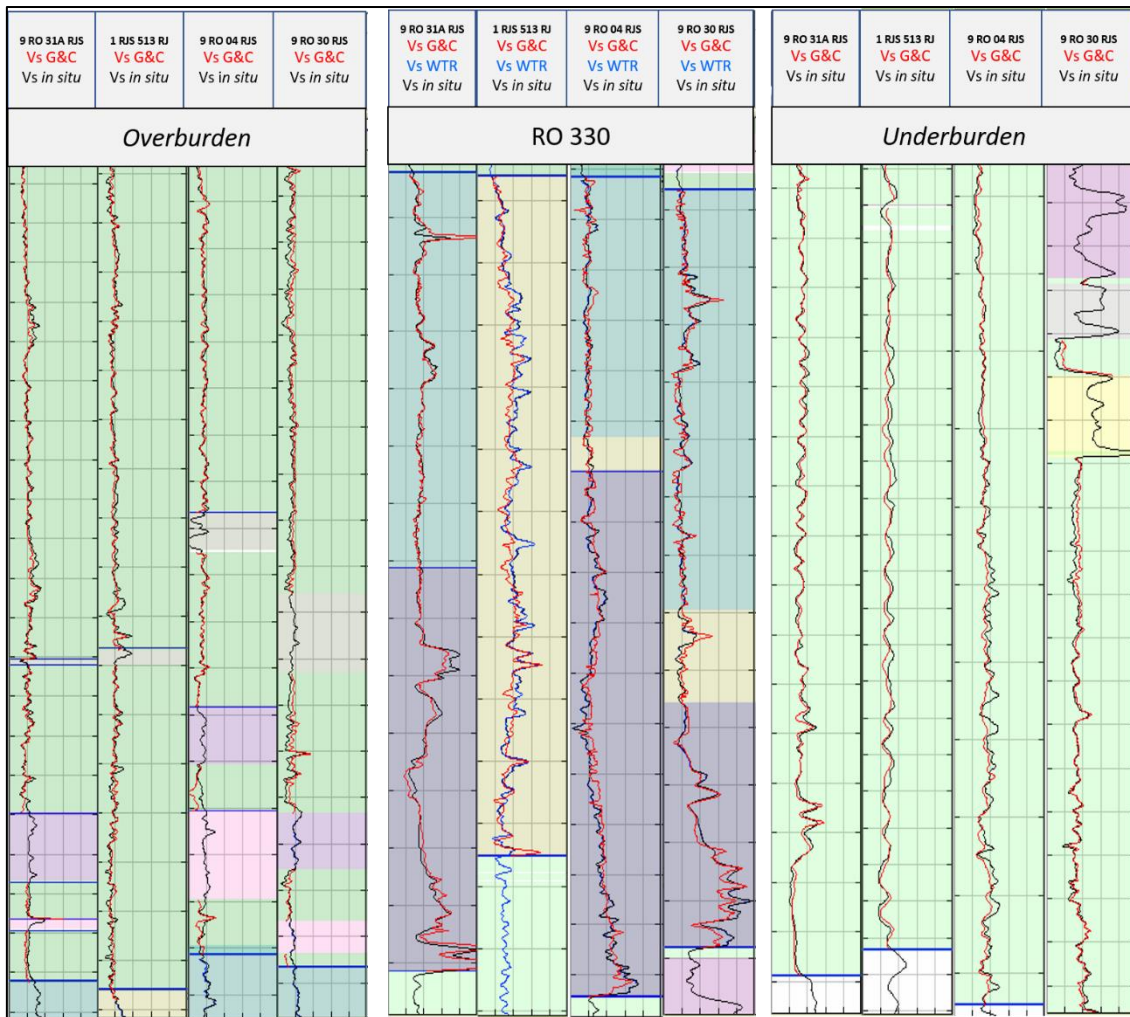


Figura 66: Perfis Vs estimado através do método de Greenberg & Castagna (vermelho) comparado com o perfil Vs *in situ* (preto) e o perfil 100% saturado em água (azul - apenas para o intervalo RO 330) para os intervalos *Overburden*, RO 330 e *underburden*. A figura mostra os poços 9 RO 31A RJS, 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS e 9 RO 30 RJS.

A análise a partir da Tabela 12 e das Figura 66 e Figura 67 mostram que os perfis de Vs estimados possuem excelente correlação com o perfil Vs medido. A correlação no intervalo *overburden* é que apresenta o menor valor e o poço 1 RJS 513 RJS apresenta o maior erro quadrático. Por outro lado, a análise visual dos perfis através da Figura 66 mostra que as curvas estimadas e medidas são muito semelhantes, apresentando as mesmas tendências. Na Figura 67 temos o *crossplot* entre o perfil Vs medido *versus* Vs estimado nos intervalos de interesse com informações sobre a dispersão dos dados, na qual se mostra pequena e coerente com o coeficiente de correlação. Dessa forma, as constantes modeladas se ajustaram com sucesso em produzir perfis de Vs através do método de Greenberg & Castagna.

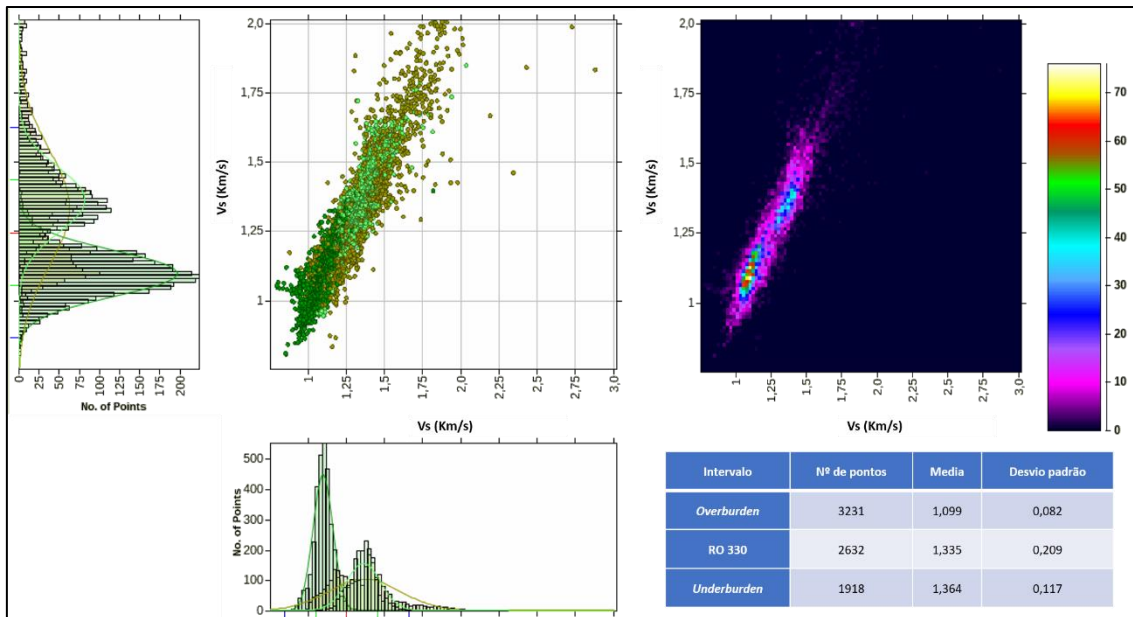


Figura 67: Crossplot dos perfis Vs estimado *versus* perfil Vs medido nos intervalos *overburden*, RO 330 e *underburden*.

7.3.2 Modelo de Diagênese Siliciclástica para Folhelhos

O modelo de Diagênese Siliciclástica (Vernik & Kachanov, 2010) (capítulo 4 – seção 4.6.3) para a estimativa do perfil Vs para os folhelhos, foi analisado nesta seção como alternativa ao método de Greenberg & Castagna (1992). A vantagem desse método consiste no fato que não é necessário nenhuma calibração específica, necessitando apenas de alguns parâmetros petrofísicos, (normalmente conhecidos nesta etapa de desenvolvimento, como volume e porosidade). O coeficiente a da Eq. 4.65 foi definido iterativamente, na qual foram obtidos os valores $2,84 \cdot 10^{-3}$ e $4,21 \cdot 10^{-3}$ para os intervalos *overburden* e *underburden*, respectivamente (Figura 68). Os perfis Vs calculados, estão mostrados na Figura 69, onde também é possível ver o *crossplot* de Vs teórico *versus* o Vs medido para análise da dispersão. A Tabela 13 mostra os coeficientes de correlação entre os perfis estimados e teóricos e o erro quadrático (RMSE). Dessa forma, vemos que o poço 1 RJS 513 RJ também apresenta baixa correlação na estimativa por este método. Mas no geral os resultados mostram excelente correlação entre os perfis. Sendo assim, essa metodologia se apresenta como mais uma opção de estimativa dos valores de Vs para os folhelhos dos intervalos *overburden* e *underburden* do Campo de Roncador.

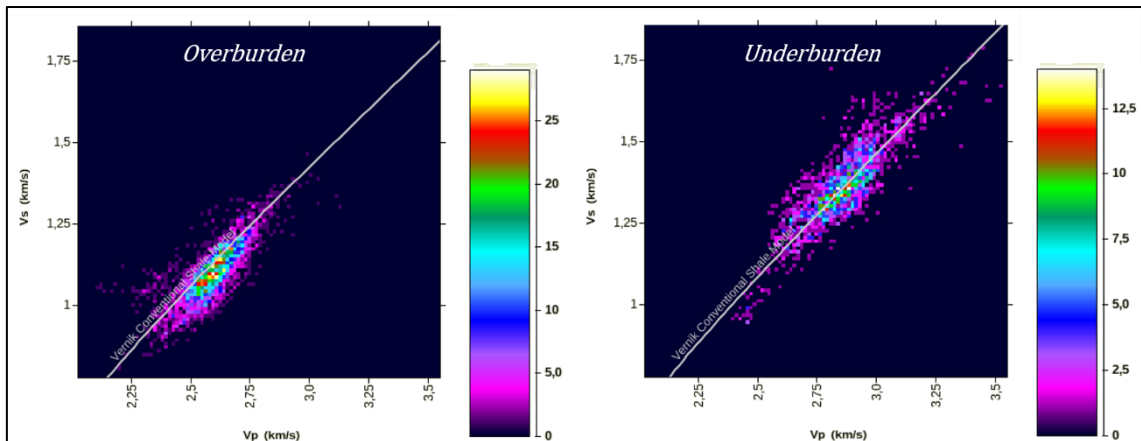


Figura 68: Modelo de diagênese Siliciclástica para folhelhos (Vernik & Kachanov, 2010) calibrado para os intervalos *overburden* e *underburden*. Os dados estão parametrizados pela densidade da distribuição dos pontos.

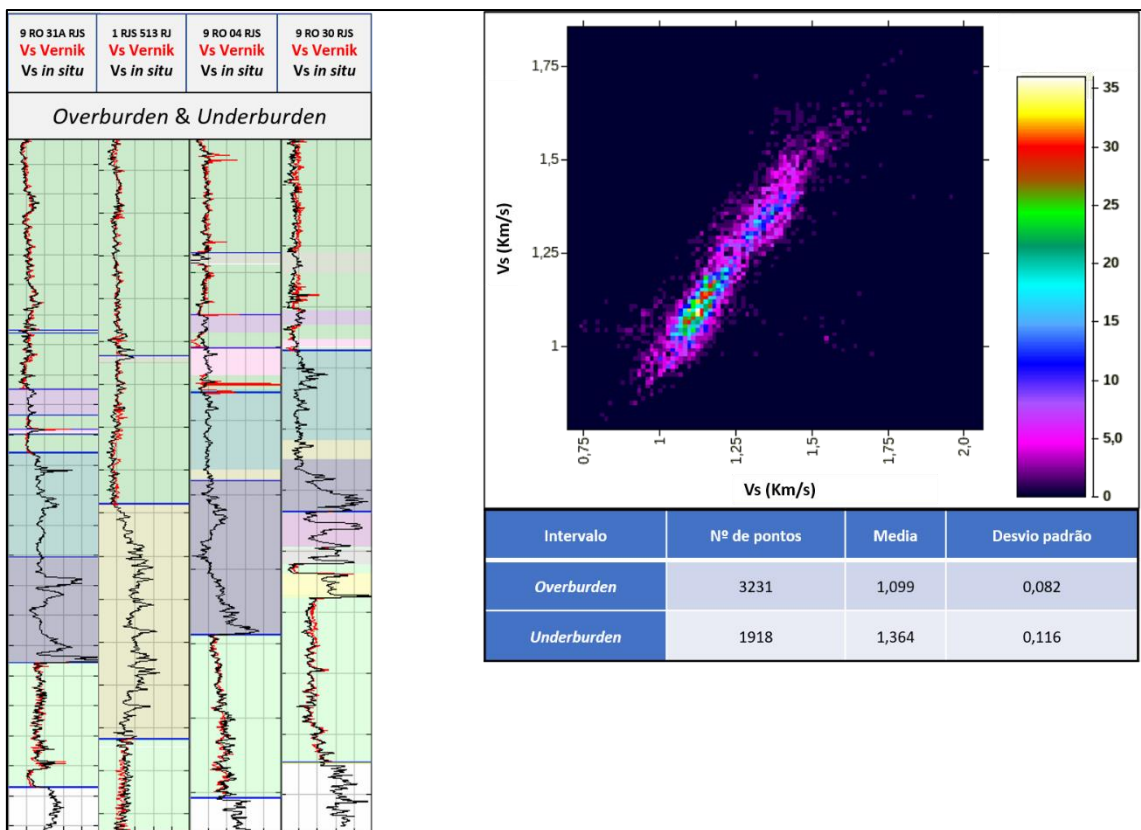


Figura 69: Perfis Vs obtidos através do método de diagênese siliciclásticas para os folhelhos dos intervalos *overburden* e *underburden* onde em vermelhos são os perfis estimados e em preto, os perfis *in situ*.

Tabela 13: Valores das correlações e RMSE obtidos entre os perfis de Vs medidos e Vs estimados através do modelo de diagênese siliciclásticas para folhelhos.

Poço	Intervalo	Correlação	RMSE	Poço	Intervalo	Correlação	RMSE
9 RO 31A RJS	Overburden	0,708	0,046	1 RJS 513	Overburden	0,256	0,08
	Underburden	0,709	0,088		Underburden	0,149	0,085
Poço	Intervalo	Correlação	RMSE	Poço	Intervalo	Correlação	RMSE
9 RO 04 RJS	Overburden	0,321	0,066	9 RO 30 RJS	Overburden	0,558	0,097
	Underburden	0,709	0,099		Underburden	0,803	0,09

7.4 Análise dos *Trends* de Profundidade e Determinação das Fácies Elásticas

Através dos *trends* de profundidade é possível entender como se comportam os processos como compactação e diagênese. Dessa forma, podemos incluir essas informações geológicas, junto com o comportamento elástico das rochas na definição das fácies baseadas no *trend* de profundidade para Vp. Inicialmente, a profundidade precisa ser definida tendo como *datum zero* a linha de *mudline* (TVDml). Foram utilizados os perfis Vp 100% saturados com água para remover os efeitos dos hidrocarbonetos. A Figura 70 mostra o *trend* de Vp com a profundidade em toda a região de análise, ou seja, do topo da Formação Ubatuba até a base de todos os poços, parametrizados por rocha reservatório e não - reservatório.

Separando esses intervalos reservatório e não-reservatório nas regiões interpretadas anteriormente, podemos ter uma ideia do efeito do soterramento em Vp. A Figura 71 mostra a compactação como efeito do soterramento para os arenitos e para os folhelhos de todos os poços. Para o intervalo dos reservatórios⁴ foi aplicado *cut-off* de 10% ao volume de argila de forma a mostrar apenas os arenitos bem limpos. De forma semelhante, para os folhelhos foram aplicados um *cut-off* de 90%. Assim foi possível visualizar o *trend* de compactação para ambos os tipos de rochas. Ainda segundo a Figura 71, é possível ver que existe uma “quebra” nos *trends* para ambas as litologias, na qual acontece em 1400m (TVDml) para os arenitos e 1350m (TVDml) para os folhelhos.

⁴ Neste caso, estão incluídos todos os subníveis dos intervalos RO 200, RO 300 e RO 400.

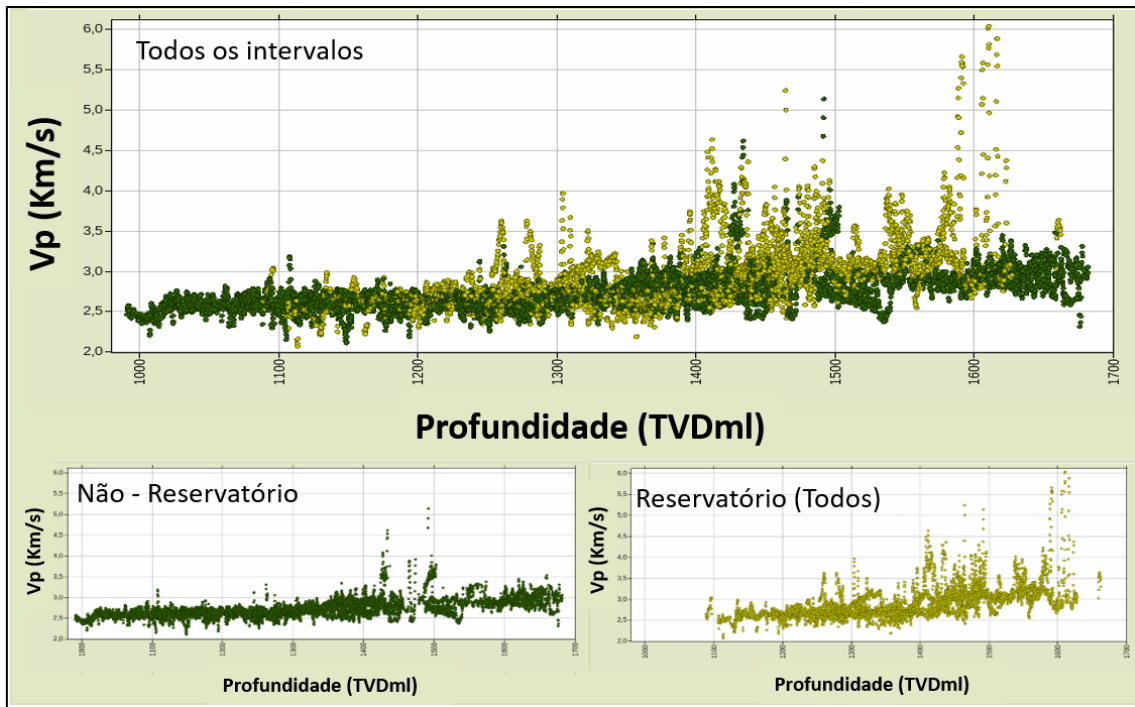


Figura 70: *Trend* de Vp com relação a profundidade do topo a base da área de trabalho incluindo intervalos reservatório (amarelo) e não-reservatório (verde).

Isso está associado à mudança do regime de compactação transitando da compactação mecânica para compactação química com início do processo de cimentação, o que indica ser o caso dos arenitos. Para os folhelhos a mudança do *trend* pode estar associada a mineralogia e/ou diminuição da porosidade.

A partir das informações obtidas dos *trends* de compactação, foram definidas as fácies elásticas de forma a capturar parte dos efeitos geológicos junto com as propriedades elásticas. A Figura 72 mostra como as fácies reservatório foram organizadas, baseadas no *trend* de profundidade para Vp. A fácies Arenito A é um pequeno intervalo de arenitos rasos, provenientes dos intervalos RO 210, RO220, RO 310 e RO320. A fácies Arenito B é composta em sua maioria por arenitos do intervalo RO 330, que estão exatamente no primeiro *trend* de Vp com relação a profundidade. A fácies Arenito C são os arenitos do segundo *trend* de Vp, com velocidade ligeiramente mais alta que a fácies Arenito B, e consequentemente, de menor porosidade média. Esta fácies é composta em sua maioria por arenitos do intervalo RO 330. A fácies Arenito D são os arenitos na mesma profundidade dos da fácies Arenitos B, porém, aparentemente mais cimentadas, apresentando velocidade mais alta em comparação com esta última. A fácies Arenito E que possuem as velocidades mais altas e aparentam alto grau de cimentação.

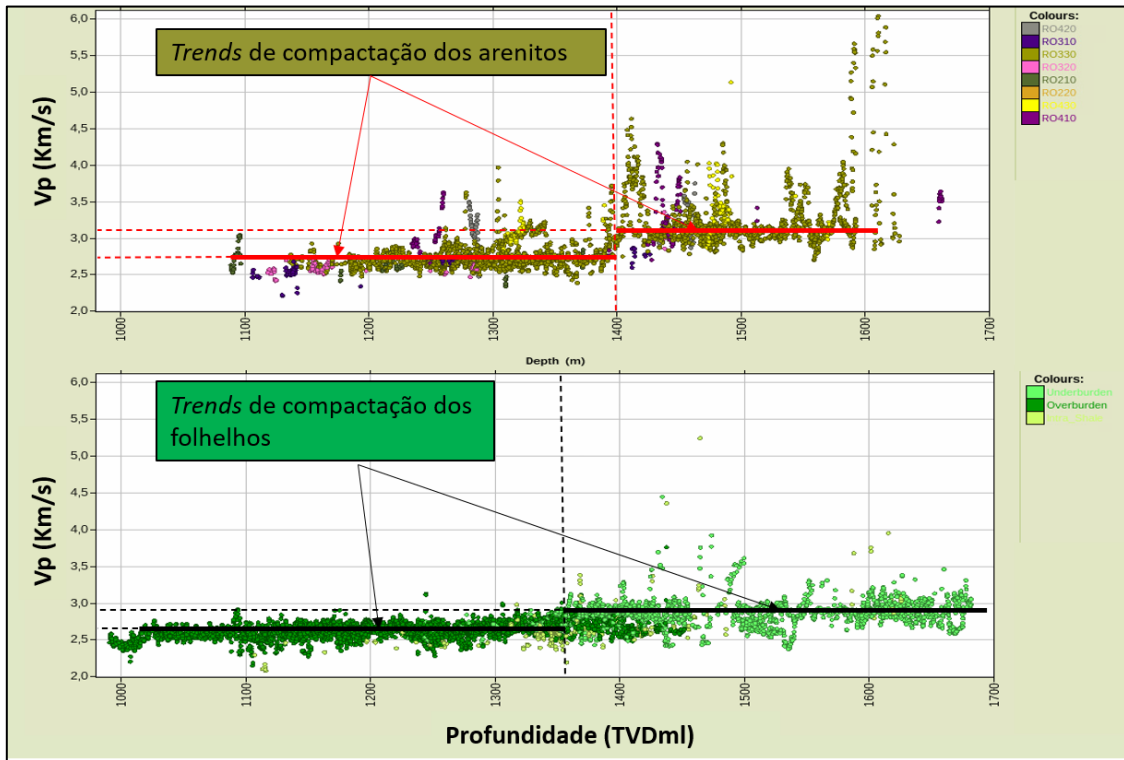


Figura 71: *Trends* de compactação dos arenitos e dos folhelhos contendo todos os intervalos definidos na região de trabalho.

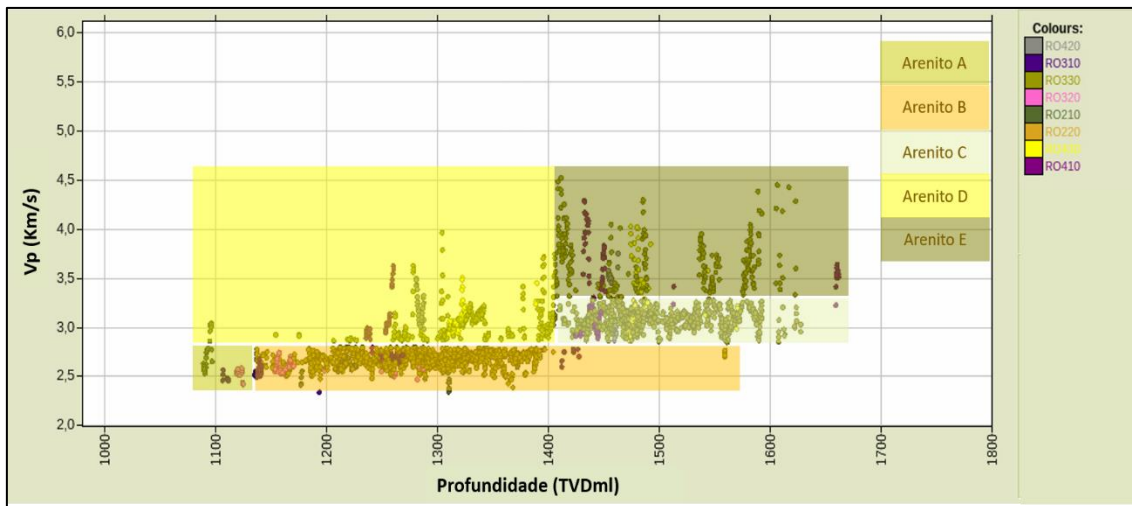


Figura 72: Fácies elásticas para os intervalos reservatório baseadas no *trend* de profundidade para Vp.

Para os folhelhos, a “quebra” do *trend* de profundidade de Vp coincide com a separação entre o *overburden* e o *underburden* (Figura 71). Dessa forma, os intervalos argilosos acima do reservatório principal RO 330 foram reunidos em uma única fácies *Overburden* e de maneira similar, todas os intervalos argilosos abaixo do RO 330 foram

chamados de fácies *Underburden*. Foi definida uma fácies Folhelho Intra-Reservatório, que representa finas laminações de folhelhos que aparece intercalada com os arenitos nos reservatórios. A Figura 73 mostra os poços analisados com os perfis de litologia, fácies, Vcl e PHIT, o que pode ajudar a entender o comportamento elástico dos arenitos no intervalo de estudo. Vale notar a boa correlação do perfil de fácies com os perfis de litologia e Vcl.

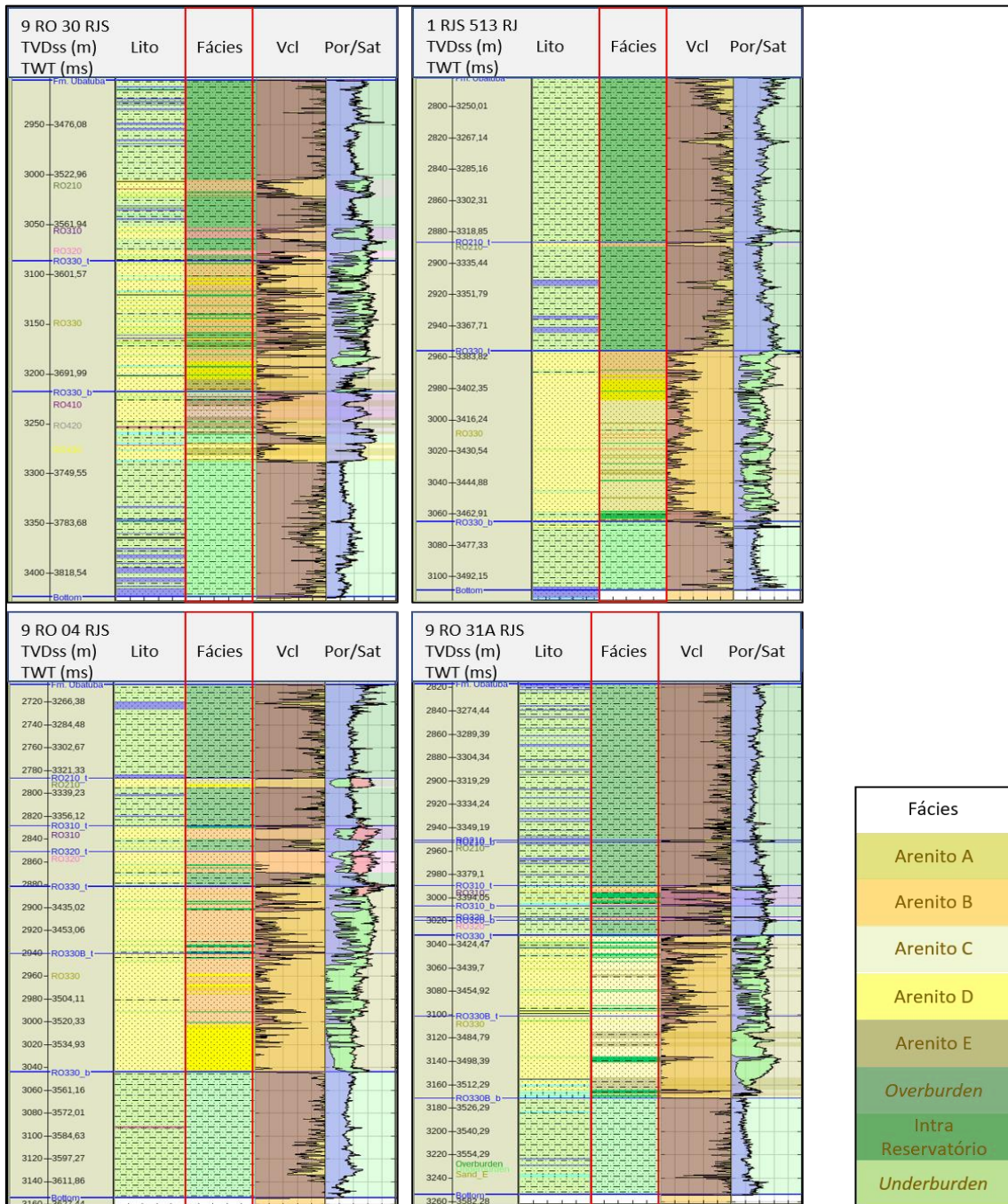


Figura 73: Perfil de fácies (destacado em vermelho) comparado com os perfis de litologia, Vcl e porosidade/saturação para os poços de 9 RO 30 RJS, 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS e 9 RO 31A RJS mostrando boa correlação visual conseguida com o perfil de fácies.

7.5 Análise da Cimentação das Litofácies

Uma variação distinta na resposta entre as partes rasas e profundas ocorre por volta de 1400 m (TVDml) da profundidade de soterramento. Dvorkin & Nur (1996) demonstraram que o *trend* da relação Velocidade – Porosidade em arenitos é altamente variável e dependente da diagênese que explica o processo de redução da porosidade. Uma das principais influências é o estado de compactação das rochas que podem ter origem mecânica (seleção ou esmagamento dos grãos) ou química (diagênese ou cimentação entre os grãos).

Para as litofácies de arenitos do Campo de Roncador, foi aplicado os modelos cimento constante (*constant cement*), cimento no contato (*contact cement*) e arenitos friáveis, na tentativa de capturar as variações da velocidade como função da porosidade e da compactação (mecânica e química) através da relação V_p versus PHIT.

Os arenitos do Campo de Roncador são mostrados na Figura 74, onde é possível observar o comportamento da relação Velocidade – Porosidade (V_p versus PHIT). O modelo de arenito friável foi calibrado como linha não consolidada para os arenitos uma vez que coincide com o modelo cimento constante em 0,5% de percentual de cimentação absoluta entre os grãos na qual a litofácia Arenito B com alta porosidade mostrou ser compatível. A litofácies Arenito C mostrou bom ajuste para 1% de cimentação absoluta entre os grãos. A litofácies Arenito D está em sobreposição a litofácies Arenito C, admitindo dessa forma os mesmos 1% de cimentação. A litofácies Arenito E possui também 1% de cimento.

Através dos modelos vemos que a de redução da porosidade a partir do aumento da cimentação mostra que esses arenitos não possuem alto grau de cimentação, variando entre 0,5% a 1%. Dessa forma, a modelagem indica que não existem arenitos totalmente não consolidados (0% de cimentação) e devido a profundidade e o grau de cimentação esses arenitos estariam sujeitos apenas ao estado de compactação mecânica. A aplicação dos modelos de cimento em conjunto com o de arenito friável neste trabalho conseguiu verificar que os arenitos do intervalo RO 330 são arenitos consolidados e bem selecionados.

A porosidade crítica do membro principal foi calibrada de maneira a simular a deterioração das condições iniciais por adição de grãos de argila entre os grãos de areia diminuindo a porosidade. Com isso podemos ter uma ideia do limite de consolidação para

esses arenitos. Essa calibração foi feita em termos das fácies de arenito definidas anteriormente utilizando os perfis 100% saturados em água.

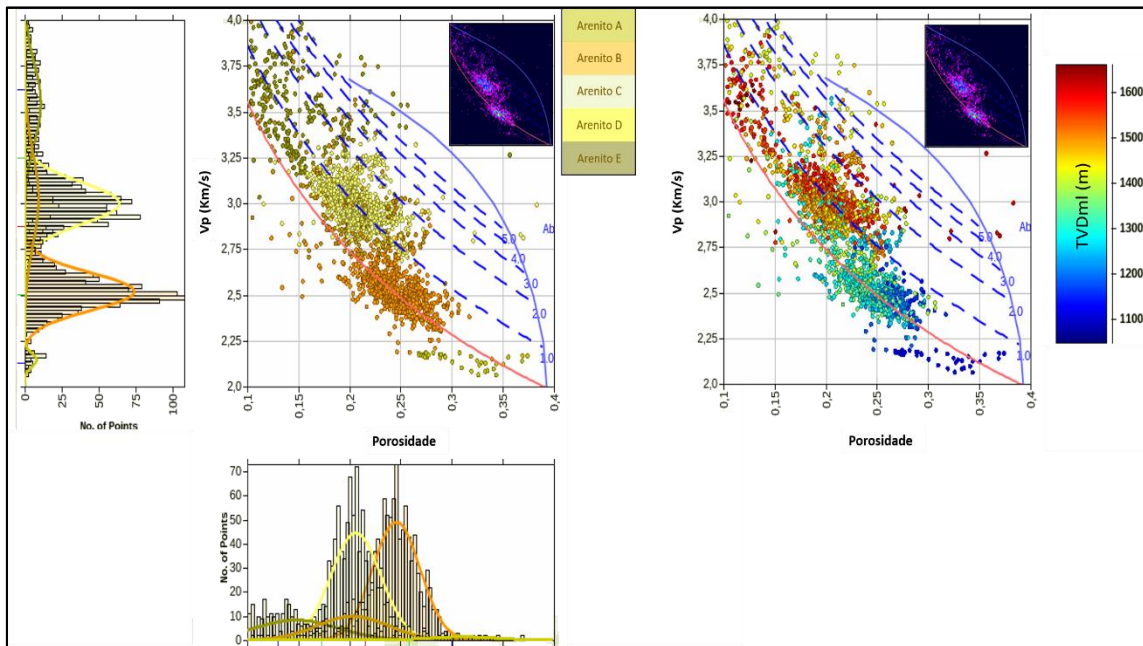


Figura 74: Modelos de cimento (cimento constante – linha azul tracejada; cimento contato – linha azul contínua) e arenito friável (linha rosa) calibrado para as fácies no intervalo RO330 com *cut-off* aplicado de $V_{clay} \leq 10\%$.

As litofácies Arenito B e Arenito C foram calibradas e apresentam valores na faixa entre 32% a 37% e 30% a 34% de porosidade crítica, respectivamente, com pressão efetiva indicada na documentação do poço de 4565 psi. Dentro desses parâmetros, vemos que uma vez que os reservatórios são compostos por arenitos consolidados, os modelos de física de rocha discutidos até aqui, Gardner e Greenberg & Castagna têm sua aplicabilidade validada, pois somente são válidos para arenitos consolidados.

A Figura 75 mostra o modelo friável aplicado aos folhelhos dos intervalos *overburden* e *underburden*. Esse modelo foi utilizado para tentar definir a matriz argilosa dos folhelhos. Sendo assim, para a calibração dos folhelhos foi necessário considerar os minerais argilosos presente em sua composição. Foram testados folhelhos compostos por illita, clorita, caulinita e esmectita. A esmectita apresentou melhor ajuste ao modelo friável, sendo assim ela foi considerada como principal constituinte mineral das argilas. A validade e viabilidade dessa hipótese é testada ao longo da análise de física de rochas.

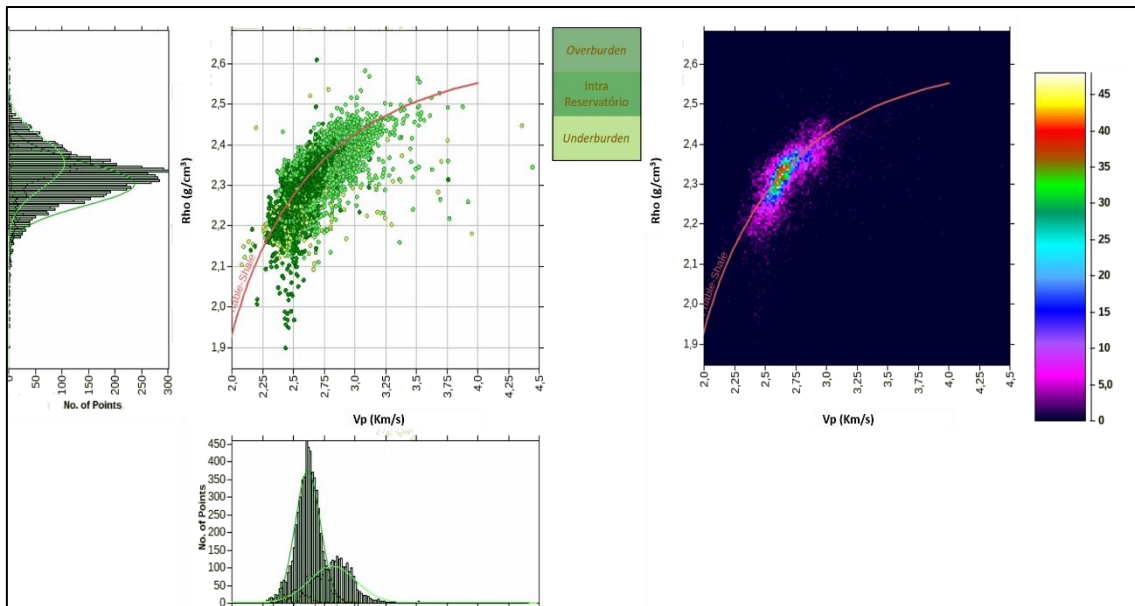


Figura 75: Modelo de folhelho friável calibrado para os intervalos *overburden* e *underburden* considerando uma concentração de $V_{cl} \geq 90\%$.

Os parâmetros de calibração consideraram os constituintes minerais como uma mistura de esmectita e quartzo/feldspato (Tabela 6), ponderados pelo limite de Hashin-Strikman (1963) com peso igual para K e μ (Eqs. 4.6 e 4.7). Para os fluidos, considerou-se a saturação de 100% água com as propriedades elásticas calculadas pela equação de Batzle & Wang (1992) (Tabela 8).

7.6 Modelagem das Propriedades Elástica das Rochas

No intuito de calibrar um modelo de física de rocha que seja capaz de estimar ou corrigir partes danificadas dos perfis elásticos ou mesmo estimar as curvas petrofísicas, o modelo de Diagênese Siliciclástica (Vernik & Kachanov, 2010) e o modelo de cimentação fragmentada (*Patchy Cement* - Avseth *et al.*, 2016) foram calibrados e aplicados aos intervalos de interesse. Mur & Vernik (2019) demonstraram que esses modelos são aplicáveis globalmente ao calibrá-los a um conjunto de dados de diferentes idades para várias regiões do mundo, servindo como um bom ponto de partida para essa modelagem. Sendo assim, para fazer uma modelagem amplamente aplicável, os poços 9 RO 82 RJS, 9 RO 87 RJS, 9 RO 33 RJS, 9 RO 47 RJS e 9 RO 6A RJS foram adicionados ao conjunto dos quatro poços que estavam sendo usados até o momento.

Na Figura 76 é apresentado o *crossplot* de impedância acústica (AI) *versus* impedância cisalhante (SI) para os perfis 100% saturados com água para as fácies arenito no intervalo RO 330. A figura mostra que a fácies Arenito C para os poços 9 RO 33 RJS

e 9 RO 47 RJS apresentam impedâncias mais altas, ficando fora da tendência dos demais poços. Esses poços precisam ser investigados e tratados separadamente. Dessa forma, esses poços foram removidos desta análise.

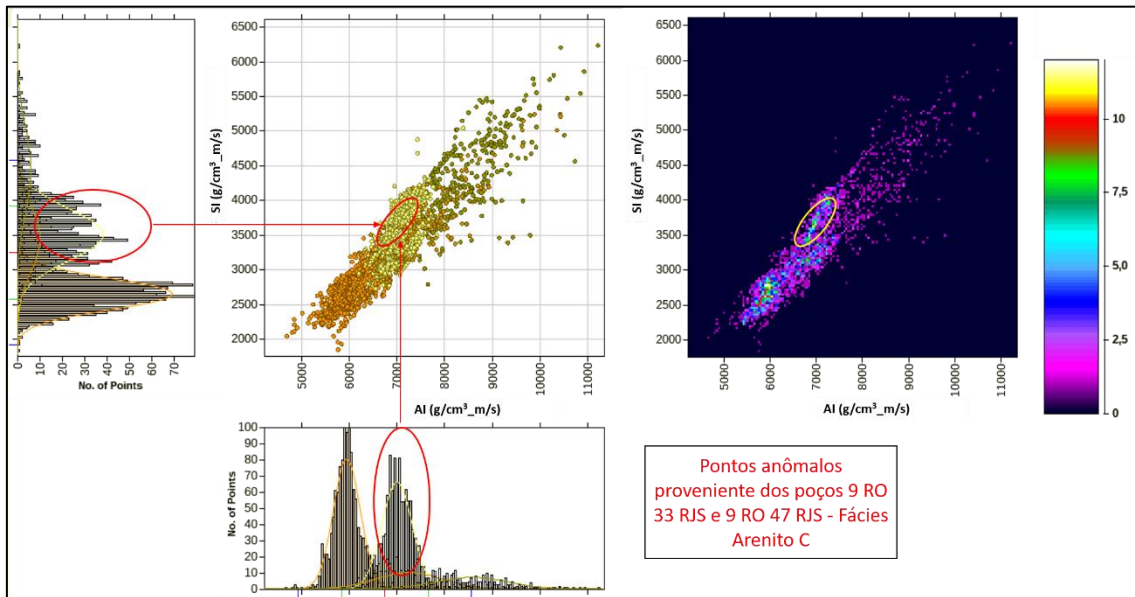


Figura 76: Crossplot impedância acústica (AI) versus impedância cisalhante (SI) entre as fácies reservatório no intervalo RO 330.

A escolha do espaço elástico AI versus SI se deve ao fato da tendência dos dados serem dominados pelas influências da mineralogia e do efeito dos fluidos, estando assim diretamente ligada às propriedades sísmicas das rochas e, conseqüentemente, a modelos de refletividade (Mur & Vernik, 2019). Os dois modelos calibrados tanto para o intervalo RO 330 quanto para os folhelhos dos intervalos *overburden* e *underburden* são mostrados nas Figura 77 e Figura 78

Os parâmetros de calibração para o intervalo RO 330 foram $V_{cl} \leq 15\%$, porosidade crítica $\phi_c = 0,37$, pressão efetiva $P_{eff} = 4565\text{psi}$ (31,5 MPa) e estresse vertical efetivo (VES)⁵ $\sigma = 3625\text{psi}$ (25 MPa)⁶. O modelo *Patchy Cement* assumiu que $f_{cem} = 0,40$ (*Fraction Cement to Non Cement Patches*). Já no modelo de Diagenese Siliciclástica foi usado $\phi_{con} = 0,20$.

Para os folhelhos dos intervalos *overburden* e *underburden* foram considerados os seguintes parâmetros de calibração: $V_{cl} \geq 85\%$, $\phi_c = 0,7$, $P_{eff} = 4565\text{psi}$ (31,5 MPa), $\sigma = 3625\text{psi}$ (25 MPa). No modelo *Patchy Cement* foi usado $f_{cem} = 0,10$ (*Fraction*

⁵ Vertical Effective Stress

⁶ Valor proposto por Mur & Vernik (2019)

Cement to Non Cement Patches) e o modelo de Diagênese Siliciclástica para os folhelhos foi usado $a = 2,84 \cdot 10^{-3}$.

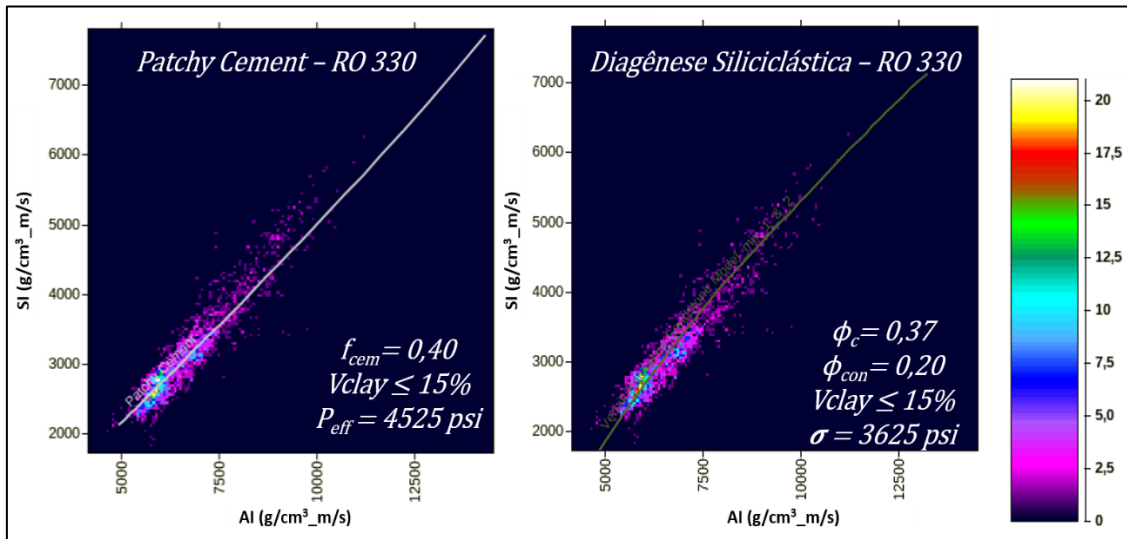


Figura 77: Modelos cimentação fragmentada (*Patchy Cement*) e Diagênese Siliciclásticas (Vernik & Kachanov) calibrados para as fácies arenitos no intervalo RO 330. Os dados estão parametrizados pela densidade da distribuição dos pontos.

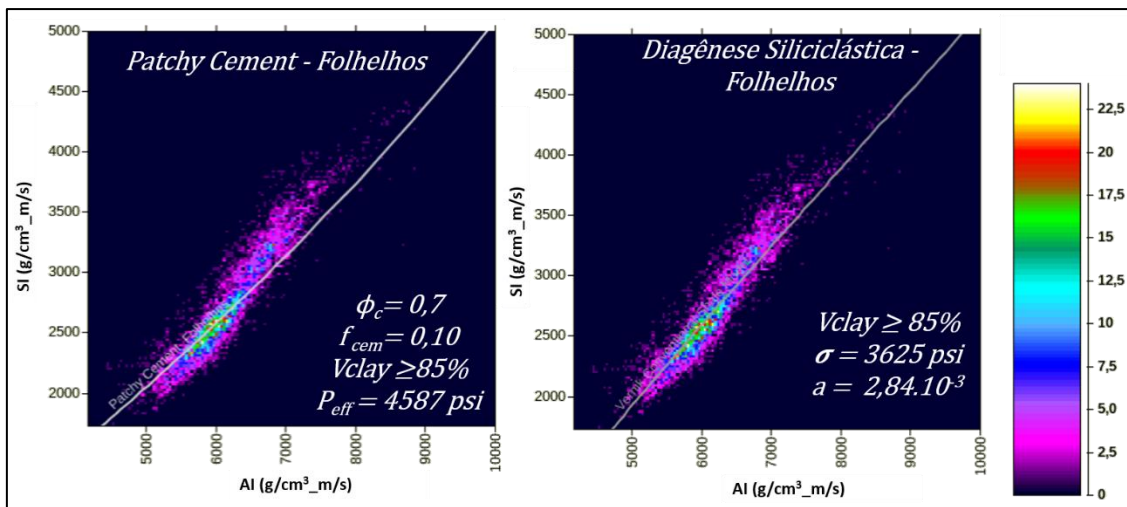


Figura 78: Modelos *Patchy Cement* e Diagênese Siliciclásticas para os folhelhos (Vernik & Kachanov) calibrados para as fácies de folhelhos para os intervalos *overburden* e *underburden*. Os dados estão parametrizados pela densidade da distribuição dos pontos.

7.6.1 Estimativa dos Perfis Elásticos Através da Modelagem Direta de Física de Rochas (*Rock Physics Models - Forward Modelling*)

Uma vez que os modelos estão calibrados, agora é possível aplicá-los de forma a verificar possíveis partes danificadas dos perfis ou estimar propriedades elástica. Nessa etapa, os modelos Cimento Irregular (*Patchy Cement*) e Diagênese Siliciclástica foram

utilizados para a estimar os perfis elásticos (Vp, Vs e RhoB) dos poços 9 RO 30 RJS, 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS e 9 RO 31A RJS nos intervalos *overburden*, RO 330 e *underburden*. Os resultados foram comparados aos perfis medidos como forma de controle de qualidade da calibração e para identificar possíveis problemas nos perfis. Os perfis utilizados em ambos os modelos são os perfis elásticos 100% saturadas com água, ou seja, são os perfis obtidos após a realização da substituição de fluido. Portanto, sendo a calibração adequada, os perfis danificados podem ser corrigidos usando o modelo de física de rochas.

A modelagem direta de física de rochas pode ser usada para a estimativa dos valores de K e μ a partir da parametrização de um determinado modelo em relação as informações geológicas e petrofísicas. Uma vez que os parâmetros K e μ estão definidos, os perfis Vp, Vs e RhoB podem ser calculados com base na calibração feita para o modelo.

Os dados estatísticos dessa modelagem podem ser conferidos na Tabela 14, onde temos os valores dos coeficientes de correlação e do erro RMS (RMSE) entre os perfis medidos e os perfis modelados para os poços de trabalho.

Tabela 14: Valores das correlações e do erro RMS entre os valores medidos e os valores modelados pôr modelagem direta através dos modelos Cimento Irregular - *Patchy Cement* (PC) e Diagênese Siliciclástica (DS).

9 RO 30 RJS	Atributo	Correlação (PC)	Correlação (DS)	RMSE (PC)	RMSE (DS)
	Vp	0,732	0,58	0,21	0,341
Vs	0,732	0,6	0,15	0,235	
RhoB	0,844	0,929	0,058	0,036	

1 RJS 513 RJ	Atributo	Correlação (PC)	Correlação (DS)	RMSE (PC)	RMSE (DS)
	Vp	0,66	0,49	0,253	0,291
Vs	0,66	0,54	0,126	0,214	
RhoB	0,85	0,855	0,02	0,037	

9 RO 04 RJS	Atributo	Correlação (PC)	Correlação (DS)	RMSE (PC)	RMSE (DS)
	Vp	0,517	0,338	0,2	0,312
Vs	0,517	0,242	0,133	0,231	
RhoB	0,913	0,783	0,051	0,06	

9 RO 31A RJS	Atributo	Correlação (PC)	Correlação (DS)	RMSE (PC)	RMSE (DS)
	Vp	0,798	0,576	0,162	0,386
Vs	0,798	0,42	0,113	0,2	
RhoB	0,67	0,796	0,068	0,043	

Na Figura 79 são mostrados os perfis elásticos estimados através do modelo *Patchy Cement*, onde as curvas estimadas apresentam boa correlação com as curvas originais. Contudo, em algumas regiões é possível observar que existe uma dispersão entre os valores teóricos e os valores medidos. Mesmo assim, a diferença no geral aparenta ser pequena.

A Figura 80 mostra os resultados obtidos usando o modelo de Diagênese Siliciclástica onde podemos observar que no intervalo RO 330, este modelo apresenta resultados apenas razoáveis. O modelo de Diagênese Siliciclástica se mostrou muito

influenciado pela porosidade e pelo volume de argila. Portanto, qualquer aspecto ou resultado anômalo nesses perfis será capturado nessa estimativa. Por outro lado, a modelagem para os intervalos dos folhelhos apresentou resultados bem melhores, sendo similares aos obtidos pelo modelo *Patchy Cement*. As argilas do intervalo *overburden* foram modeladas considerando uma densidade de $2,73 \text{ g/cm}^3$, enquanto o *underburden* assumiu o valor de $2,68 \text{ g/cm}^3$.

A análise dos resultados descritos para as Figura 79 e Figura 80 é explicada pelos dados da Tabela 14. Podemos ver que, no geral, o modelo *Patchy Cement* apresentou melhor resultado na estimativa dos perfis elásticos V_p e V_s . O perfil $RhoB$ apresentou uma correlação melhor sendo estimado através do modelo de Diagênese siliciclástica. Dessa forma os dois modelos se apresentaram igualmente úteis na estimativa dos perfis elásticos.

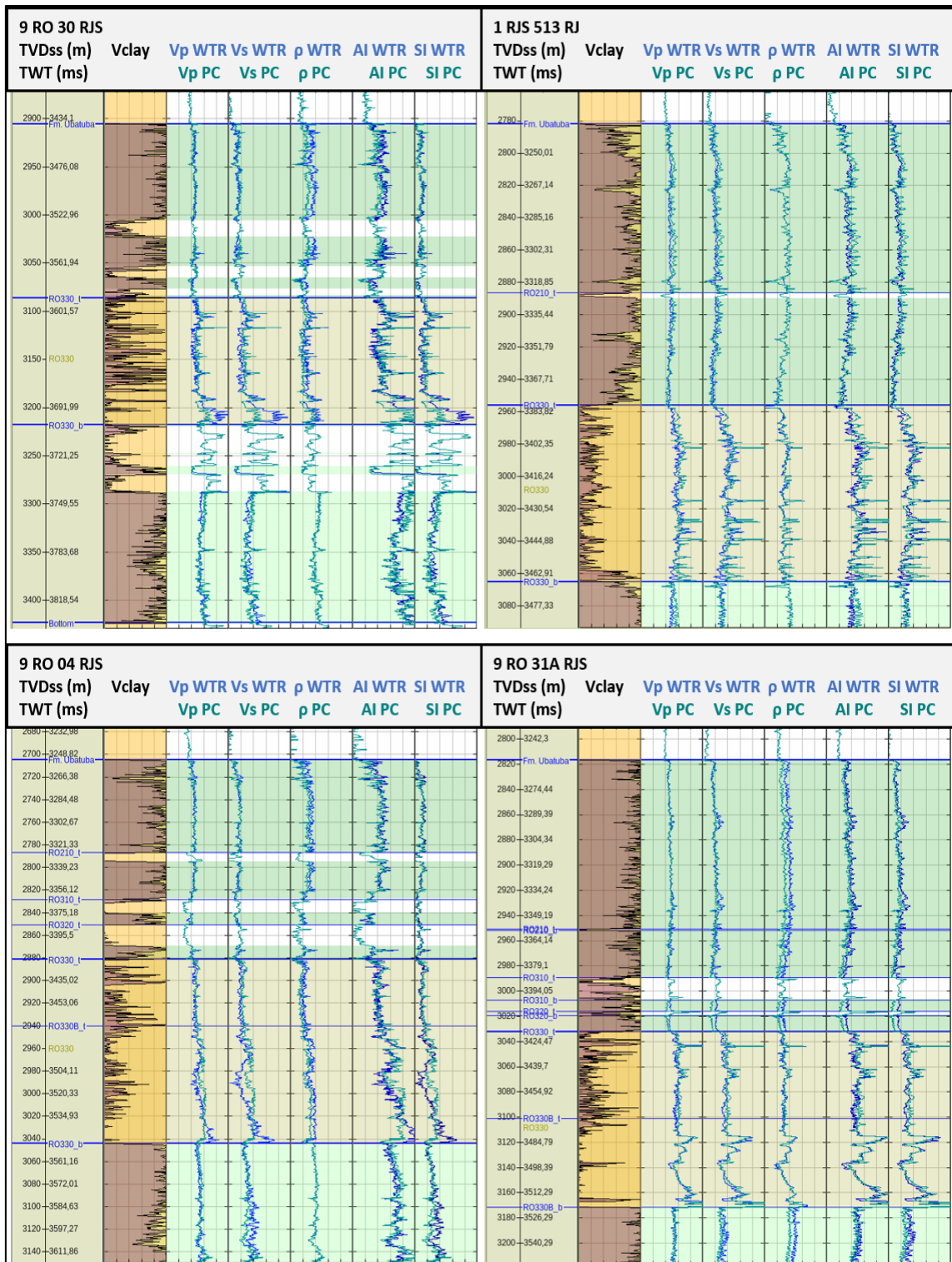


Figura 79: Perfis estimados (cor verde) pelo modelo *Patchy Cement* comparados com os perfis obtidos após a substituição de fluido para a saturação de água igual a 100% (cor azul) para os intervalos *overburden*, RO 330 e *underburden*.

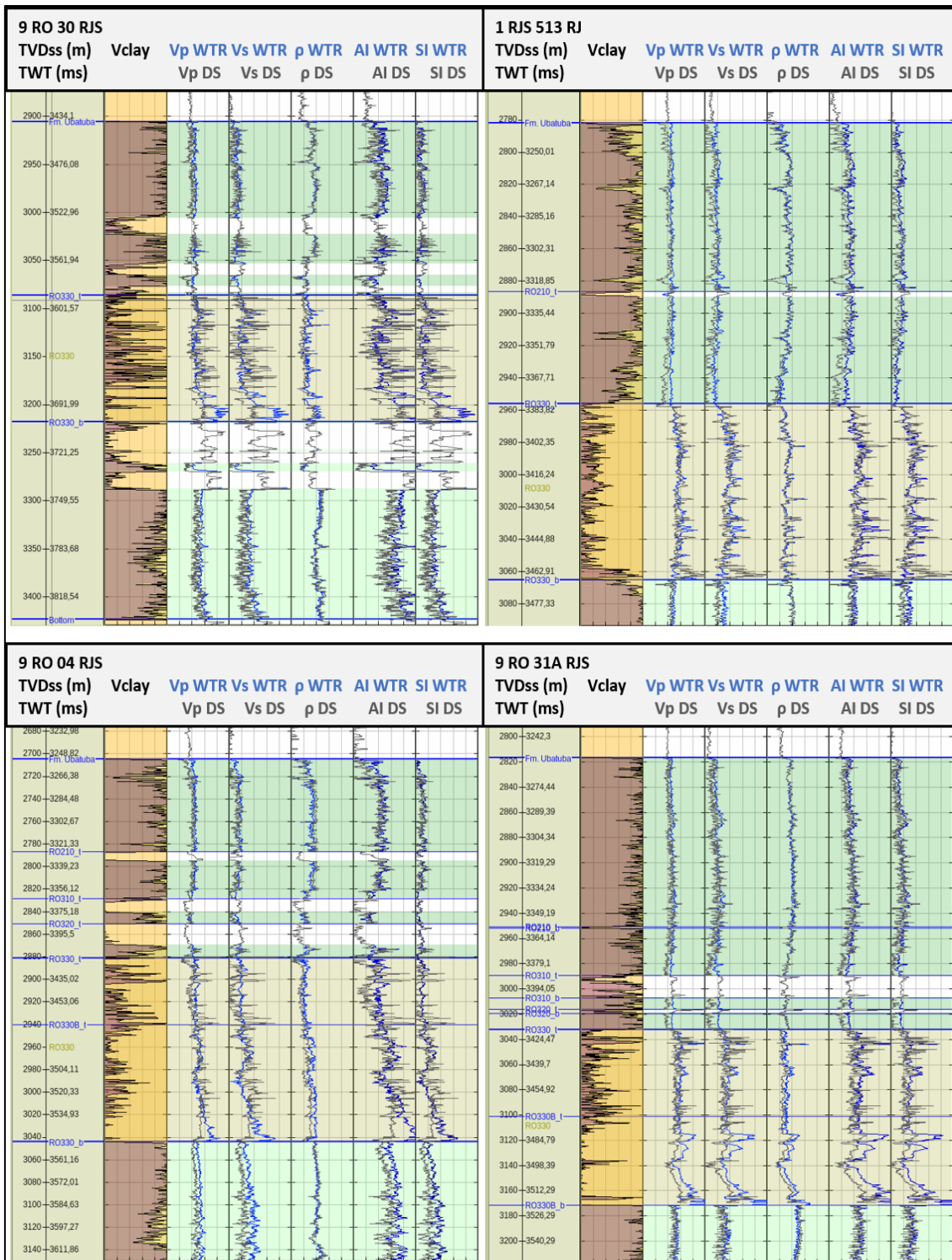


Figura 80: Perfis estimados (cor verde) pelo modelo Diagênese Siliciclástica comparados com os perfis obtidos após a substituição de fluido para a saturação de água igual a 100% (cor azul) para os intervalos *overburden*, RO 330 e *underburden*.

7.6.2 Estimativa dos Perfis de Volume de Argila (Vcl) e Porosidade Total (PHIT) Através da Modelagem Reversa de Física De Rochas (Rock Physics Models - *Reverse Modelling*)

A modelagem reversa de física de rochas consiste em utilizar os perfis elásticos combinados com a parametrização do modelo para calcular as curvas petrofísicas, que neste trabalho são os perfis de Vcl e PHIT. Foram estimados esses perfis nos poços da área de estudo, conforme mostra a Figura 81. Nesta figura também são exibidos os perfis de fácies, de volume de argila (Vcl) e de porosidade (PHIT) denotados pelos mnemônicos Orgnl, DS e PC, que são relacionados, respectivamente, ao perfil original, modelo de Diagênese Siliciclástica e modelo de *Patchy Cement*.

Os dados estatísticos dessa modelagem são apresentados na Tabela 15, onde temos os valores dos coeficientes de correlação e do erro RMS (RMSE) entre os perfis medidos e os perfis modelados para os poços.

Tabela 15: Valores das correlações e do erro RMS entre os valores medidos e os valores modelados por modelagem reversa através dos modelos *Patchy Cement* (PC) e Diagênese Siliciclástica (DS).

9 RO 30 RJS	Atributo	Correlação (PC)	Correlação (DS)	RMSE (PC)	RMSE (DS)	1 RJS 513 RJ	Atributo	Correlação (PC)	Correlação (DS)	RMSE (PC)	RMSE (DS)
	Vcl	0,553	0,496	0,28	0,31		Vcl	0,618	0,38	0,242	0,34
	PHIT	0,814	0,806	0,035	0,037		PHIT	0,759	0,55	0,028	0,049
9 RO 04 RJS	Atributo	Correlação (PC)	Correlação (DS)	RMSE (PC)	RMSE (DS)	9 RO 31A RJS	Atributo	Correlação (PC)	Correlação (DS)	RMSE (PC)	RMSE (DS)
	Vcl	0,41	0,73	0,32	0,236		Vcl	0,671	0,63	0,21	0,232
	PHIT	0,782	0,787	0,036	0,034		PHIT	0,811	0,629	0,027	0,043

A modelagem utilizando o modelo *Patchy Cement*, no geral, apresentou melhor correlação numérica com os dados originais, tanto para o volume quanto para a porosidade do que o modelo Diagênese siliciclástica, conforme indica a Tabela 15. Porém, chama a atenção que no intervalo RO 330, o perfil Vcl DS apresentou uma correlação melhor para a estimativa do volume de argila para as fácies reservatório do que o perfil Vcl PC. Entretanto, na presença da fácies Arenito C, o perfil Vcl PC apresentou melhor correlação que Vcl DS, e melhor resultado na modelagem do volume de argila para o intervalo *overburden*.

O intervalo *underburden* foi melhor modelado usando o modelo Diagênese Siliciclástica (Vcl DS). Quanto a porosidade, no intervalo RO 330, ambos os modelos

produziram bons resultados. Entretanto, a porosidade PHIT DS, visualmente, apresentou maior similaridade com o perfil original, enquanto a porosidade PHIT PC se mostrou com maior similaridade nos intervalos *overburden* e *underburden* (Figura 81). Essas diferenças de resultados entre os modelos nos intervalos indicam que existe uma grande influência da fração de cimento (f_{cem}) sobre as propriedades petrofísicas, principalmente, no reservatório e, portanto, não pode ser omitida. Dessa forma, a melhor estratégia para essa modelagem reversa é a combinação dos dois modelos nos intervalos onde cada um produziu melhores resultados.

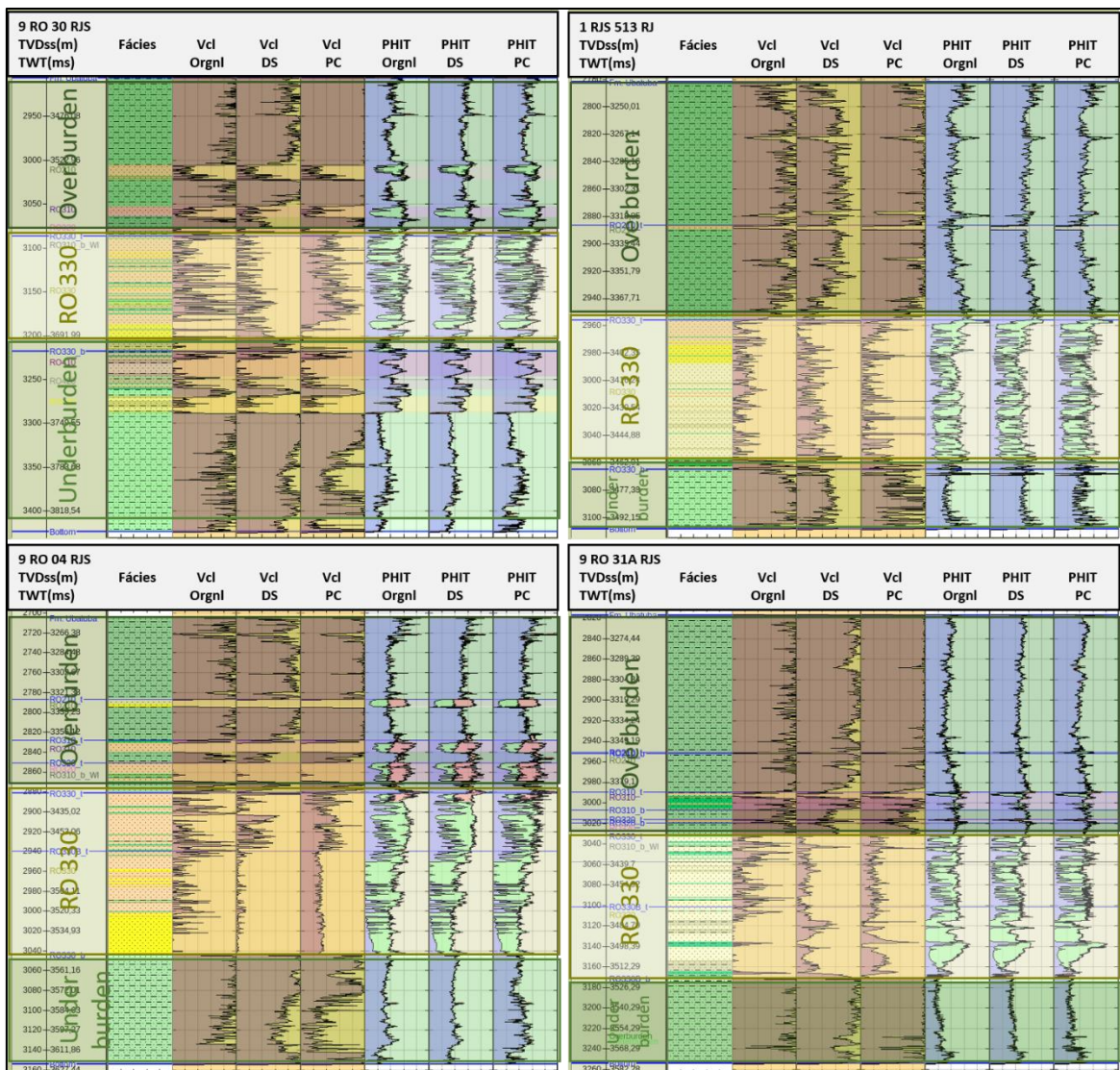


Figura 81: Comparação dos perfis Vcl e PHIT calculados através de métodos petrofísicos e modelagem reversa de física de rochas utilizando os modelos de Diagenese Siliciclástica e *Patchy Cement*, respectivamente.

7.6.3 Estimativa e Correção de Perfis Através dos Modelos de Física De Rocha

Tendo os modelos de física de rocha calibrados e validados, foi possível aplicá-los para estimar e/ou corrigir os perfis onde existia a necessidade. Conforme relatado na seção de controle de qualidade (capítulo 6 – seção 6.1) os poços 9 RO 04 RJS, 9 RO 20 RJS e 9 RO23 RJS tinham indicativo de arrombamento de acordo com o perfil de cáliper. Então, esses poços necessitavam de uma investigação para saber se isso afetou e como afetou os perfis e, caso necessário, aplicar uma correção.

A Figura 82 mostra a base do reservatório principal no poço 9 RO 04 RJS, identificado como o intervalo RO 330B, onde podemos observar que o cáliper indica problemas em quase toda a extensão desse intervalo. Neste caso, o aumento nas velocidades V_p e V_s seria justificado pelo efeito do cáliper, já que nenhuma outra curva apresenta efeito similar que justifique estes aumentos. Dessa forma, os perfis V_p e V_s estimados através do modelo *Patchy Cement* foram usados para corrigir esse trecho e, conseqüentemente, os demais perfis elásticos AI, SI e V_p/V_s . Vale notar que ambos os modelos de física de rocha apresentaram a mesma tendência, razoavelmente constante e sem aumento para a região em questão, inclusive para o perfil de densidade.

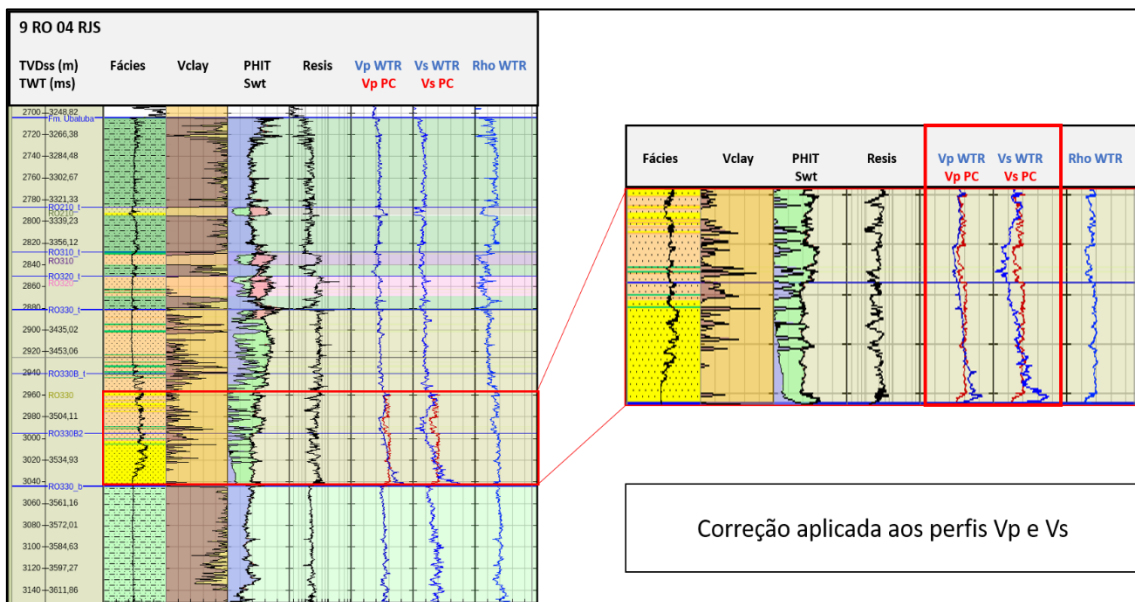


Figura 82: Correção dos perfis V_p e V_s no poço 9 RO 04 RJS através do modelo de física de rocha *Patchy Cement*. As curvas em azul indica os perfis 100% saturados com água e em vermelho representa a correção a ser aplicada ao perfil.

A análise seguinte se refere ao poço 9 RO 20 RJS que mostra o cáliper muito afetado, mais notadamente no intervalo RO 330B. Dessa forma a modelagem direta foi aplicada apenas a esse intervalo no intuito de verificar possíveis efeitos do cáliper nos perfis. O resultado da modelagem conforme pode ser observado na Figura 83, mostra que os perfis estimados através do modelo de Diagênese Siliciclástica são muito influenciados pelas propriedades petrofísicas, principalmente por Vcl. O que não se verifica para o modelo de cimento irregular (*Patchy Cement*). Diante desses efeitos a análise visual dos perfis ficou prejudicada e por isso foi aplicado um filtro passa banda parametrizado pelo espectro de frequências do dado sísmico⁷, para minimizar os efeitos das propriedades petrofísicas e das altas frequências e também suavizar as curvas para melhorar a visualização dos resultados obtidos. Dessa forma foi possível verificar que os perfis elásticos, Vp, Vs e RhoB não sofrem influências do cáliper pois embora apresentem diferenças de valores as tendências seguidas pelos perfis são semelhantes.

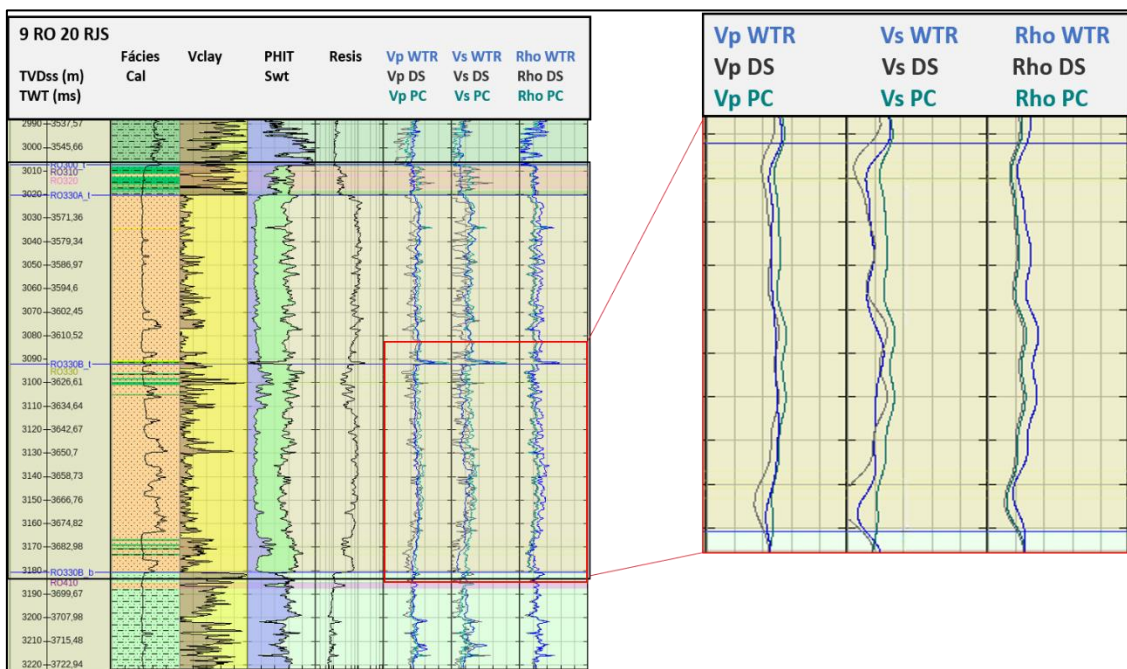


Figura 83: Comparação entre os perfis elásticos Vp, Vs e RhoB 100% saturados com água (azul) e estimados através do modelo *Patchy Cement* (verde) e Diagênese Siliciclástica (Cinza) para o poço 9 RO 20 RJS com ênfase no intervalo RO 330B na qual um filtro passa banda aplicado para melhorar a visualização.

Inclusive esses perfis apresentam correlação bastante razoável neste intervalo para as velocidades e excelente para RhoB segundo conforme pode ser visto na Tabela 16 que

⁷ Parametrização do filtro passa banda: 0 – 6 – 75 – 125Hz

mostra que o modelo de cimento irregular (*Patchy Cement*) obteve melhor correlação para as velocidades e para a densidade ambos os modelos obtiveram excelente correlação.

Tabela 16: Dados estatísticos entre os perfis elásticos Vp, Vs e RhoB originais e os modelados (*Patchy Cement* e *Diagênese Siliciclástica*) para o intervalo RO 330B no poço 9 RO 20 RJS.

9 RO 20 RJS (RO330B)	Atributo	Valor médio original	Valor médio estimado (PC)	Valor médio estimado (DS)	Correlação (PC)	Correlação (DS)	RMSE (PC)	RMSE (DS)
	Vp (Km/s)	2,654	2,794	2,54	0,55	0,514	0,156	0,158
	Vs (Km/s)	1,098	1,264	1,06	0,65	0,53	0,17	0,115
	RhoB (g/cm ³)	2,22	2,15	2,14	0,938	0,938	0,068	0,084

A última análise foi feita para o poço 9 RO 23 RJS, que além de apresentar severa variação no calíper, não possui a curva de porosidade-neutrão. Isto impossibilitava a estimativa do volume de argilidade e, conseqüentemente, a fração de volume litológico, o que torna a parametrização petrofísica desse poço incompleta. Como nesse caso, a análise é sobre a estimativa das propriedades petrofísicas, foi utilizado a modelagem reversa com ambos os modelos, mas cada um para uma aplicação específica. De acordo com as análises anteriores, o modelo *Patchy Cement* foi utilizado para calcular o perfil de volume de argila (Vcl) na parte inferior (RO330 B), devido a presença da fácies Arenito C, e na parte superior (RO 330A) foi utilizado o modelo de *Diagênese Siliciclástica*. Os intervalos *overburden* e *underburden* foram modelados a partir do modelo de *Diagênese Siliciclástica*. Para a porosidade, PHIT foi calculado através de ambos os modelos no intuito de validar e testar a metodologia. Os perfis elásticos Vp, Vs e RhoB também foram calculados através da modelagem direta por ambos os modelos com o objetivo de verificar possíveis efeitos do calíper sobre os mesmos.

Essa modelagem contemplou exclusivamente os intervalos *overburden*, RO 330 e *underburden*. Para efeitos práticos, nos demais intervalos (RO 210, RO 310, RO 410, RO 420 e RO 430) foi adotado a mesma calibração do intervalo RO 330 pelo modelo *Diagênese Siliciclástica*. Os resultados para esses intervalos não estão devidamente calibrados por suas respectivas propriedades elástica e, portanto, devem ser considerados com ressalvas. Na Figura 84 podemos ver os perfis estimados através dos modelos de física de rocha comparados com os perfis originais (exceto Vcl). A análise visual nos

mostra que a modelagem de Vcl calculou um grande volume de argila no intervalo RO 330. O perfil de fácies mostra que esse intervalo realmente é bastante argiloso. Como nenhum dos outros poços deste projeto possui essa característica e também o perfil de litologia não está disponível, não é possível saber se essa modelagem conseguiu capturar com fidelidade o volume de argila do intervalo RO 330.

As porosidades modeladas, comparadas visualmente ao perfil original apresentaram excelente correlação indicando que a modelagem alcançou um bom resultado para a estimativa de PHIT.

A modelagem direta dos perfis elásticos Vp, Vs e Rho indica que não foram afetados pelo cáliper, mesmo que os perfis estimados apresentem diferenças, todos seguem as mesmas tendências dos perfis originais. A estimativa através do modelo Diagênese Siliciclástica, neste caso também, capturou efeitos das propriedades petrofísicas (mais especificamente de Vcl), sendo de difícil correlação visual pois como mencionado anteriormente o modelo é bastante sensível à modelagem petrofísica. Esses efeitos exerceram muita influência na estimativa dos perfis, sobretudo para Vs inclusive dificultando a visualização e entendimento das tendências dos mesmos. O modelo *Patchy Cement* apresentou muito menos influência das propriedades petrofísicas sendo de fácil visualização. Tendo em vista esses efeitos citados para os perfis estimados pelo modelo de Diagênese Siliciclástica, aqui também foi aplicado um filtro passa banda nos perfis elásticos estimados por ambos os modelos para suavização e remoção dos efeitos de alta frequência visíveis, no intuito de melhorar a visualização e conseqüentemente o entendimento dos perfis estimados (Figura 85).

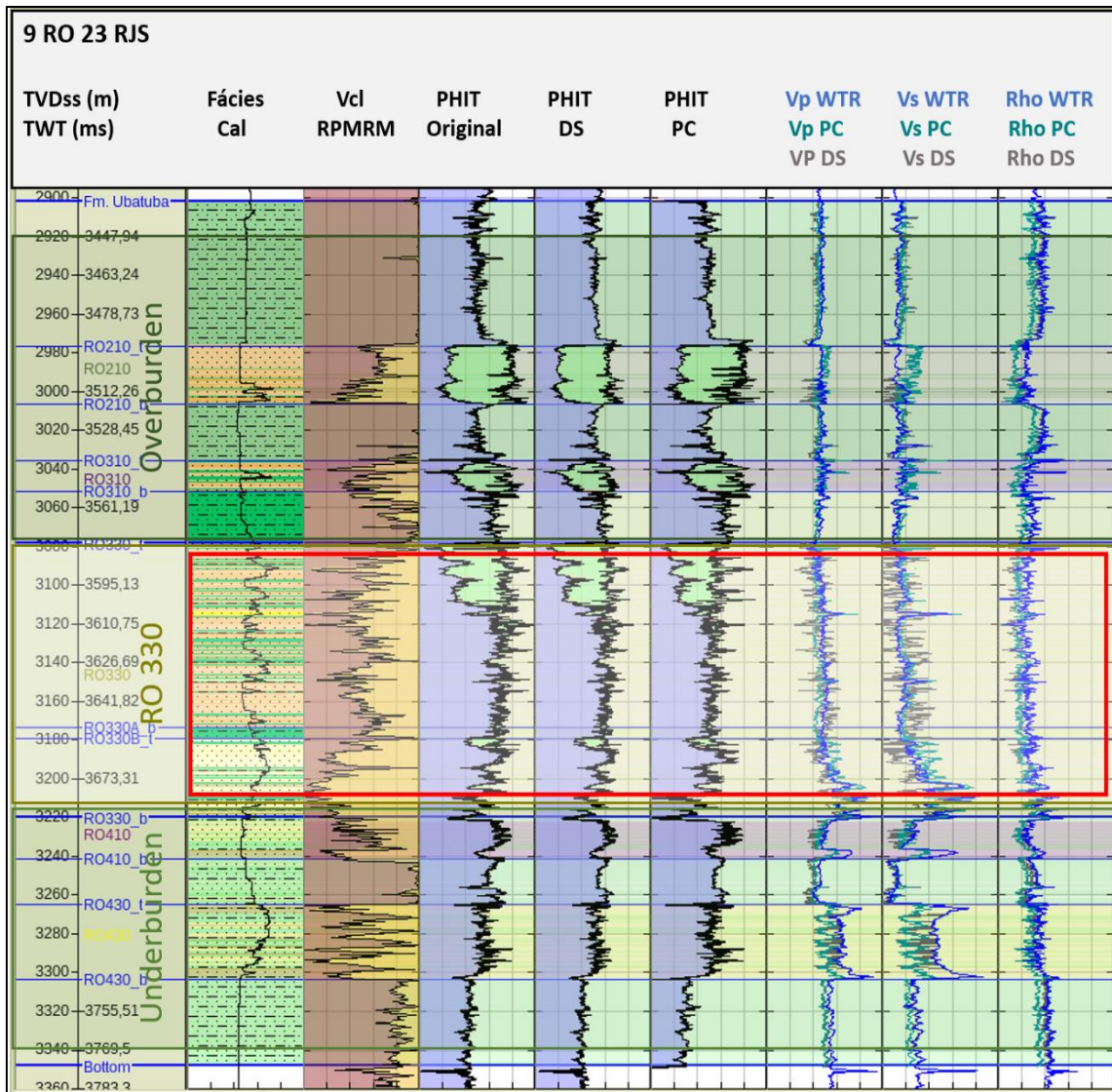


Figura 84: Modelagem de física de rochas para o poço 9 RO 23 RJS na qual temos os perfis de fácies e cáliper, Vcl calculado por modelagem reversa, PHIT original, PHIT (DS) calculado através do modelo Diagênese Siliciclástica, PHIT (PC) calculado através do modelo *Patchy Cement*. Os perfis Vp, Vs e Rho denotados por WTR, DS e PC correspondem respectivamente aos perfis 100% água, calculados por modelagem direta através do modelo Diagênese Siliciclástica e *Patchy Cement*.

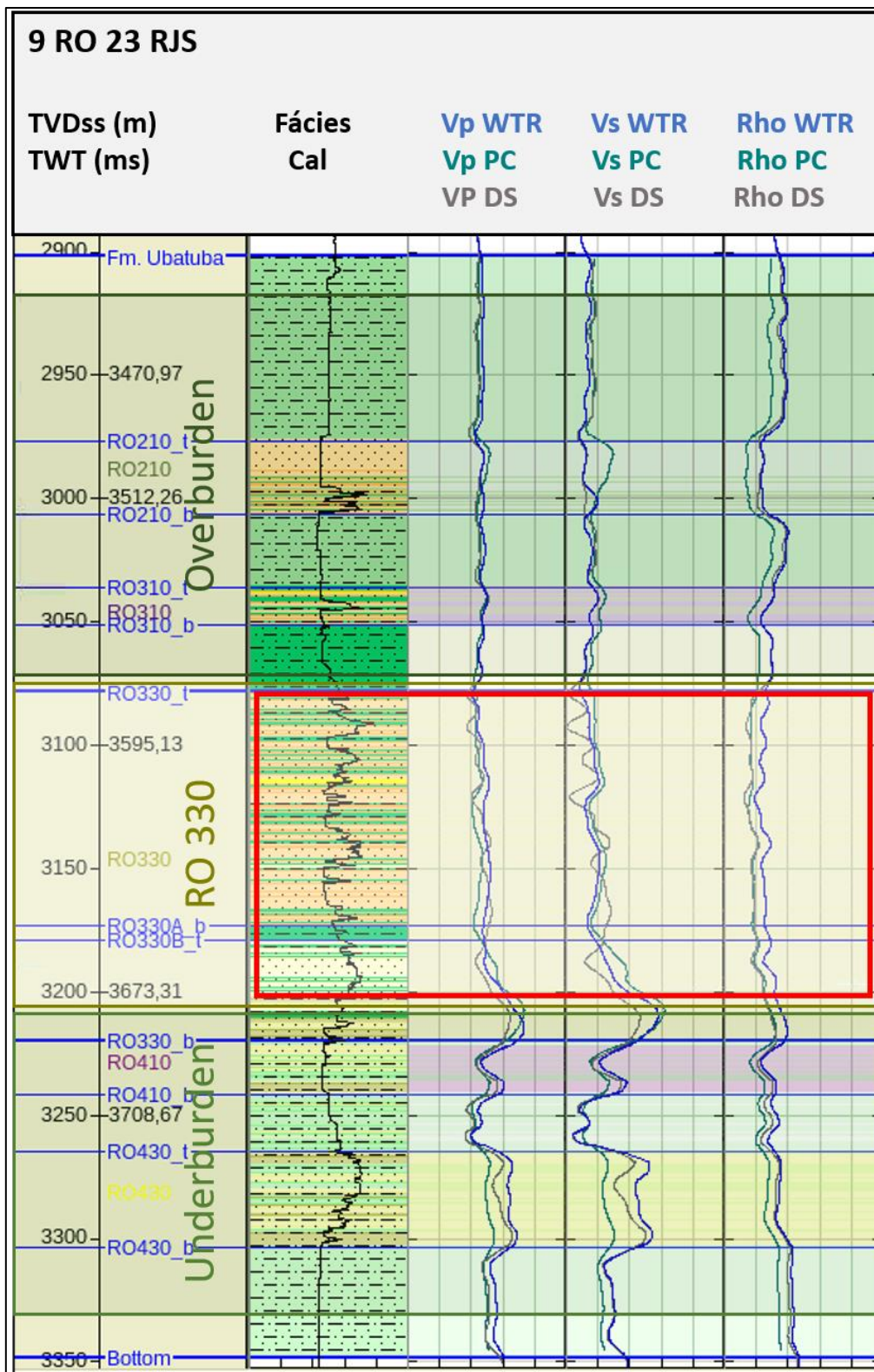


Figura 85: Perfis elásticos Vp, Vs e Rho estimados por modelagem direta por ambos os modelos com um filtro passa banda (0 – 6 – 75 – 125Hz)⁸ aplicado para remover os efeitos da calibração petrofísica, comparados aos perfis 100% saturados em água.

⁸ Parâmetros extraídos do dado sísmico.

A Tabela 17 mostra a correlação e o erro associado à modelagem dos perfis para esse poço, considerando todo o intervalo de interesse. A correlação e o erro foram calculados entre os perfis originais e os modelados com o filtro passa banda aplicado. É possível verificar que neste caso o modelo de Diagênese Siliciclástica apresentou excelente correlação para todas as quantidades modeladas em relação ao modelo de cimento irregular embora este também tenha apresentado resultados bastante razoáveis para as modelagens mencionadas

Tabela 17: Dados estatísticos entre os perfis PHIT, Vp, Vs e RhoB originais e os modelados (*Patchy Cement* e *Diagênese Siliciclástica*) para o poço 9 RO 23 RJS.

9 RO 23 RJS	Atributo	Correlação (PC)	Correlação (DS)	RMSE (PC)	RMSE (DS)
	PHIT	0,67	0,896	0,044	0,031
	Vp	0,616	0,859	0,20	0,148
	Vs	0,551	0,817	0,145	0,097
	RhoB	0,951	0,895	0,079	0,046

8. Resultados Parte II: Interpretação das Amplitudes Sísmicas

Neste capítulo são apresentados os resultados referentes as etapas desenvolvidas na interpretação das amplitudes sísmicas através da análise de AVO e dos atributos elásticos descritas na metodologia para os poços 9 RO 31 A RJS, 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS e 9 RO 30 RJS.

8.1 Análise de AVO e dos Atributos Elásticos

Análise do Poço 1 RJS 513 RJ

A Figura 86 mostra as regiões de interesse para o poço 1 RJS 513 RJ, destacando as interfaces analisadas. Nesta figura é mostrado os perfis de litologia, fácies, volume (Vcl), porosidade/saturação, Vp, Vs, RhoB, traços sísmicos real e sintético considerando o ângulo de incidência 17°. A Tabela 18 descreve os intervalos e espessuras definidos como interfaces para essa análise. A escolha da interface composta pelas fácies Arenito B e Arenito D se deve ao aumento das velocidades e da densidade visto nos perfis dessa região do intervalo RO330. Portanto, o impacto desse efeito no contraste de impedância deve refletir no dado sísmico.

Tabela 18: Interfaces definida na análise de AVO para o poço 1 RJS 513 RJ.

Interface	Topo	Espessura	Base	Espessura
Interface 1	Fácies Overburden	70m / 50ms	Fácies Arenito B e Arenito D	30m / 28ms
Interface 2	Fácies Arenito B e Arenito D	30m / 28ms	Fácies Arenito C	72m / 56ms
Interface 3	Fácies Arenito C	72m / 56ms	Fácies Underburden	44m / 31ms

A Figura 87 mostra o modelo de cunha considerando a espessura do intervalo a partir do topo do reservatório até a base da fácies Arenito D, que possui 30m de espessura, para então calcular as espessuras de *tuning* e de interferência. Assim é possível entender se o intervalo modelado sofre algum desses efeitos e como isso pode impactar na interpretação. Dessa forma, temos que o intervalo composto pelas fácies Arenito B e Arenito D está dentro da espessura de interferência, aumentando a amplitude com a diminuição da espessura no modelo de cunha.

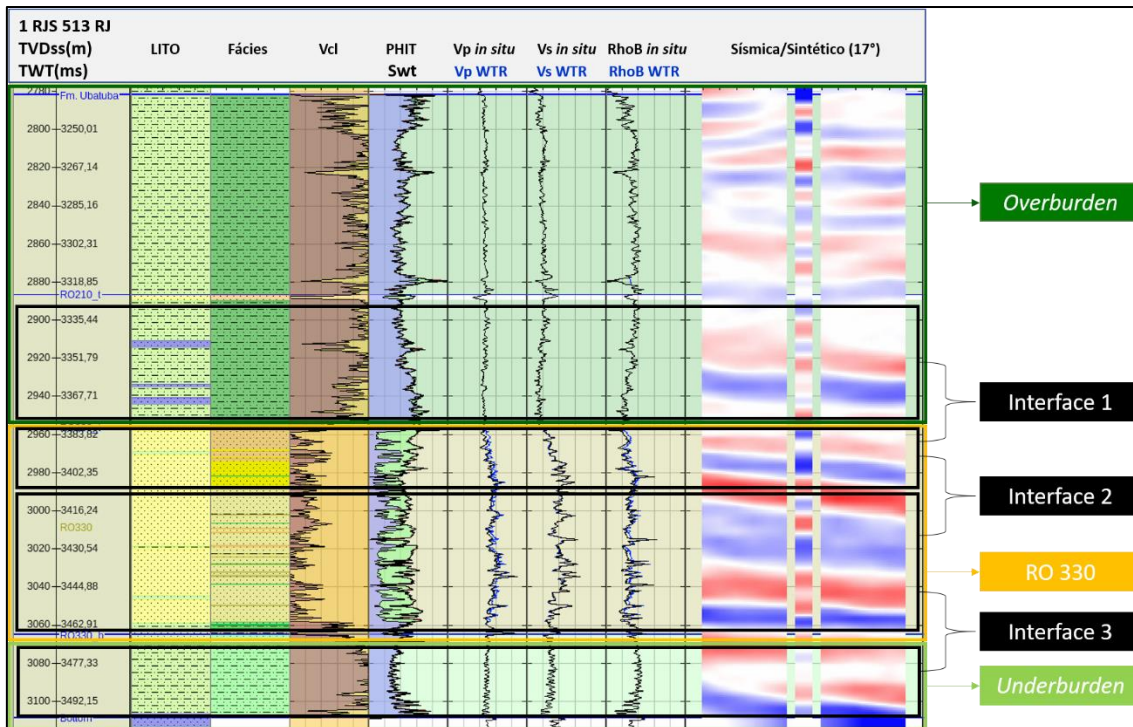


Figura 86: Intervalos de interesse e interfaces definidas para análise AVO 1D no poço 1 RJS 513 RJ.

O efeito de *tuning* ocorre a partir de 15m de espessura. Sendo assim, o intervalo das fácies Arenito B e Arenito D foi aumentado em 6m, ficando no limite da espessura de interferência, e evitando assim o efeito de interferência na análise de AVO. Isso implica em incluir uma pequena porção da fácies Arenito C, na qual as velocidades e densidade mostram uma tendência de diminuição. Assim esse intervalo vai diminuir em 6m, ficando com a espessura de 64m. A Tabela 19 mostra as interfaces atualizadas após a análise feito no modelo de cunha.

Tabela 19: Interfaces atualizadas para análise de AVO para o poço 1 RJS 513 RJ.

Interface	Topo	Espessura	Base	Espessura
Interface 1	Fácies Overburden	70m / 50ms	Fácies Arenito B, Arenito D e Arenito C (RO 330 Superior)	36m / 32ms
Interface 2	Fácies Arenito B, Arenito D e Arenito C (RO 330 Superior)	36m / 32ms	Fácies Arenito C (RO 330 Inferior)	64m / 55ms
Interface 3	Fácies Arenito C (RO 330 Inferior)	64m / 55ms	Fácies Underburden	44m / 31ms

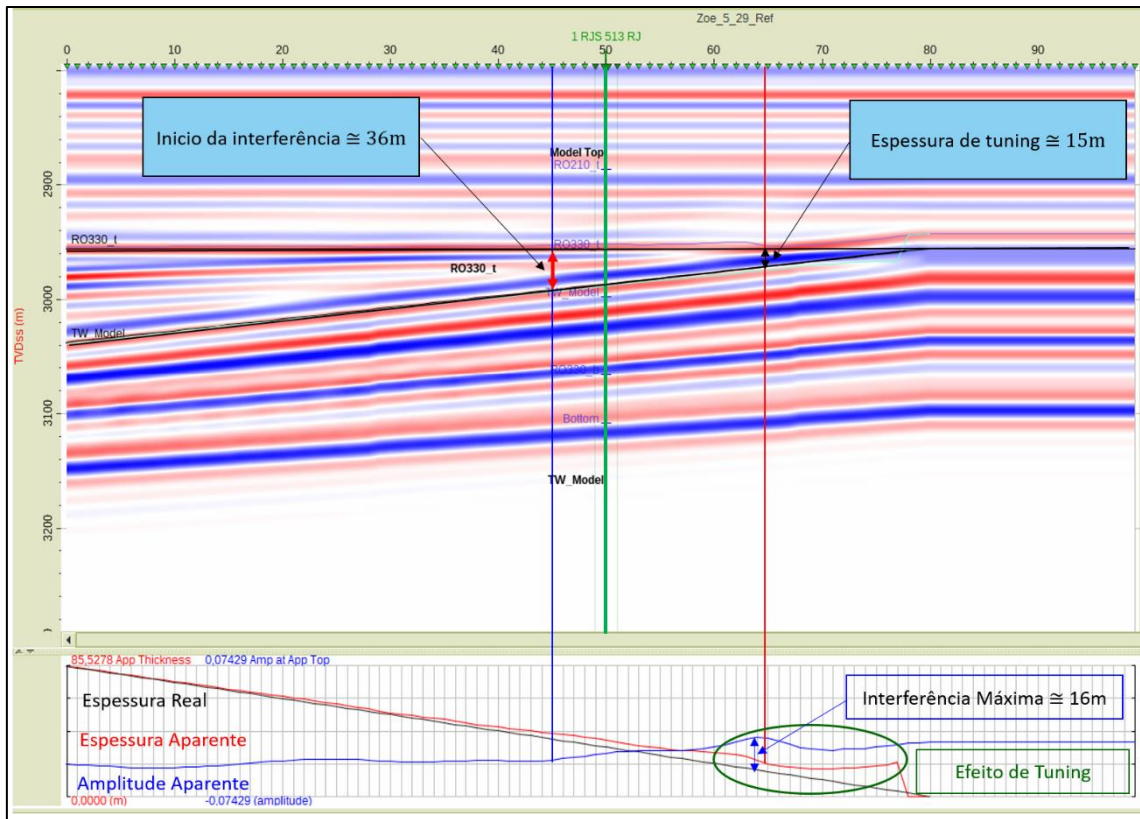


Figura 87: Modelo de cunha com as espessuras de *tuning* e interferência para o poço 1 RJS 513 RJ.

Na Figura 88 é mostrado o gráfico de AVO, na qual é possível relacionar a refletividade com as amplitudes sintéticas e do dado *fullstack*, para cada interface em ambos os cenários, *in situ* e 100% saturado com água. Inicialmente, as amplitudes sintéticas se mostram com pouca correlação com as amplitudes reais, se comportando de forma diferente do previsto pelos coeficientes de reflexão. Esse problema foi endereçado a fase do pulso sísmico, que foi considerada como fase zero.

Ao refinar o processo de estimativa do pulso sísmico, foi possível verificar que o dado sísmico possui uma fase em torno de -12° ao longo do reservatório com *delay* de -24ms com relação ao topo do reservatório. Sendo assim, um novo pulso sísmico com essas características foi gerado (Figura 89). Então, o modelo de refletividade foi recalculado e permitiu um melhor ajuste das amplitudes reais e sintéticas ao longo da faixa de ângulos *near* e *mid*. Para os ângulos *far*, o ajuste ficou aceitável (Figura 90).

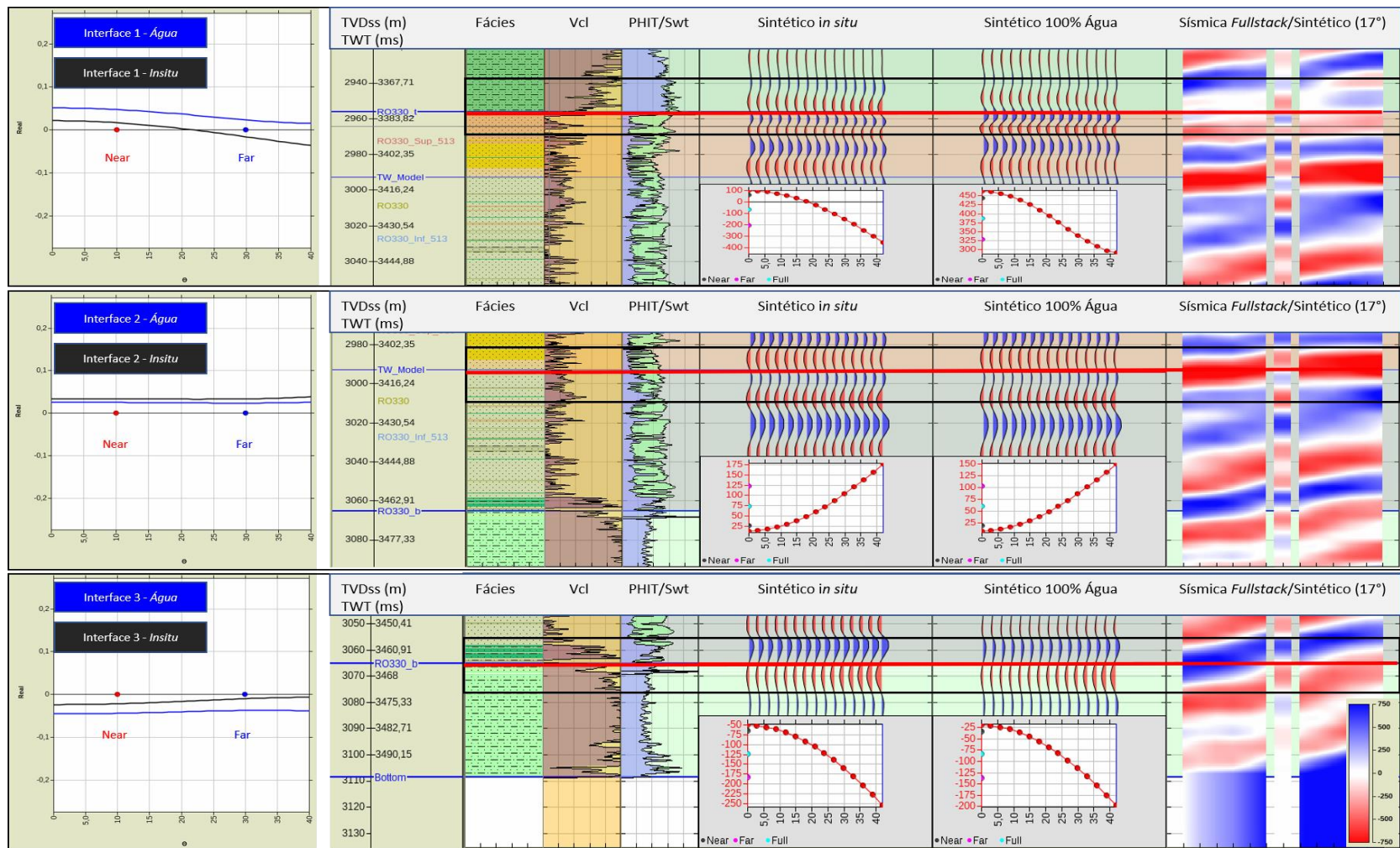


Figura 88: Variação dos coeficientes de reflexão comparado com as amplitudes sintéticas e reais para cada interface considerando os cenários *in situ* e 100% saturada com água.

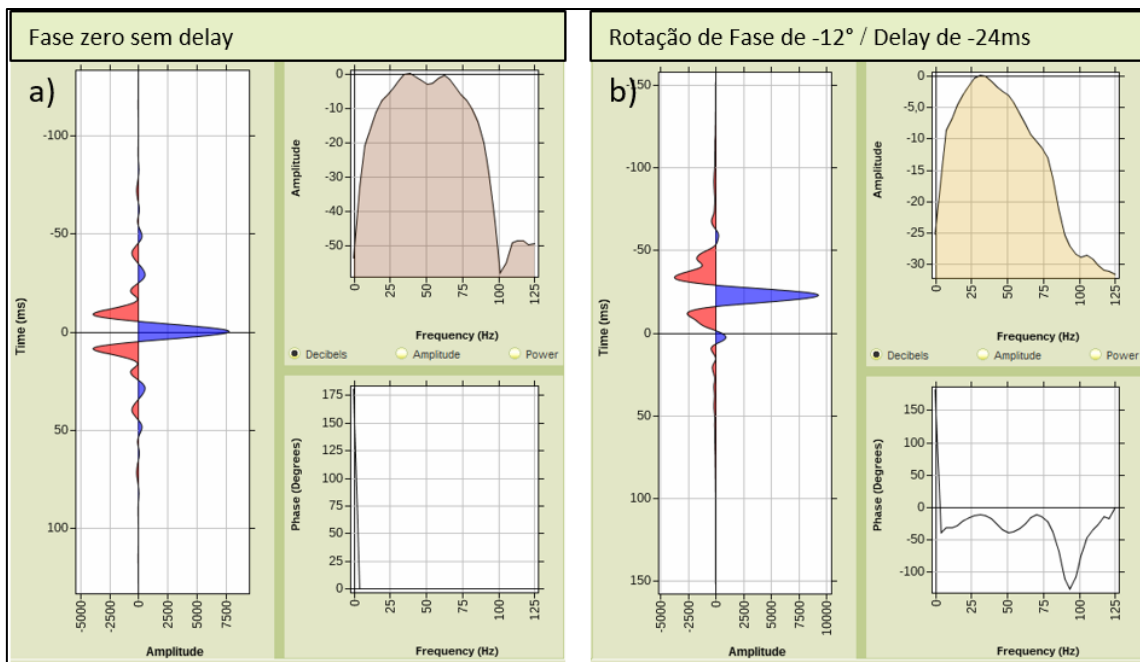


Figura 89: Pulsos sísmicos estimados ao redor do poço 1 RJS 513 RJ e utilizados na modelagem das amplitudes.

O ajuste entre as amplitudes somente foi possível após a utilização do pulso sísmico com fase de -12° . Após as modificações feitas, no geral, o modelo se ajustou bem em explicar as propriedades das interfaces, no geral com boa correlação entre as amplitudes sintética e real (Figura 90).

Segundo a análise da interface 1, correspondente ao topo do reservatório, apresenta bom ajuste entre as amplitudes, na qual contraste de impedância positivo entre o folhelho encaixante e o arenito saturado com óleo é pequeno com resposta de AVO classe I, tornando essa interface difícil de identificar diretamente no dado sísmico *fullstack*.

O modelo de cunha mostrou que a interface 2 estava sujeita aos efeitos de interferência, por isso ela foi definida 6 m abaixo do ponto original. Esse contraste de impedância forte no dado sísmico pode ser explicado em parte como interferência e o dado sintético, identifica-a alguns metros mais abaixo, chegando à espessura total de 43m. Nessa interface o dado sintético não se ajusta ao dado real na qual os coeficientes de reflexão calculados são positivos e a interface identificado no dado sísmico é representada por uma forte reflexão negativa e dessa forma a modelagem falha em reproduzir o comportamento das amplitudes, onde a origem disso pode ser em razão da interferência e dos problemas encontrados no pulso sísmico utilizado.

A interface 3, relativa à base do RO 330, apresenta amplitudes com um bom ajuste entre o dado real e sintético na qual os coeficientes de refletividade apresentam resposta de AVO classe Vp (*in situ*). A inversão de polaridade que ocorre no sintético 100% saturado com água não foi prevista no modelo, portanto a faixa de ângulos para o *far* deve ser considerada com restrições.

A Figura 91 mostra a análise dos contrastes de impedâncias onde é possível avaliar a sensibilidade dos atributos elásticos em cada interface analisada. Dessa forma é possível ver que as interfaces 1 e 3 apresentam contrastes perceptíveis para o caso *in situ* com uma variação razoável de alguns dos atributos para o cenário 100% saturado em água indicando que essas interfaces apresentam mediana sensibilidade à substituição de fluidos. A interface 2 apresenta baixos valores para os contrastes e pequena variação entre os cenários de fluidos considerados, indicando pouquíssima sensibilidade a fluidos. Entretanto, a análise dessa interface deve ser considerada com restrições devido aos problemas encontrados na modelagem das amplitudes, o que pode se refletir na modelagem dos contrastes de impedância.

Dessa forma a Tabela 20 engloba os resultados discutidos aqui, para o poço 1 RJS 513 RJ.

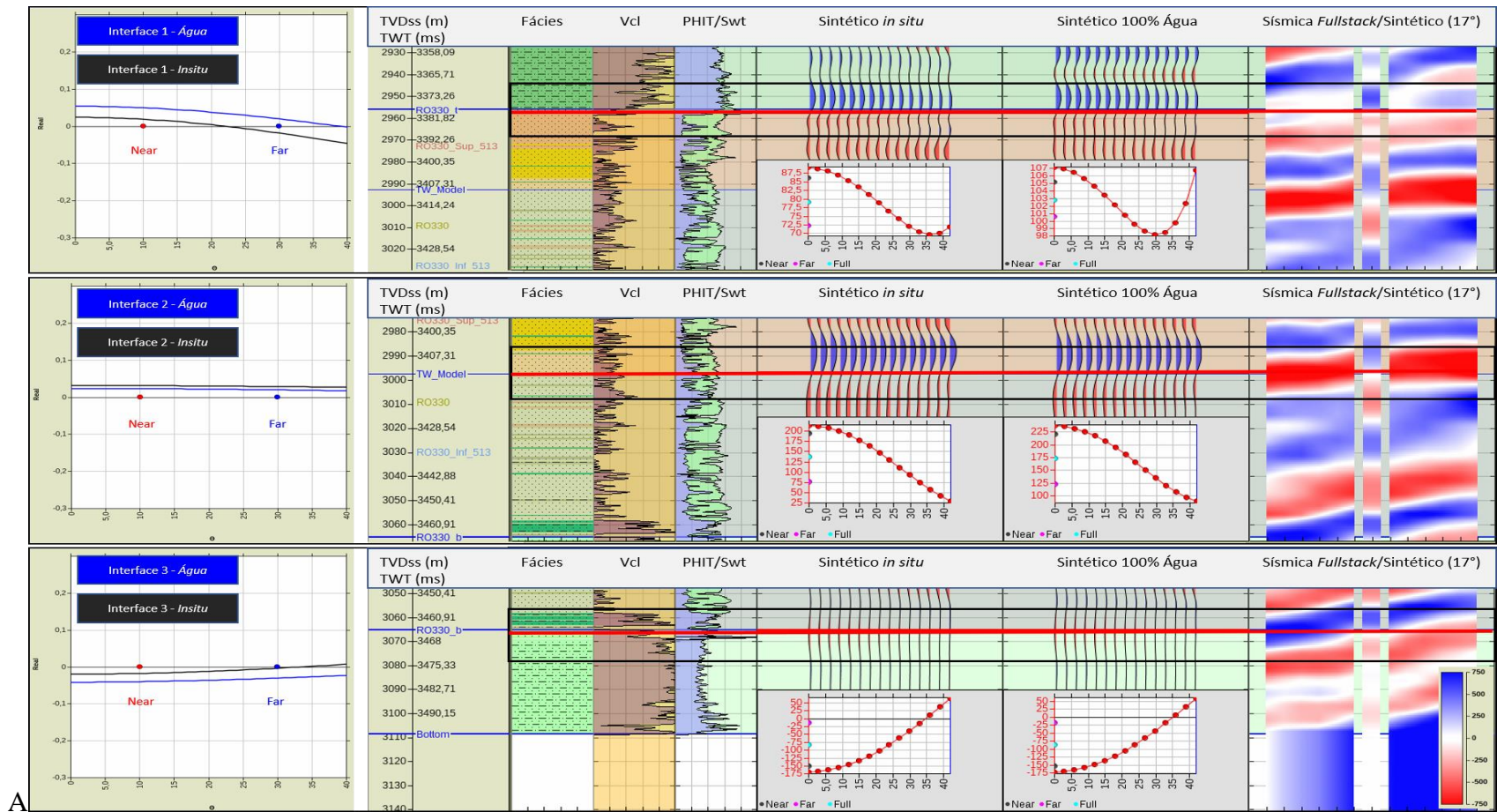


Figura 90: Modelo de refletividade recalculado e sismogramas sintéticos atualizados a partir do pulso sísmico com fase -12° extraído do dado sísmico, mostrando um melhor ajuste entre os traços reais e sintéticos.

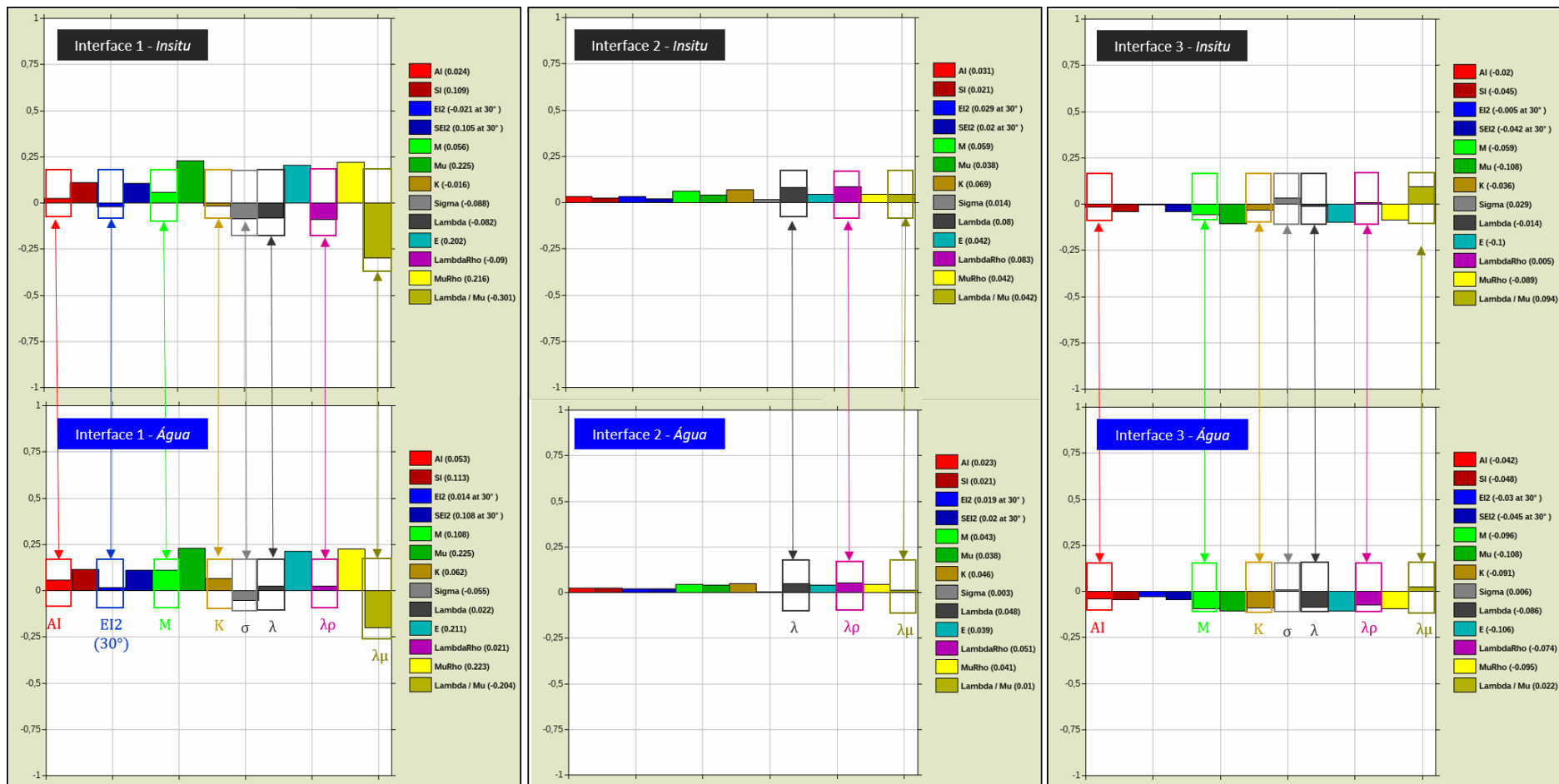


Figura 91: Contrastes de impedâncias para cada interface comparando a sensibilidade à substituição de fluido onde os mais sensíveis estão assinalados na figura. Os atributos elásticos calculados são: AI (Impedância Acústica); SI (Impedância de onda S); EI2 (Impedância elástica - 2termos); SEI2 (Impedância elástica de onda S – 2 termos); M (Módulo de onda P); μ (Módulo cisalhante); K (Módulo Bulk), σ (razão de Poisson); λ (Parâmetro de Lamé); E (Módulo de Young); $\lambda\rho$ (LambdaRho); $\mu\rho$ (MuRho) e λ/μ (Lambda/Mu).

Tabela 20: Respostas de AVO e atributos elásticos sensíveis a substituição de fluido analisados por interface.

Interface	Resposta de AVO	Observações	Atributos mais sensíveis
Interface 1 <i>in situ</i>	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com inversão de polaridade.	AI, EI2 (30°), M, K, σ (PR), λ , $\lambda\rho$, $\lambda\mu$
Interface 1 água	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo.	
Interface 2 <i>in situ</i>	Classe I	Pequena variação do gradiente ao longo dos ângulos de incidência.	Pequena variação nos contrastes de impedância
Interface 2 água	Classe I	Pequena variação do gradiente ao longo dos ângulos de incidência.	
Interface 3 <i>in situ</i>	Classe Vp	Baixas amplitude com inversão de polaridade no ângulo de incidência de 35°.	AI, EI2 (30°), M, K, σ (PR), λ , $\lambda\rho$, $\lambda\mu$
Interface 3 água	Classe IV	Pequena variação do gradiente ao longo dos ângulos de incidência.	

Análise do Poço 9 RO 04 RJS

O poço 9 RO 04 RJS apresenta uma dificuldade a mais devido a presença de gás nos intervalos RO 210, RO 310 e RO 320. Adicionalmente, os intervalos RO 310 e RO 320 funcionam como a rocha encaixante do reservatório RO 330. Sendo assim, as regiões de interesse foram separadas de acordo como mostrado na Figura 92.

A interface 1 foi definida tendo como a parte superior a região acima do intervalo RO 330, que inclui os intervalos *overburden*, RO210, RO 310 e RO 320, para as condições *in situ* mais uma pequena camada de folhelho. Ao incluir um intervalo argiloso de grande espessura, os pequenos intervalos contendo gás causam pouco impacto na análise. A parte inferior da interface é composta pelo intervalo RO 330A e pela parte superior do intervalo RO330 B, na qual ambos contêm finas camadas de folhelhos intra-reservatório e Arenito B.

O intervalo RO 330B foi dividido em parte superior e inferior para separar as fácies Arenito C e Arenito D, que apresentam comportamentos elásticos diferentes. Dessa forma, definimos a base e o topo as interfaces 2 e 3, respectivamente. Por fim, a interface 3 define a base do reservatório (Tabela 21).

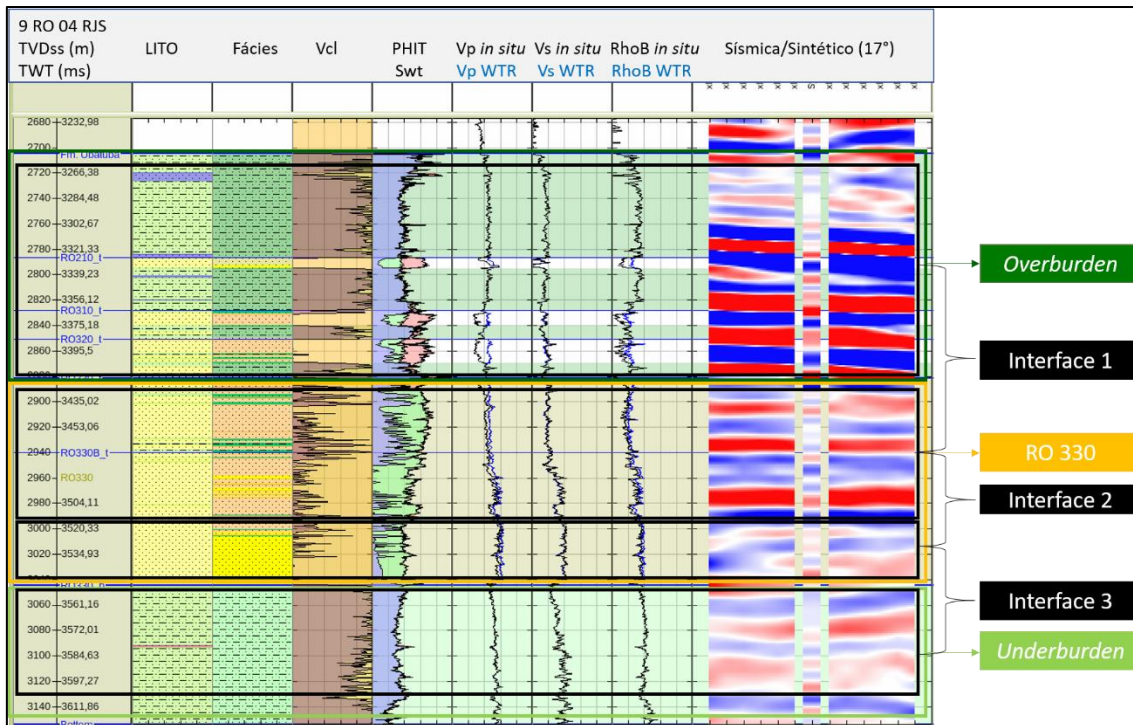


Figura 92: Intervalos de interesse e interfaces definidas para análise AVO 1D no poço 9 RO 04 RJS.

Tabela 21: Interfaces definidas na análise de AVO para o poço 9 RO 04 RJS.

Interface	Topo	Espessura	Base	Espessura
Interface 1	Fácies Overburden e Fácies Arenito B (<i>overburden</i> , RO 310, RO 320)	52m / 48ms	Fácies Arenito B (RO 330A e 330B Sup.)	59m / 54ms
Interface 2	Fácies Arenito B (RO 330A e 330B Sup)	59m / 54ms	Fácies Arenito D (RO 33B Inf.)	48m / 34ms
Interface 3	Fácies Arenito D (RO 33B Inf.)	48m / 34ms	Fácies Underburden (<i>underburden</i>)	48m / 34ms

A Figura 93 mostra o modelo de cunha para a região acima do intervalo RO 330, que inclui os intervalos RO 310 e RO 320 saturados com gás e separados por uma camada de folhelho. Essa análise é para mostrar o efeito das camadas de gás nas amplitudes, principalmente, no topo do reservatório. Os intervalos RO 310 e RO 320 possuem espessura de 9m e 19m, respectivamente. As amplitudes em ambos os intervalos sofrem interferência sísmica, que segundo a análise começa a partir da espessura de 33m. O intervalo RO 310 apresenta efeito de *tuning* com espessura mínima de 17m. Para evitar esse efeito, justifica se considerar essa região como um intervalo único para evitar esses efeitos na modelagem de AVO.

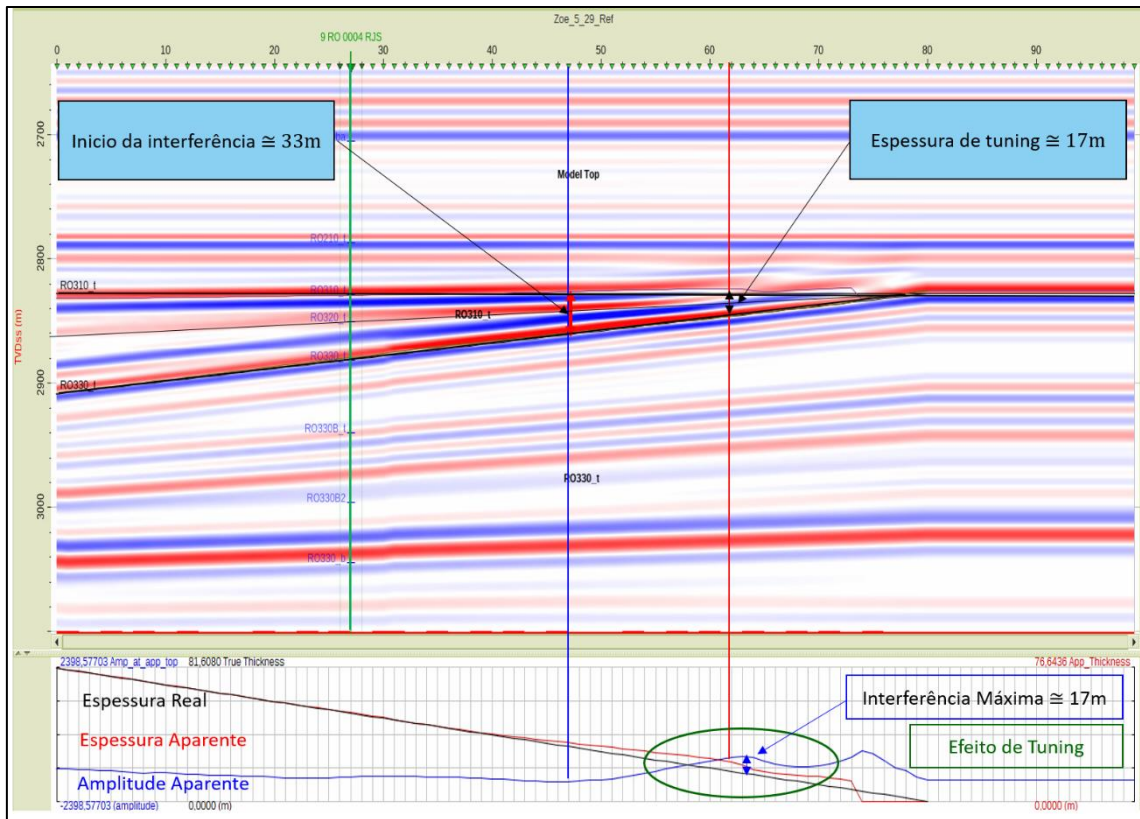


Figura 93: Modelo de cunha com as espessuras de *tuning* e interferência para o poço 9 RO 04 RJS.

Na Figura 94 as amplitudes sintéticas, tanto *in situ* quanto 100% saturado com água, mostram um comportamento bastante coerente com as amplitudes do dado sísmico *fullstack*. O pulso sísmico utilizado para calcular os sismogramas sintéticos foi extraído de forma estatística, não normalizada, mantendo as escalas do dado sísmico, e apresentou uma fase de -11° com *time lag* de -4ms . As amplitudes sintéticas de ambos os cenários apresentaram ótima correlação com os coeficientes de reflexão estimados em todas as interfaces respondendo de acordo com o modelo. Dessa forma as amplitudes sintética e real também apresentaram bom ajuste entre as interfaces.

As interfaces 1 e 3 apresentam coeficientes de reflexão significativamente distintos entre os cenários. A interface 1 apresenta coeficiente negativo para o caso *in situ* o que se verifica tanto na amplitude sintética quanto na real, com uma resposta de AVO classe II, na qual esta interface representa o topo do reservatório RO330 contendo areias saturadas em óleo. A interface 3 apresenta pequenos valores para os coeficientes com fase reversa em torno do ângulo de 20° com uma resposta de AVO classe Vp representando a base do RO 330. A interface 2 não apresenta significava variação entre os coeficientes para ambos os cenários respondendo a uma classe de AVO tipo I sendo difícil de

interpretar em termos de AVO, mas mostra que essas areias não são muito sensíveis à substituição de fluido. Como na interface 2 os coeficientes são quase iguais, não se observa variação entre as amplitudes modeladas entre os cenários. Entretanto os coeficientes apresentam valores maiores (em módulo) do que os coeficientes calculados nas interfaces 1 e 3. Isso implica em uma forte reflexão sísmica sendo mais perceptível do que o topo e a base representados respectivamente pelas interfaces 1 e 3.

Na Figura 95 é apresentado os contrastes elásticos para as interfaces com os atributos mais sensíveis a substituição de fluidos destacados. É possível verificar que tanto o topo e a base do reservatório RO 330 (interfaces 1 e 3) apresentam uma grande variação nos atributos entre os cenários indicando quais atributos são sensíveis aos fluidos. Vários atributos apresentam polaridade invertida em relação ao caso *in situ*, o que pode vir a facilitar a identificação dessas interfaces pela utilização desses atributos embora os contrastes apresentem valores pequenos. Por outro lado, na interface 2 os atributos não apresentaram variação significativa entre os cenários, apresentando baixa sensibilidade aos fluidos. Entretanto, os valores dos atributos são significativamente altos, mostrando que os contrastes de impedâncias podem ser utilizados para caracterização litológica

Dessa forma a análise dos contrastes se relaciona os coeficientes de reflexão na qual as interfaces 1 e 3 mostram significativa variação entre os cenários e a interface 2 não apresenta muita variação. A Tabela 22 mostra um resumo das informações obtidas na análise do poço 9 RO 04 RJS.

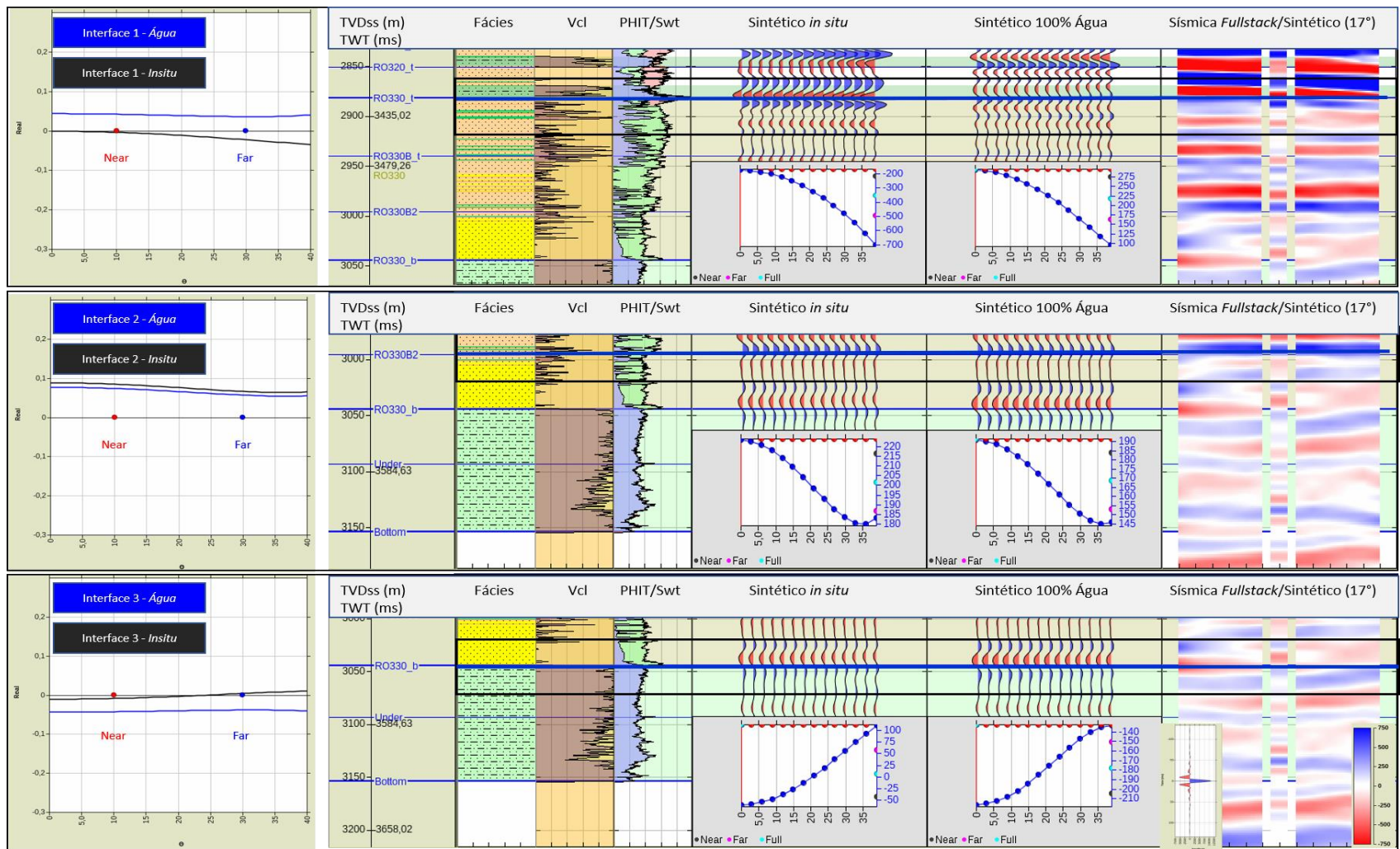


Figura 94: Variação dos coeficientes de reflexão comparado com as amplitudes sintéticas e reais para cada interface considerando os cenários *in situ* e 100% saturado com água.

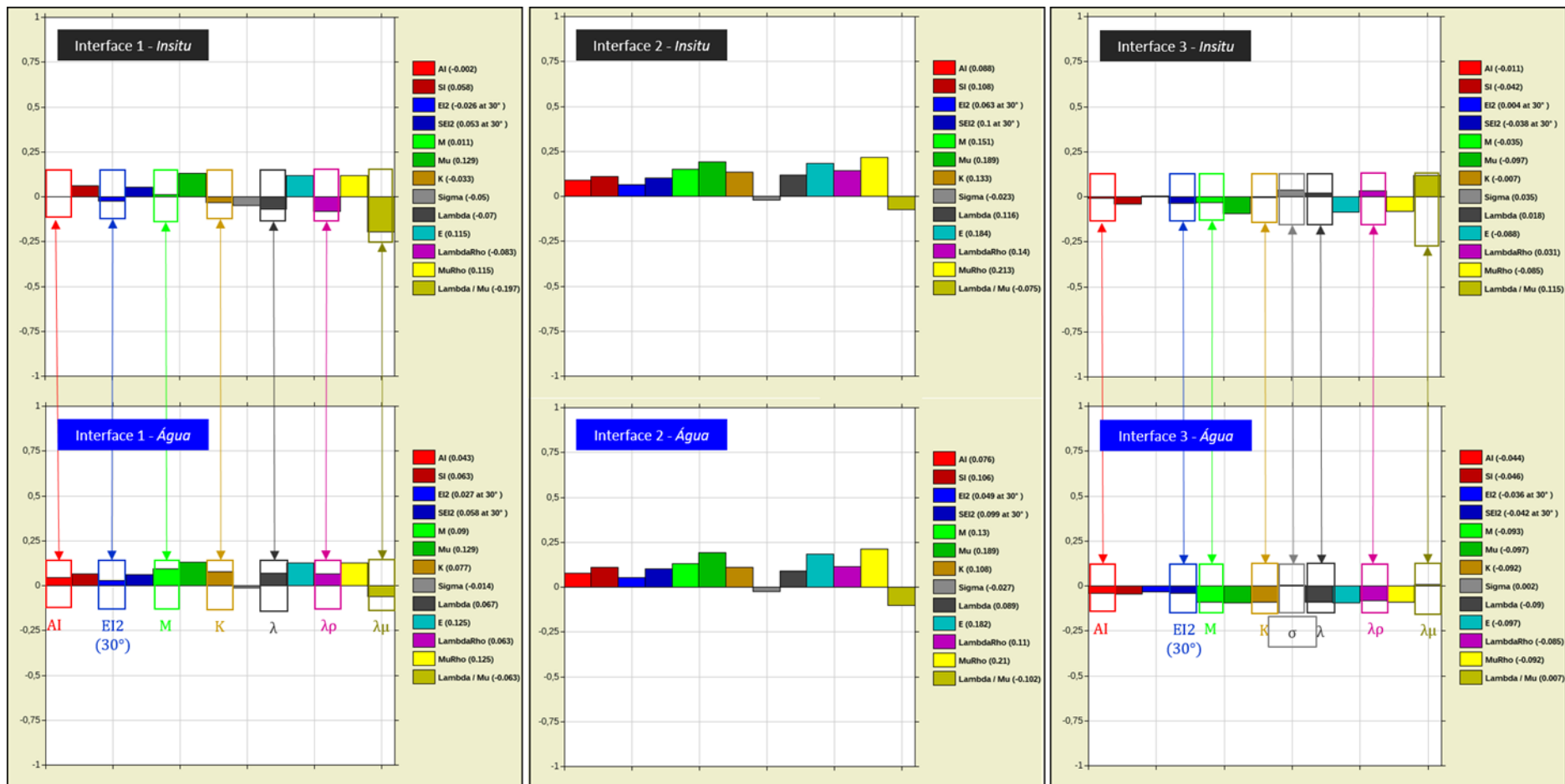


Figura 95: Contrastes de impedâncias para cada interface comparando a sensibilidade à substituição de fluido onde os mais sensíveis estão assinalados na figura. Os atributos elásticos calculados são: AI (Impedância Acústica); SI (Impedância de onda S); EI2 (Impedância elástica - 2termos); SEI2 (Impedância elástica de onda S – 2 termos); M (Módulo de onda P); μ (Módulo cisalhante); K (Módulo Bulk), σ (razão de Poisson); λ (Parâmetro de Lamé); E (Módulo de Young); $\lambda\rho$ (LambdaRho); $\mu\rho$ (MuRho) e λ/μ (Lambda/Mu).

Tabela 22: Respostas de AVO e atributos elásticos sensíveis a substituição de fluido analisados por interface.

Interface	Resposta de AVO	Observações	Atributos mais sensíveis
Interface 1 <i>in situ</i>	Classe II	Amplitude $\cong R(0)$ nos ângulos baixos.	AI, EI2 (30°), M, K, λ , $\lambda\rho$, $\lambda\mu$
Interface 1 água	Classe I	Pequena variação do gradiente de reflexão ao longo dos ângulos de incidência.	
Interface 2 <i>in situ</i>	Classe I	Pequena variação do gradiente de reflexão ao longo dos ângulos de incidência.	Os atributos não apresentam variação significativa entre os cenários.
Interface 2 água	Classe I	Pequena variação do gradiente de reflexão ao longo dos ângulos de incidência.	
Interface 3 <i>in situ</i>	Classe Vp	Baixas amplitude com inversão de polaridade no ângulo de incidência de 25°.	AI, EI2 (30°), M, K, $\sigma(PR)$, λ , $\lambda\rho$, $\lambda\mu$
Interface 3 água	Classe IV	Pequena variação do gradiente de reflexão ao longo dos ângulos de incidência.	

Análise do Poço 9 RO 30 RJS

A análise para o poço 9 RO 30 RJS foi feita considerando quatro interfaces (Figura 96), pois nesse poço temos a presença do intervalo RO 400 (subdivididos em RO 410, RO 420 e RO 430).

No intuito de modelar a resposta sísmica e evitar efeitos de interferência e *tuning*, todos os intervalos de pouca espessura ($d < 46m$) foram incorporados a grupos maiores. Dessa forma, os intervalos RO 210 e RO 310 foram agrupados juntos ao *overburden*. O RO 320 foi agrupado ao RO 330 e os subníveis RO 410, RO 420 e RO 430 foram considerados como um intervalo único, RO 400. Não foi considerado as interfaces entre os seus subníveis devido as suas espessuras que variam de 20m a 27m. Na base dos reservatórios temos o intervalo *underburden* (Tabela 23).

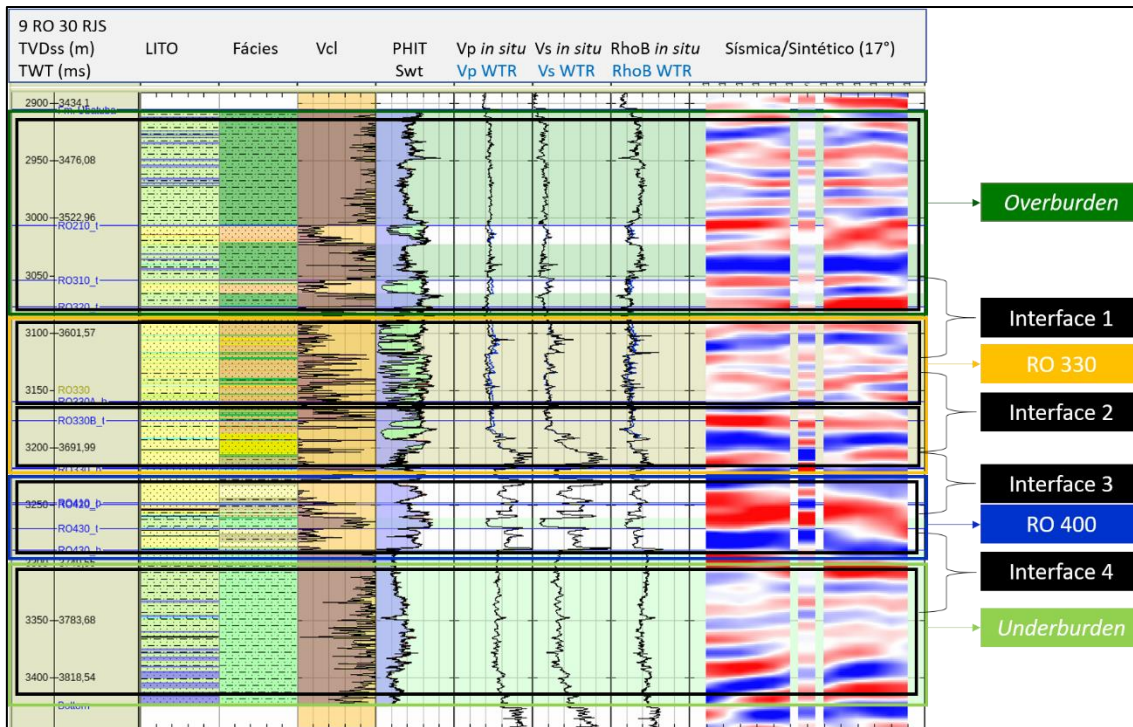


Figura 96: Intervalos de interesse e interfaces definidas para análise AVO 1D no poço 9 RO 30 RJS.

A análise continua com o modelo de cunha (Figura 97), na qual foi modelado a interface entre a base do RO 330A e o topo do RO 330B. No topo do RO 330B, existe uma camada de folhelhos (Fácies folhelho intra-reservatório), que serve de separação entre os intervalos incluídos no modelo e parece causar uma compartimentação entre os reservatórios.

Tabela 23: Interfaces definida na análise de AVO para o poço 9 RO 30 RJS.

Interface	Topo	Espessura	Base	Espessura
Interface 1	Fácies Overburden e Fácies Arenito B (<i>overburden</i> , RO 210, RO 310).	164m / 144ms	Fácies Arenito B (RO 330A) e laminações de folhelho intra-reservatório.	82m /72ms
Interface 2	Fácies Arenito B (RO 330A) e laminações de folhelho intra-reservatório.	82m / 72ms	Fácies Arenito B, Arenito D e Arenito E (RO 330B) e laminações de folhelho intra-reservatório.	58m /44ms
Interface 3	Fácies Arenito B, Areia D e Areia E (RO 330B) e laminações de folhelho intra-reservatório.	58m / 44ms	Fácies Arenito C e Arenito E (RO410, RO420 e RO430).	71m /40ms
Interface 4	Fácies Arenito C e Arenito E (RO410, RO420 e RO430).	71m / 40ms	Fácies Underburden (<i>underburden</i>).	135m/92ms

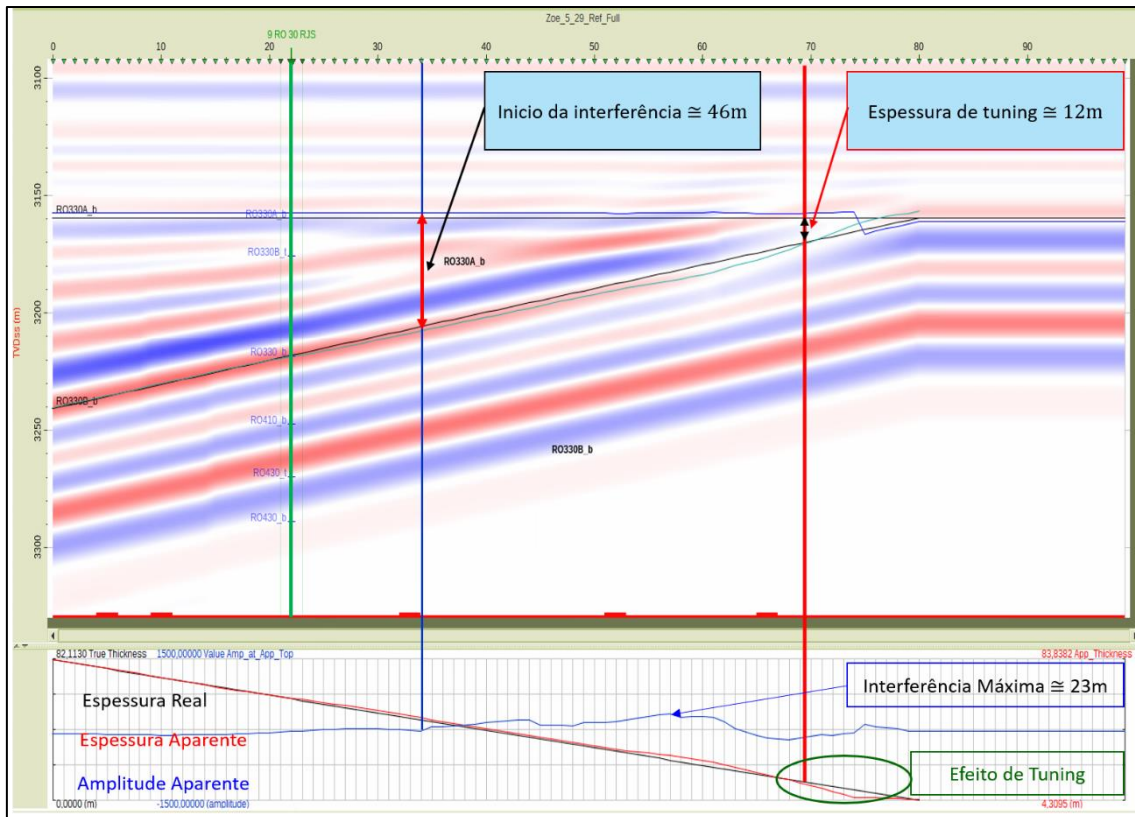


Figura 97: Modelo de cunha com as espessuras de *tuning* e interferência para o poço 9 RO 30 RJS.

Podemos ver no modelo de cunha que todos os subníveis, com exceção do RO 330, estão sujeitos a efeitos de interferência e/ou *tuning*. Isto justifica a decisão de agrupá-los em intervalos maiores, uma vez que a interferência sísmica começa na espessura de 43m, atingindo o valor máximo em 23m, e o efeito de *tuning* se torna visível a partir de 12m de espessura.

A Figura 98 mostra os coeficientes de reflexão modelados e comparados com as amplitudes real e sintéticas para as interfaces 1, 2 e 3. O pulso sísmico extraído estatisticamente do dado sísmico apresenta uma rotação de fase de -79° e *time lag* de -4ms. Podemos ver que o modelo se ajusta bem aos dados sintéticos e real. A interface 1, que representa o topo do reservatório, no caso *in situ*, apresenta baixos valores negativos de amplitude, devido ao contraste da espessa camada do *overburden* com velocidade e densidade ligeiramente mais alta, mesmo com a adição das finas camadas de arenito com óleo do intervalo RO 210 e RO 310. O cenário *in situ* apresenta resposta de AVO classe II.

A interface 2 representa a transição litológica das fácies Arenito B para as Arenito D mais cimentadas, que apresenta uma pequena variação dos coeficientes de reflexão ao

longo os ângulos, o que corresponde as pequenas variações notadas nas amplitudes do dado sintético. Entretanto aqui também se verifica que os coeficientes apresentam valores mais altos do que nas interfaces 1,3 e 4, apresentando AVO classe I para ambos os cenários. Isso corresponde a uma forte amplitude no dado sísmico conforme visto na Figura 98.

A interface 3, que representa a base do intervalo RO 330, apresenta coeficientes de reflexão positivos produzindo uma forte reflexão também positiva, embora os coeficientes de reflexão sejam pequenos apresentando uma resposta de AVO I. Devido ao *delay* do pulso sísmico essa interface foi mapeada -4ms abaixo da posição identificada no dado sísmico. Essa forte reflexão sísmica pode ser explicada devido a Fácies Arenito D apresentar velocidades e densidade mais altas em relação as Fácies Arenito C presentes no RO 400.

A interface 4 apresenta somente o caso *in situ* já que o intervalo RO 400 está 100% saturado com água. Essa interface representa a base dos arenitos, composto pela Fácies Arenito C com o intervalo *underburden*, onde vemos uma interface bem delimitada por duas fortes reflexões (positiva e outra negativa), possuindo boa correlação entre os dados sintéticos e real, baseado nos coeficientes de reflexão. Apresenta AVO classe IV (Figura 100).

Os contrastes de impedância (Figura 99) mostram que as interfaces 1 e 3, correspondentes ao topo e base do RO 330, apresentam uma boa sensibilidade a substituição de fluidos, onde os atributos mostram uma variação significativa entre os cenários analisados. A interface 2 se mostra pouco sensível a substituição de fluidos, mas por outro lado as impedâncias apresentam valores mais altos do que nos demais intervalos. Isto demonstra a possibilidade de discriminar litologias, separando as Fácies Arenito B da Fácies Arenito D. A interface 4 (Figura 100) apresenta contrastes negativos que também podem ser úteis em caracterizar litologicamente esse intervalo e mapear a Fácies Arenito C.

A Tabela 24 apresenta uma análise dos atributos mais sensíveis as respostas nas interfaces nas condições *in situ* e em água.

Tabela 24: Informações da análise de AVO separadas por cada interface.

Interface	Resposta de AVO	Observações	Atributos mais sensíveis
Interface 1 <i>insitu</i>	Classe II	Intercepte e gradiente negativo.	AI, EI2 (30°), M, K, $\sigma(\text{PR})$, λ , $\lambda\rho$, λ/μ
Interface 1 água	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com inversão de polaridade no <i>far</i> .	
Interface 2 <i>insitu</i>	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com pequena variação ao longo dos ângulos de incidência.	Pequena variação nos contrastes de impedância
Interface 2 água	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com pequena variação ao longo dos ângulos de incidência.	
Interface 3 <i>insitu</i>	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com pequena variação ao longo dos ângulos de incidência.	K, λ , $\lambda\rho$, λ/μ
Interface 3 água	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com pequena variação ao longo dos ângulos de incidência.	
Interface 4 <i>insitu</i>	Classe IV	Intercepte negativo e gradiente positivo com pequena variação ao longo dos ângulos de incidência.	μ , E, $\mu\rho$, λ/μ apresentam os maiores valores em modulo

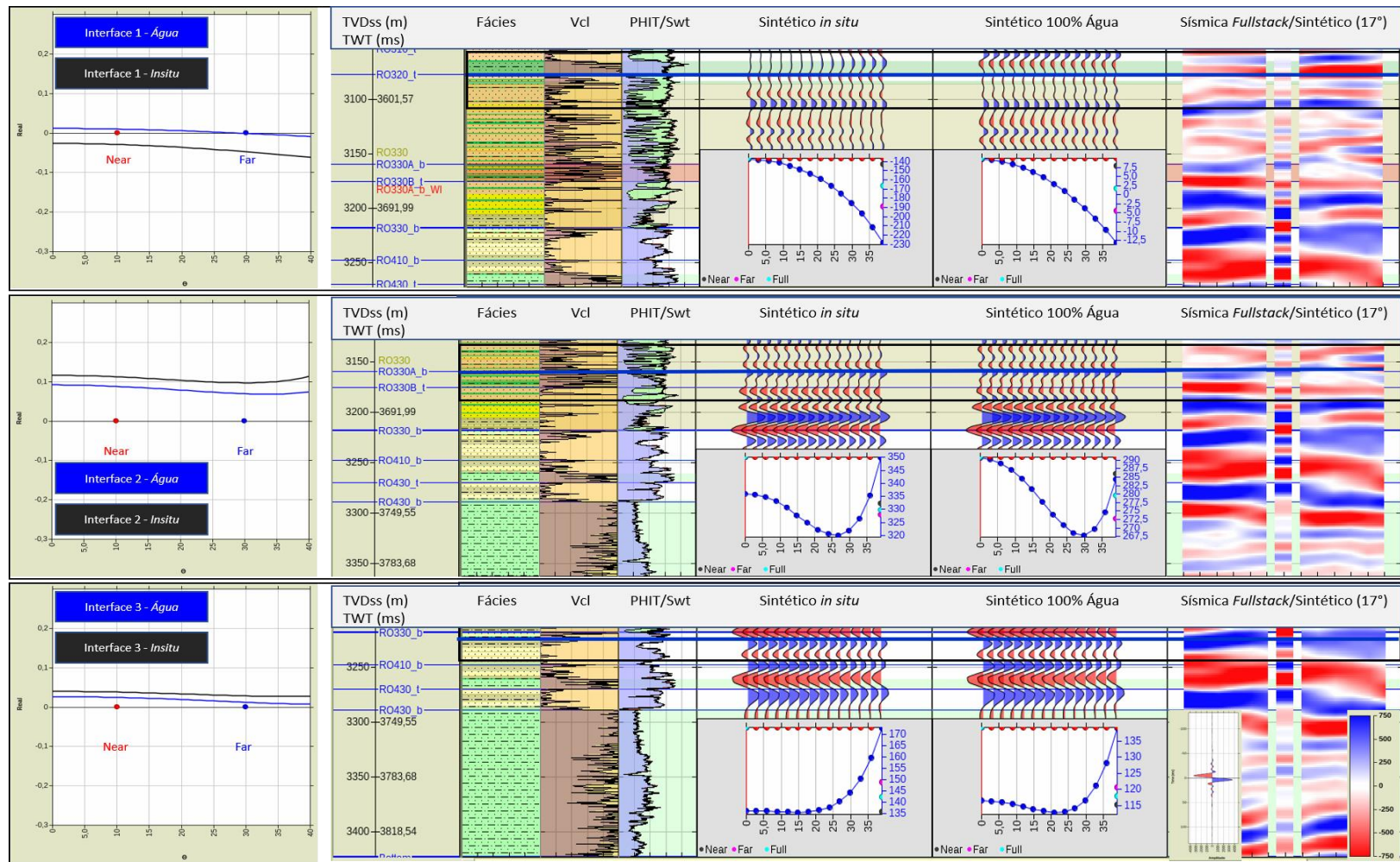


Figura 98: Variação dos coeficientes de reflexão comparado com as amplitudes sintéticas e reais para cada interface considerando os cenários *in situ* e 100% saturada com água.

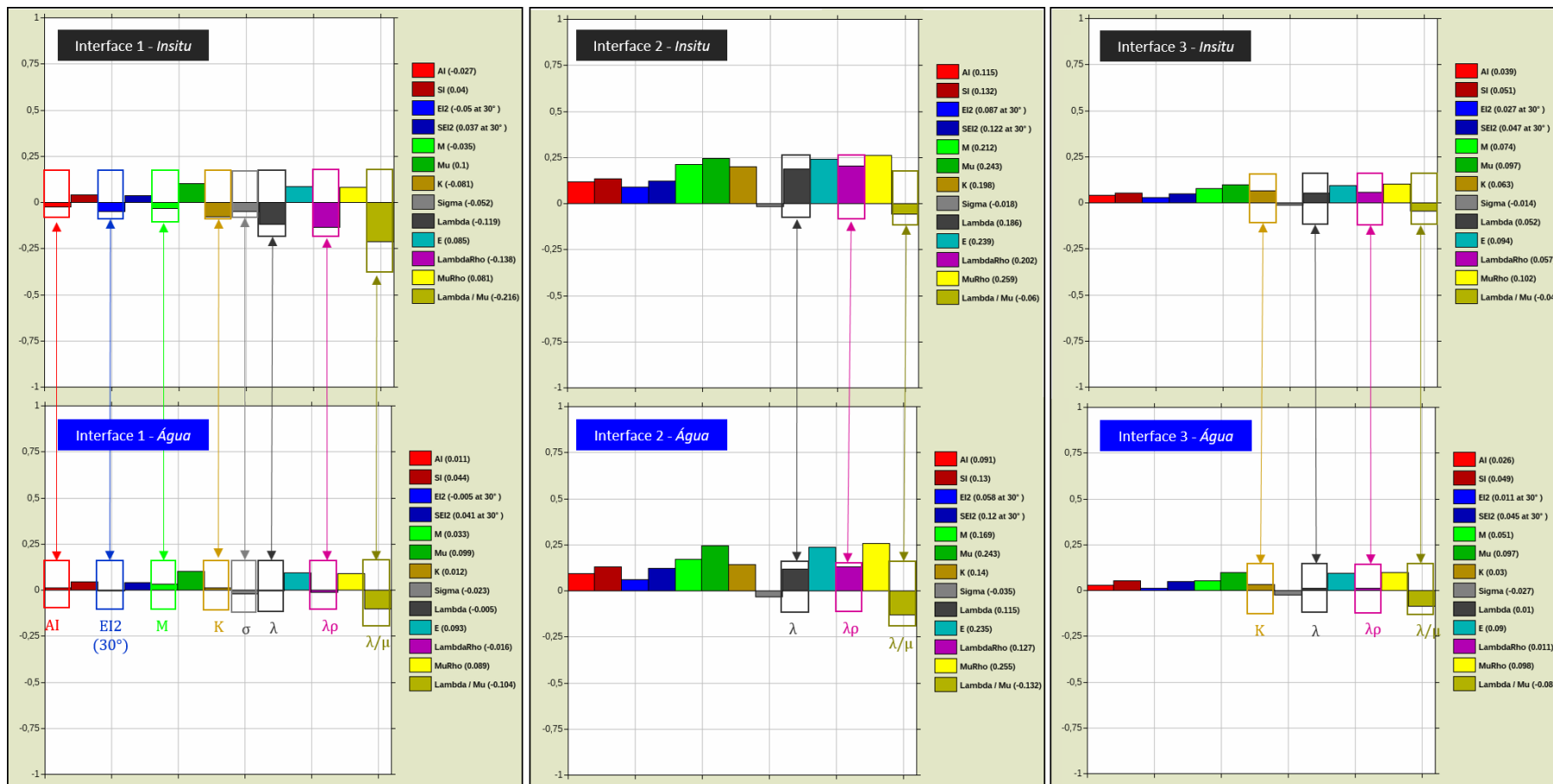


Figura 99: Contrastes de impedâncias para cada interface comparando a sensibilidade à substituição de fluido onde os mais sensíveis estão assinalados na figura. Os atributos elásticos calculados são: AI (Impedância Acústica); SI (Impedância de onda S); EI2 (Impedância elástica - 2termos); SEI2 (Impedância elástica de onda S – 2 termos); M (Módulo de onda P); μ (Módulo cisalhante); K (Módulo Bulk), σ (razão de Poisson); λ (Parâmetro de Lamé); E (Módulo de Young); $\lambda\rho$ (LambdaRho); $\mu\rho$ (MuRho) e λ/μ (Lambda/Mu).

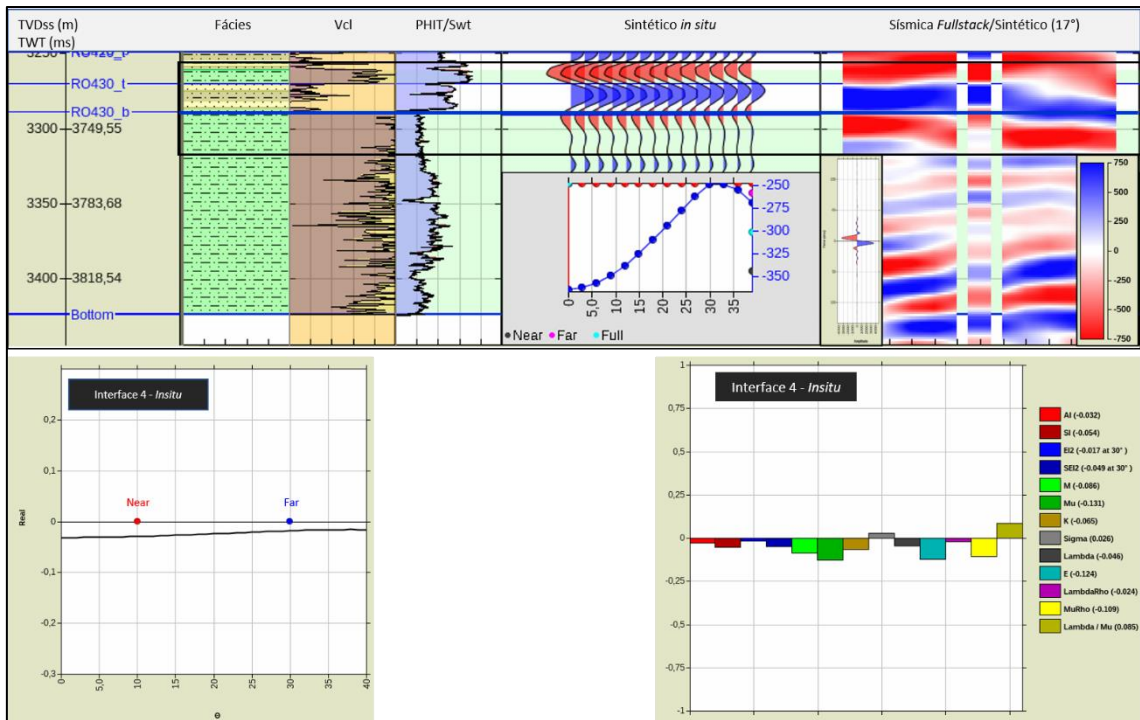


Figura 100: Variação dos coeficientes de reflexão comparado com as amplitudes sintéticas e reais e os contrastes de impedância para a interface 4 para o cenário *in situ*.

Tabela 25: Respostas de AVO e atributos elásticos sensíveis a substituição de fluido analisados por interface.

Interface	Resposta de AVO	Observações	Atributos mais sensíveis
Interface 1 <i>in situ</i>	Classe II	Intercepte e gradiente negativo.	AI, EI2 (30°), M, K, σ (PR), λ , $\lambda\rho$, λ/μ
Interface 1 água	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com inversão de polaridade no <i>far</i> .	
Interface 2 <i>in situ</i>	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com pequena variação ao longo dos ângulos de incidência.	Pequena variação nos contrastes de impedância
Interface 2 água	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com pequena variação ao longo dos ângulos de incidência.	
Interface 3 <i>in situ</i>	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com pequena variação ao longo dos ângulos de incidência.	K, λ , $\lambda\rho$, λ/μ
Interface 3 água	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com pequena variação ao longo dos ângulos de incidência.	
Interface 4 <i>in situ</i>	Classe IV	Intercepte negativo e gradiente positivo com pequena variação ao longo dos ângulos de incidência.	μ , E, $\mu\rho$, λ/μ apresentam os maiores valores em modulo

Análise do Poço 9 RO 31A RJS

A análise para o poço 9 RO 31A RJS foi feita considerando 3 regiões de interesse para modelar a resposta sísmica das suas interfaces (Figura 101). Os intervalos RO 210 e RO 320 são laminações de arenito com óleo de espessuras aproximadas de 1m e 3m, respectivamente. O intervalo RO 310 possui espessura de 18m, mas possui *gross* de 8m. Todos esses intervalos foram englobados ao *overburden* e não devem causar impacto significativo na análise de AVO.

O intervalo RO 330 nesse poço está subdividido em partes A e B. A interface 2 foi definida abaixo do topo do RO 330B, onde é possível notar um drástico aumento nas velocidades e densidade. O RO 330 é constituído basicamente por Fácies Arenito C por intercalações da Fácies Folhelho intra-reservatório e Arenito E, que são arenitos mais cimentados. De acordo com a classificação de fácies, o RO 330A é um intervalo mais argiloso com maior ocorrência da Fácies intra-reservatório. O RO 330B apresenta um volume de argila menor, tornando-o um intervalo mais limpo. Por outro lado, a presença da Fácies Arenito E, por ser mais cimentada, impacta nas respostas elásticas do intervalo sendo bastante visível no dado sísmico. A Tabela 26 contém as informações sobre a definição das interfaces.

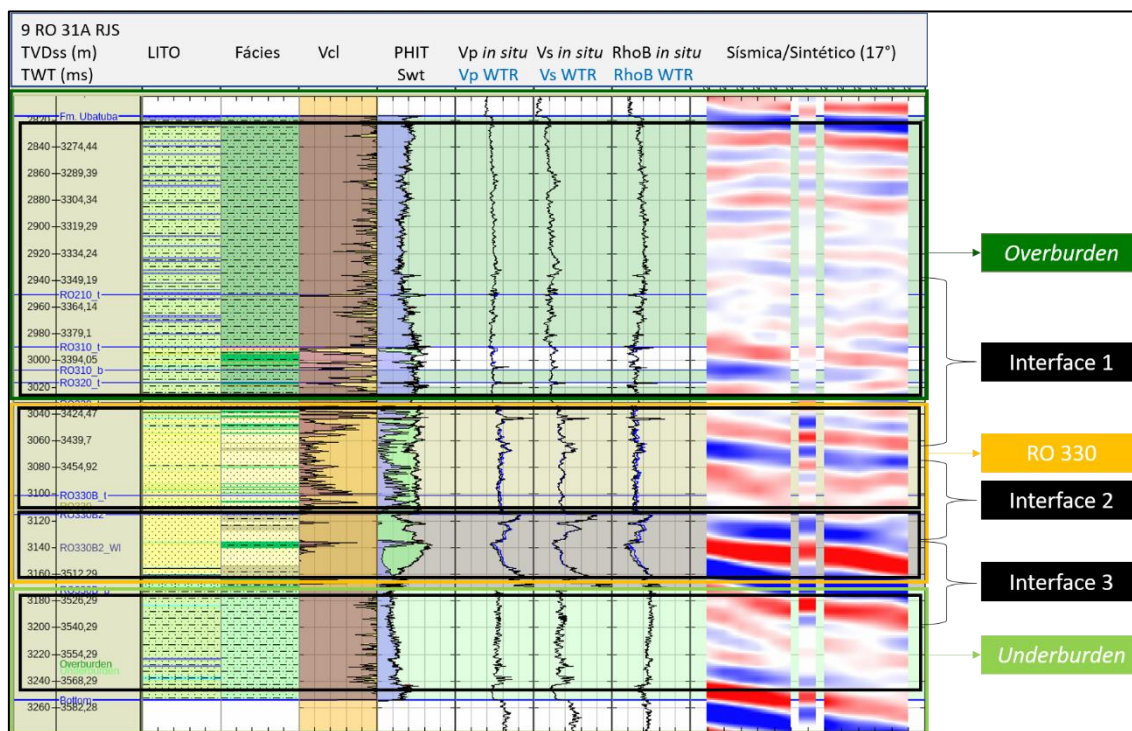


Figura 101: Intervalos de interesse e interfaces definidas para análise AVO 1D no poço 9 RO 31A RJS.

Tabela 26: Interfaces definida na análise de AVO para o poço 9 RO 31A RJS.

Interface	Topo	Espessura	Base	Espessura
Interface 1	Fácies Overburden e Fácies Arenito B (<i>overburden</i> , RO 210, RO 310 e RO 320).	216m / 160ms	Fácies Areia C (RO 330A e RO 330B), laminações de folhelho intra-reservatório e Arenito E.	84m /64ms
Interface 2	Fácies Arenito C (RO 330A e RO 330B), laminações de folhelho intra-reservatório e Arenito E.	84m / 64ms	Fácies Arenito C (RO 330B), folhelho intra-reservatório e Arenito E.	56m /39ms
Interface 3	Fácies Arenito C (RO 330B), folhelho intra-reservatório e Arenito E.	56m /39ms	Fácies Underburden (<i>underburden</i>).	72m/57ms

O modelo de cunha (Figura 102) foi gerado tendo como base o intervalo inferior do RO 330B utilizado como base e topo as interfaces 2 e 3, respectivamente, para calcular as espessuras mínimas de *tuning* e interferência. Este intervalo possui 56m. O modelo de cunha mostra que a interferência sísmica e o efeito de *tuning* começam com espessura aparente de aproximadamente 32m e 18m, respectivamente. Isso justifica a escolha de englobar as camadas delgadas de arenito RO 210, RO 310 e RO 320, que estão dentro dos limites de inclusão desses efeitos em uma única camada de *overburden*, minimizando possíveis problemas. Dessa forma nenhuma das interfaces selecionadas sofrem desses efeitos e as incertezas relacionadas a interpretação não estariam associadas a esses efeitos.

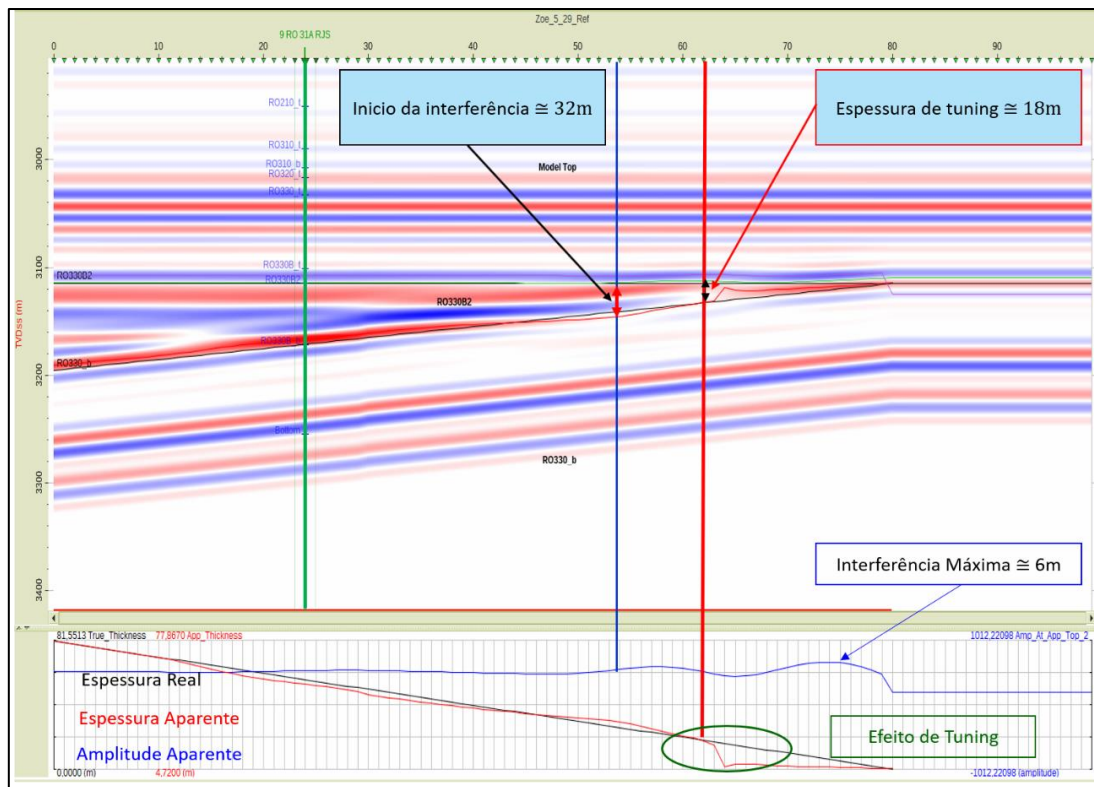


Figura 102: Modelo de cunha com as espessuras de *tuning* e interferência para o poço 9 RO 31A RJS.

A principal fonte de incerteza, nesse caso, ocorre devido ao pulso sísmico extraído do dado sísmico que apresenta rotação de fase de -40° e *delay* de 4ms. A consequência disso, conforme mostra a Figura 103, é que as interfaces do topo e da base do reservatório foram identificadas 4ms abaixo da interpretada no poço, dificultando a análise devido ao desajuste nos valores das amplitudes modeladas. Mas no geral, apresentam resultados satisfatório, prevendo corretamente a variação das amplitudes baseados nos coeficientes de reflexão modelados ao longo da faixa de ângulos e a polaridade das amplitudes sintéticas

A interface 1 que engloba o intervalo RO 330A é composto essencialmente pela Fácies Arenito C, que apresenta velocidade mais alta e menor porosidade que a Fácies Areia B, fácies mais comum nos reservatórios analisados até o momento, apresenta pequenos valores para os coeficientes de reflexão e pequena variação entre os cenários de fluidos com resposta de AVO classe I. A interface 2 apresenta coeficientes de reflexão ligeiramente maiores que as demais interfaces (em módulo). Entretanto, praticamente não apresenta variação entre os cenários com uma resposta de AVO classe I. Isso pode ser explicado pela presença da Fácies Arenito E, que é mais compactada possuindo porosidade mais baixa com contraste elástico mais alto do que as demais fácies. A

interface 3 apresenta coeficiente negativos produzindo uma forte reflexão também negativa no dado sísmico real com resposta de AVO classe IV para ambos os cenários, também com pequena variação entre os coeficientes.

A Figura 104 apresenta a variação dos contrastes de impedância nas interfaces indicando novamente que tanto o top e base do reservatório RO 330 representados pelas interfaces 1 e 3 respectivamente se mostram razoavelmente sensíveis a substituição de fluidos e a interface 2, não. Entretanto a análise dos coeficientes de reflexão não indicou uma grande variação para os cenários, mostrando que a sensibilidade a fluidos nas interfaces seria pequena e essa sensibilidade não era esperada. É possível verificar que neste caso específico do poço 9 RO 31A RJS os atributos que apresentam maior variação dependem diretamente da densidade, como K e $\Lambda\rho$ por exemplo. Isso pode ser uma indicação de que para essas interfaces a sensibilidade a fluidos está relacionada a ângulos altos além do *far* na qual os coeficientes não foram modelados aqui. Apesar desse desajuste todas as interfaces apresentam razoáveis valores de contrastes indicando que as impedâncias analisadas podem ser úteis na interpretação dessas interfaces e consequentemente na caracterização litológica. A Tabela 27 reúne as informações da análise de AVO separadas por interface.

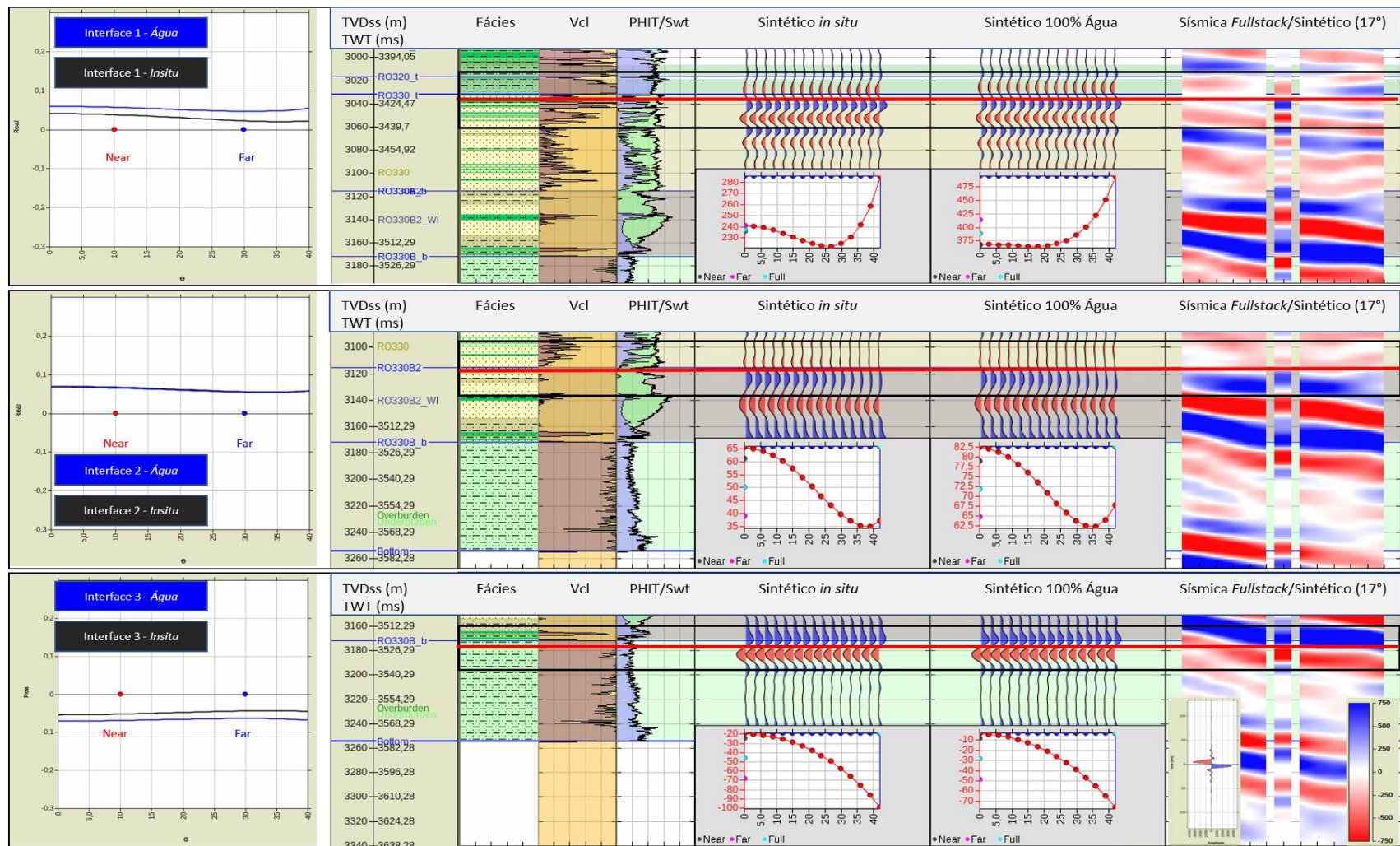


Figura 103: Variação dos coeficientes de reflexão comparado com as amplitudes sintéticas e reais para cada interface considerando os cenários *in situ* e 100% saturada com água.

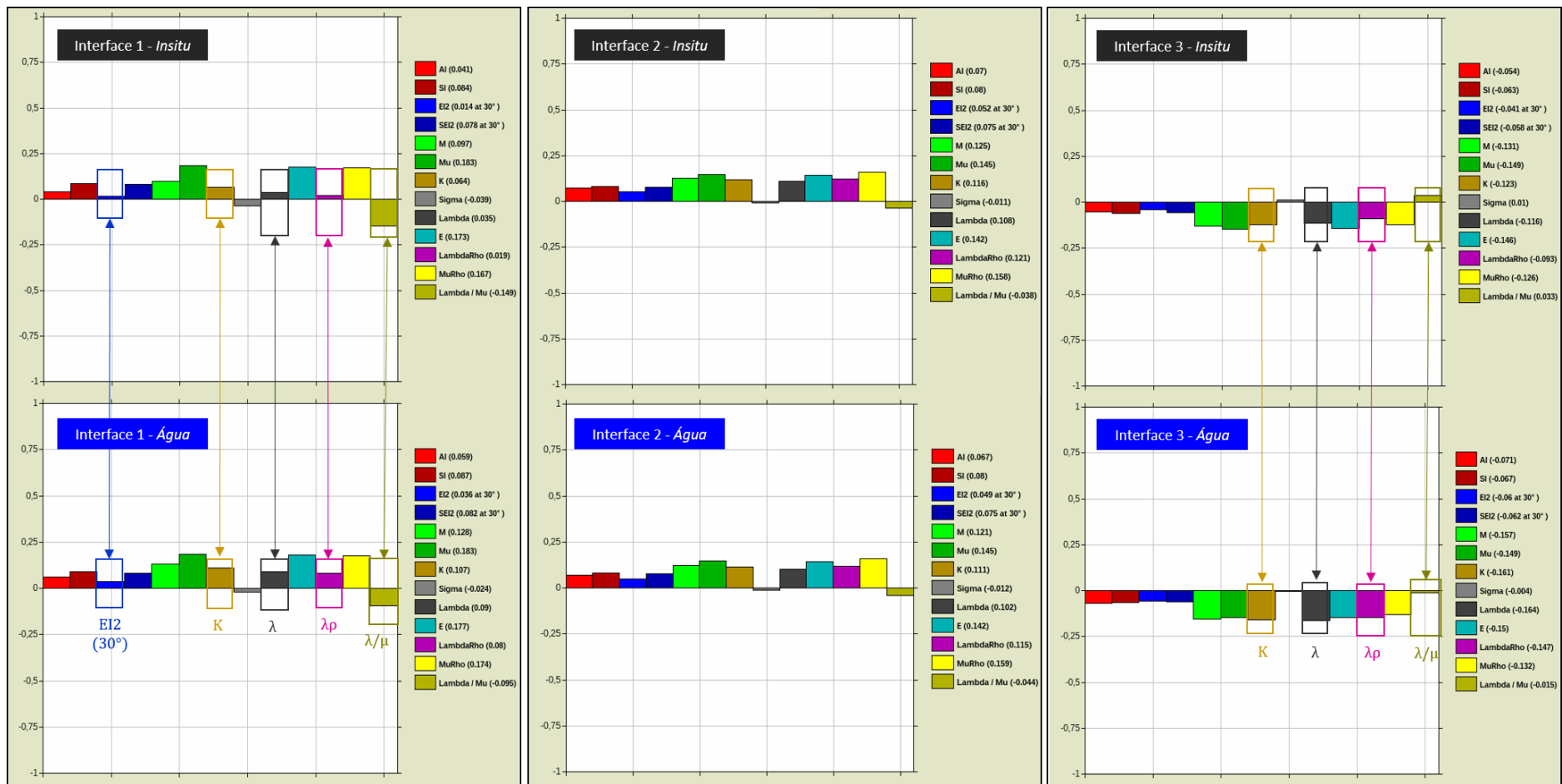


Figura 104: Contrastes de impedâncias para cada interface comparando a sensibilidade à substituição de fluido onde os mais sensíveis estão assinalados na figura. Os atributos elásticos calculados são: AI (Impedância Acústica); SI (Impedância de onda S); EI2 (Impedância elástica - 2termos); SEI2 (Impedância elástica de onda S – 2 termos); M (Módulo de onda P); μ (Módulo cisalhante); K (Módulo Bulk), σ (razão de Poisson); λ (Parâmetro de Lamé); E (Módulo de Young); $\lambda\rho$ (LambdaRho); $\mu\rho$ (MuRho) e λ/μ (Lambda/Mu).

Tabela 27: Respostas de AVO e atributos elásticos sensíveis a substituição de fluido analisados por interface.

Interface	Resposta de AVO	Observações	Atributos mais sensíveis
Interface 1 <i>in situ</i>	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo.	EI2 (30°), κ , λ , $\lambda\rho$, λ/μ
Interface 1 água	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo.	
Interface 2 <i>in situ</i>	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com pequena variação ao longo dos ângulos de incidência.	Pequena variação nos contrastes de impedância
Interface 2 água	Classe I	Intercepte positivo e gradiente negativo com pequena variação ao longo dos ângulos de incidência.	
Interface 3 <i>in situ</i>	Classe IV	Intercepte negativo e gradiente positivo com pouquíssima variação ao longo dos ângulos de incidência.	κ , λ , $\lambda\rho$, λ/μ
Interface 3 água	Classe IV	Intercepte negativo e gradiente positivo com pouquíssima variação ao longo dos ângulos de incidência.	

8.2 Análise dos Atributos Elásticos para Caracterização Litológica

Os principais atributos utilizados na análise de AVO são apresentados amostrados em termos do volume de argila e da porosidade total para entender a relação das propriedades elásticas das litofácies com as propriedades petrofísicas. Para analisar a viabilidade da aplicação dos atributos elásticos para discriminar litofácies se utilizou os atributos na condição *in situ*. Nas Figura 105 e Figura 106 temos os *crossplot* dos atributos para o cenário *in situ* em função de Vcl e PHIT parametrizados pelas litofácies de arenitos.

A análise a partir dos histogramas dos atributos elásticos tanto para Vcl quanto para PHIT, mostra que os atributos AI, EI2, M e K são capazes de distinguir as Fácies Arenito A, Arenito B, Arenito C e Arenito E, enquanto a Fácies Arenito D não é distinguível. A melhor separação das fácies reservatório é conseguido por meio dos atributos AI e EI2, embora outros atributos como Mu (μ), E e MuRho ($\mu\rho$) também apresentem uma separação razoável. Portanto, a princípio as rochas reservatório representadas pelas Fácies Arenito A, B, C e E são possíveis de serem classificadas a partir de atributos elásticos.

Essa análise foi estendida para as fácies não reservatório, *overburden*, folhelho intra-reservatório e *underburden* (Figura 107). Podemos constatar que é muito difícil discriminar as litofácies não reservatório. Embora haja muitas incertezas associadas, alguns atributos apresentam uma separação razoável entre as Fácies *overburden* e *underburden*, como AI, SI, EI2, M, Mu e MuRho. Para a Fácies Folhelho intra-reservatório não foi possível chegar a uma separação a partir dos atributos analisados em relação a Fácies *overburden*, estando totalmente sobreposta a esta última.

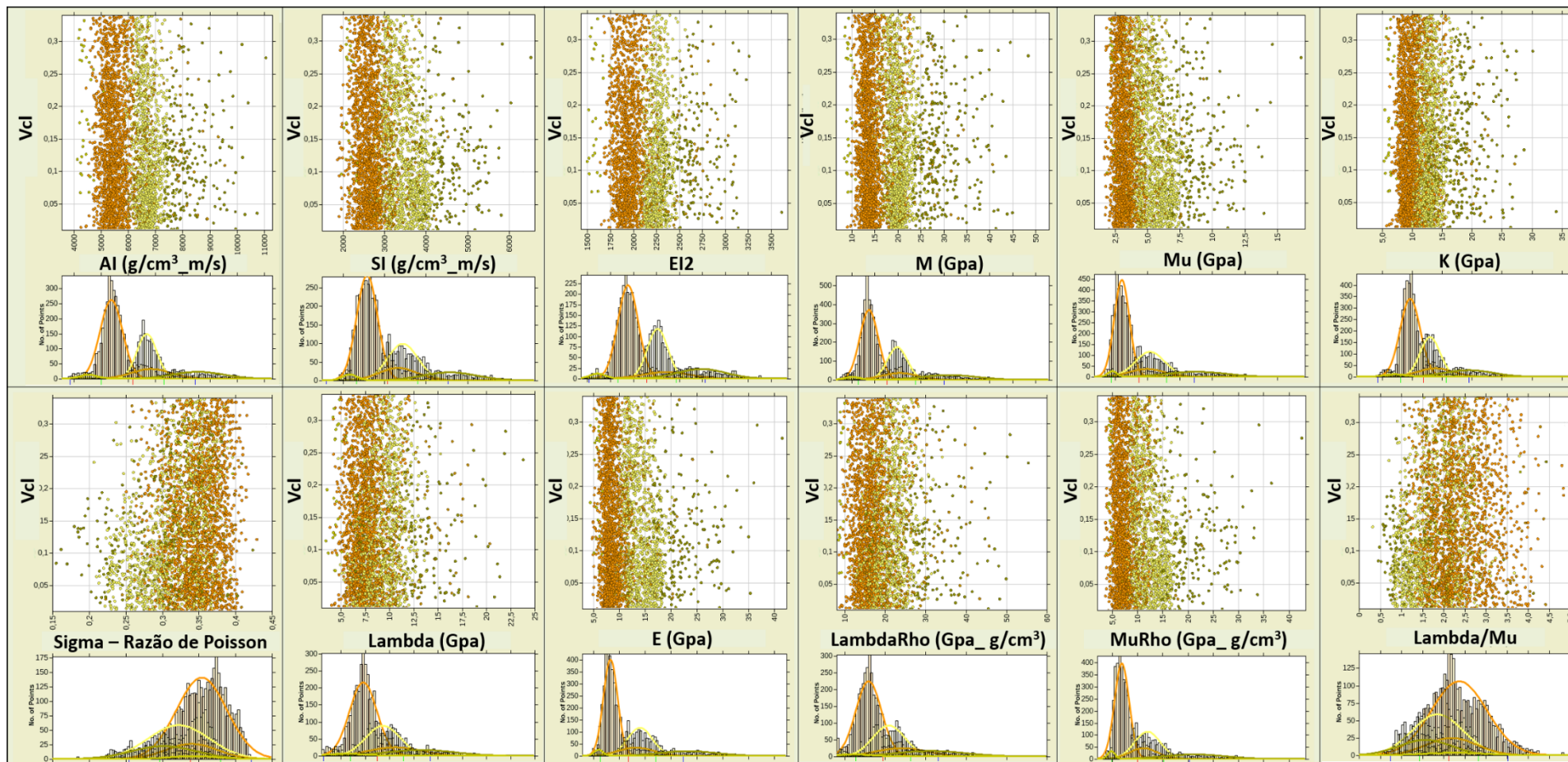


Figura 105: Propriedades elásticas do cenário in situ em relação ao volume de argila incluindo todos os poços do projeto para caracterização litológica das rochas reservatório.

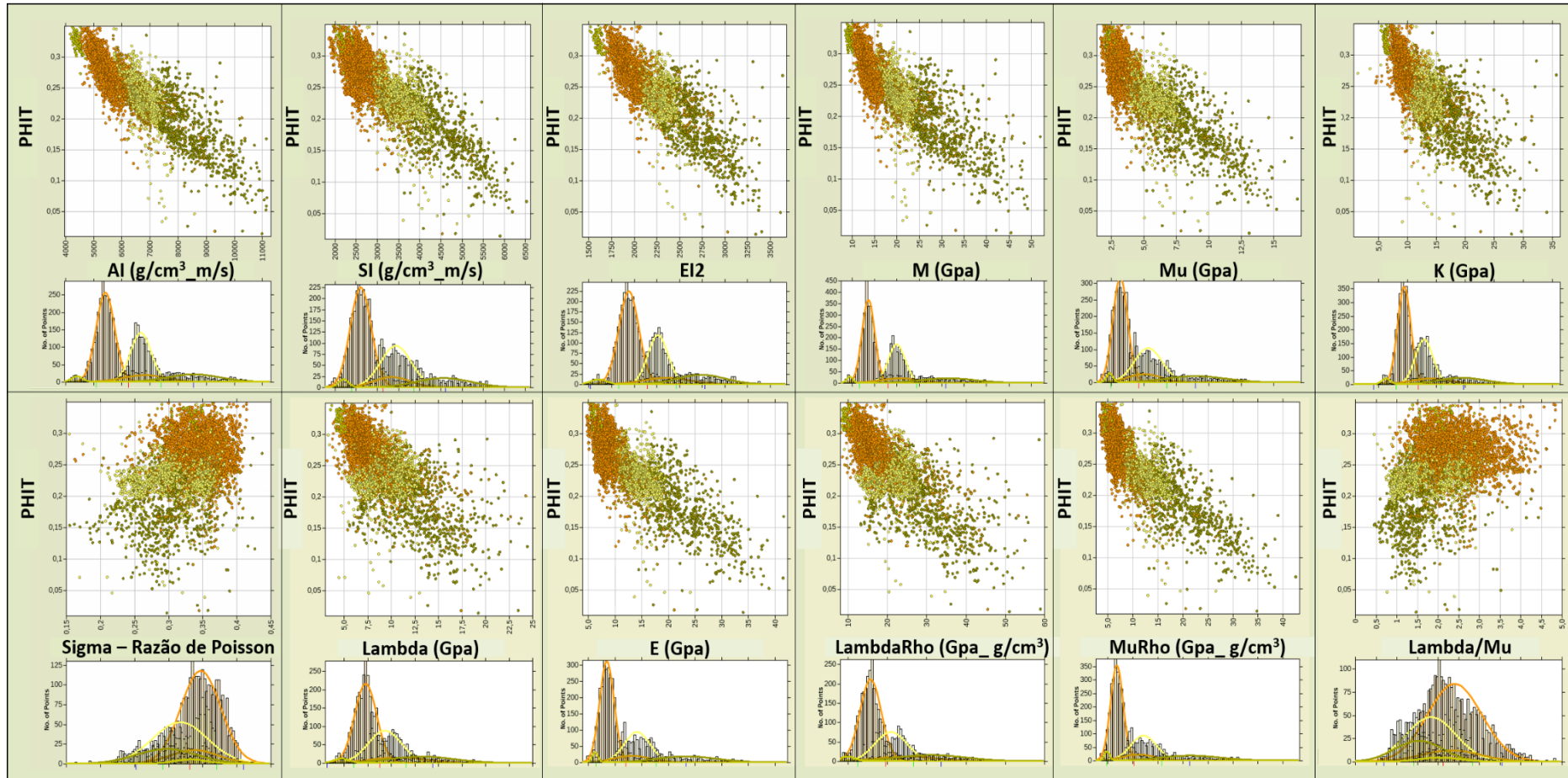


Figura 106: Propriedades elásticas do cenário *in situ* em relação a porosidade total incluindo todos os poços do projeto para caracterização litológica das rochas reservatório.

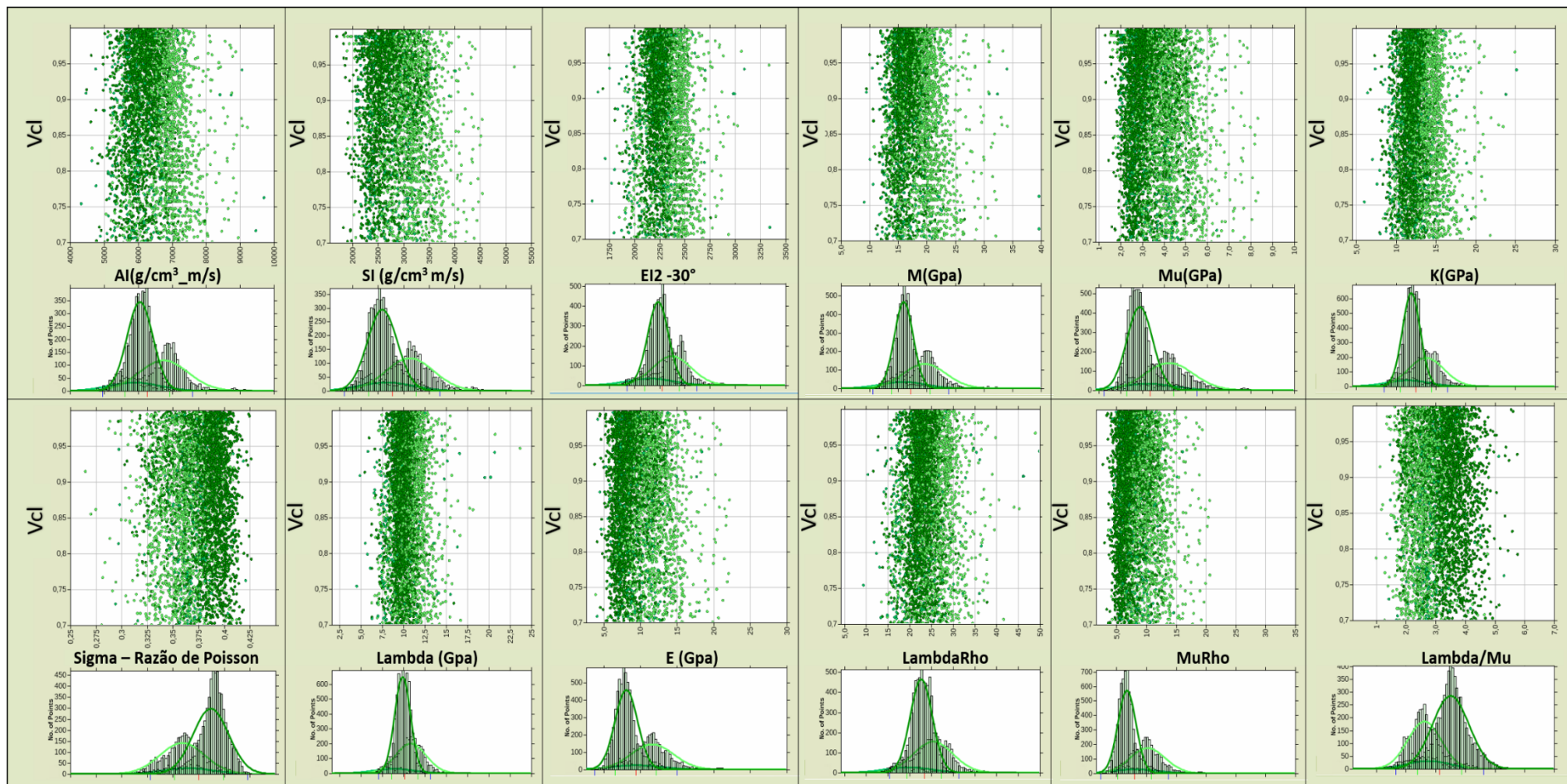


Figura 107: Propriedades elásticas em relação ao volume de argila incluindo todos os poços do projeto para caracterização litológica das rochas não reservatório.

Podemos notar que existe a possibilidade de discriminar as litofácies e propor uma relação entre os atributos elásticos de forma a evidenciar a classificação dessas fácies, a princípio, pelo menos ao nível da análise dos dados de poço. A relação que separa as fácies reservatório pode ser obtida por várias combinações de atributos no semiespaço elástico, como por exemplo, AI versus SI, AI versus EI2 (30°) e K versus Mu. Entretanto, uma relação que separe as fácies reservatórios das não reservatórios se apresentou de forma bem mais complexa e com muitas incertezas. A melhor separação das fácies reservatório e não reservatório foi alcançada no semiespaço elástico AI versus EI2 (30°). Portanto, a análise foi realizada no mesmo semiespaço com o uso da projeção gerada no crossplot Weighted Stack, através das impedâncias para o ângulo near (AI) e para o far (EI2_30°) o que é conhecido como Impedância de AVO (AVOI – Simm *et al.*, 2002). A relação proposta entre os atributos foi analisada com volume de argila, dando uma ideia da discriminação litológica. A Figura 108 mostra uma relação para diferenciar as litofácies Arenito B, Arenito C e Arenito E usando o semiespaço AI versus EI2 (30°), com os dados de todos os poços.

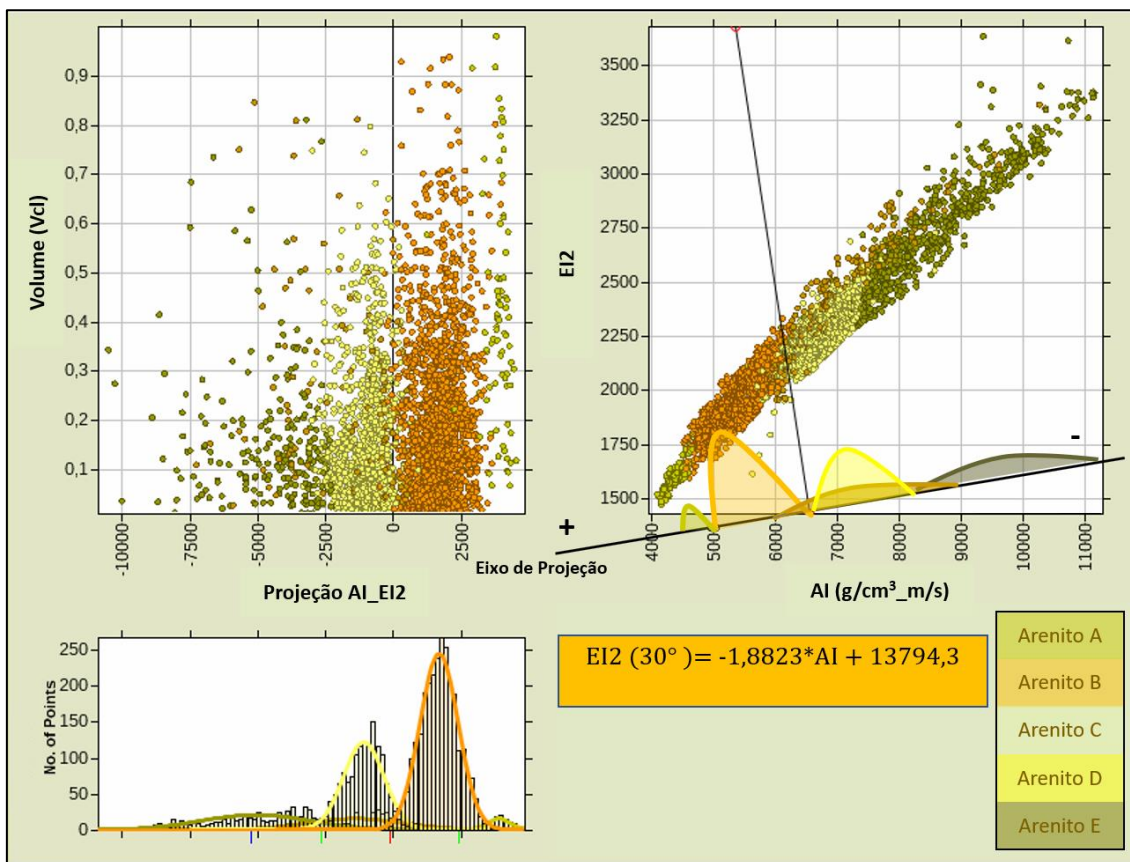


Figura 108: *Weighted Stack crossplot* das fácies reservatório no semiespaço AI versus EI2 (30°) na qual a projeção resultante é relacionada ao volume de argila.

A análise para as fácies não-reservatório mostrou ser necessário considerar as fácies reservatório para obter uma relação para distingui-las. Com isso, foi obtida uma relação para a Fácies *overburden* e outra para Fácies *underburden* com as de fácies conforme a Figura 109.

A análise para as fácies não-reservatório mostra a dificuldade em distinguir as Fácies *overburden* da Fácies *underburden*, pois apresentam propriedades elásticas semelhantes. Entretanto, como essas fácies são separadas principalmente pelo intervalo RO 330, a interpretação direta através do dado de poço ou do dado sísmico deve ser usado de forma a auxiliar a delimitação desses intervalos e consequentemente dessas fácies.

Como resultado dessa análise foi possível mostrar que as Fácies Folhelhos intra-reservatório e a Fácies Arenito D são indistinguíveis, respectivamente, das Fácies Arenito B e Arenito C. Os folhelhos dos intervalos *overburden* e *underburden* estão totalmente sobrepostos, entretanto, assumem valores com uma pequena faixa de variação (Figura 110).

O produto dessa análise é um atributo da projeção AI *versus* EI2 (30°) ao longo dos intervalos estudados, que foram calculadas separadamente e depois anexadas para formar uma única curva capaz de distinguir as litofácies do Campo de Roncador. As Figura 111 e Figura 112 mostram o atributo calculado em todos os poços, comparado com o perfil de litofácies.

A comparação entre os atributos elásticos e as litofácies se mostrou bastante coerente, apresentando um bom resultado na separação entre as fácies, considerando as restrições da metodologia. Podemos ver que os intervalos *overburden* e *underburden*, embora tecnicamente indistinguíveis, apresentaram variação de valores entre eles, que possibilitou uma distinção entre os mesmos. As Fácies Arenito B do intervalo saturado com gás, RO 310 e RO 320 do poço 9 RO 04 RJS, apresentam valores semelhantes para as Fácies Arenito A dos poços 9 RO 04 RJS e 9 RO 82 RJS. Isso pode ser entendido como efeito dos fluidos, já que as Fácies Arenito A e B não estão sobrepostas no espaço elástico e nos demais intervalos compostos pela Fácies Arenito B não se verifica efeitos similares.

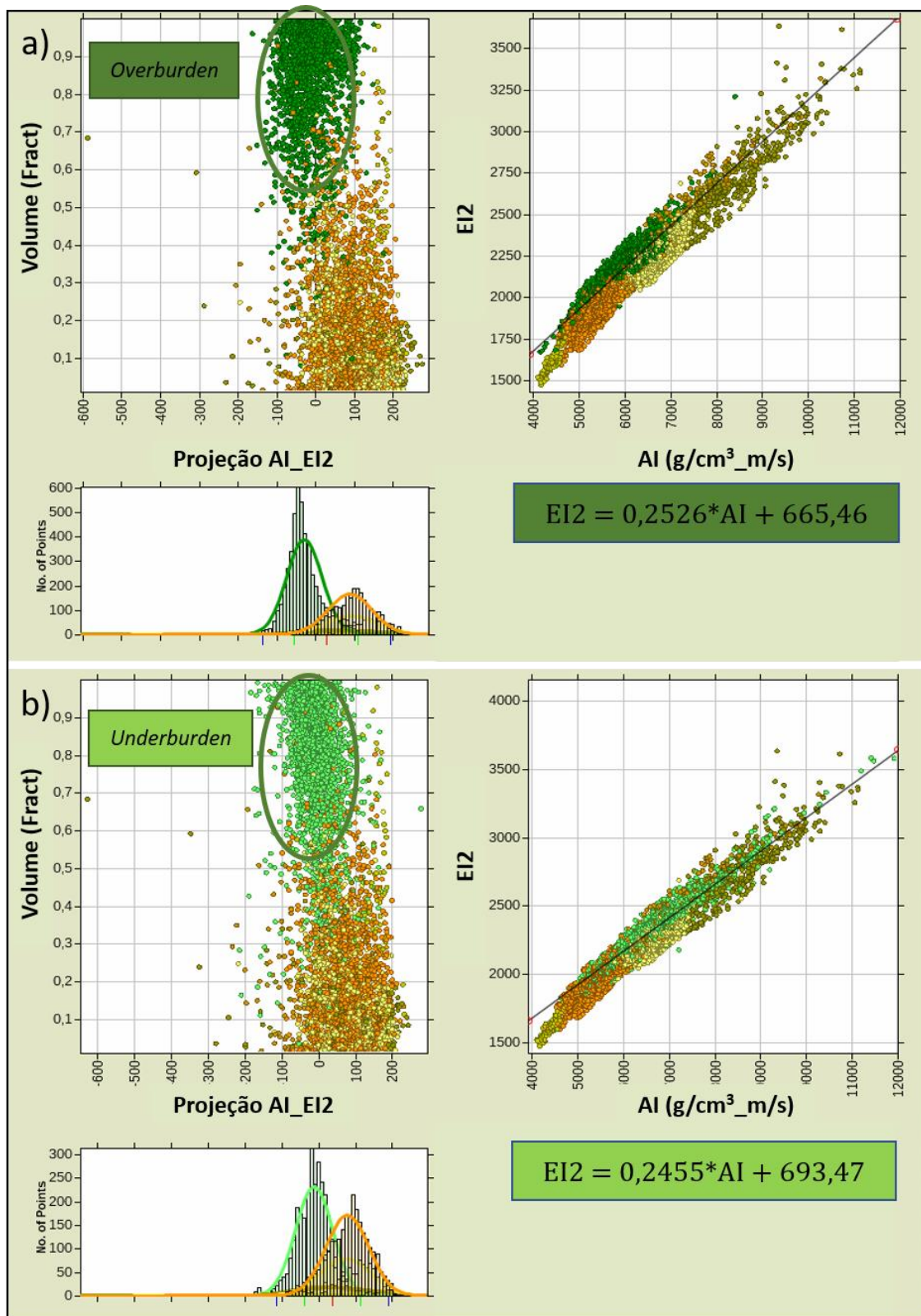


Figura 109: Weighted Stack crossplot da Fácies não - reservatório com as fácies reservatório no semiespaço AI versus E12 (30°), na qual a projeção resultante é relacionada ao volume de argila Vcl. Na Figura 23.a temos a relação da Fácies overburden com as fácies reservatório e na Figura 23.b, de forma similar, temos a relação entre a Fácies underburden com as fácies reservatório.

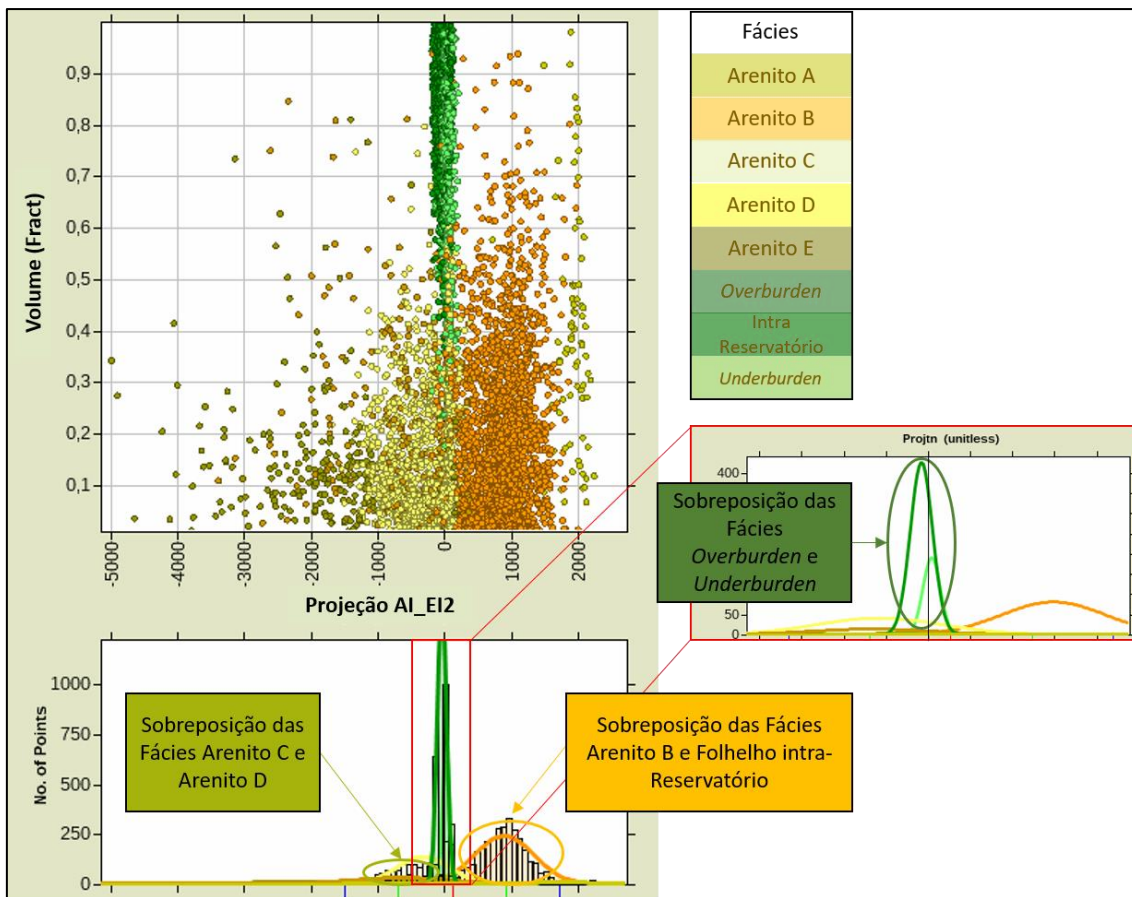


Figura 110: Análise da faixa de valores da projeção AI *versus* EI2(30°) por volume de argila parametrizada pelas litofácies.

No geral, o atributo de distinção de litofácies se mostrou bastante coerente litologicamente, na qual considerando as suas restrições, poderia ser utilizado como uma ferramenta auxiliar na caracterização dos reservatórios já que é diretamente correlacionável as litofácies definidas nesse projeto.

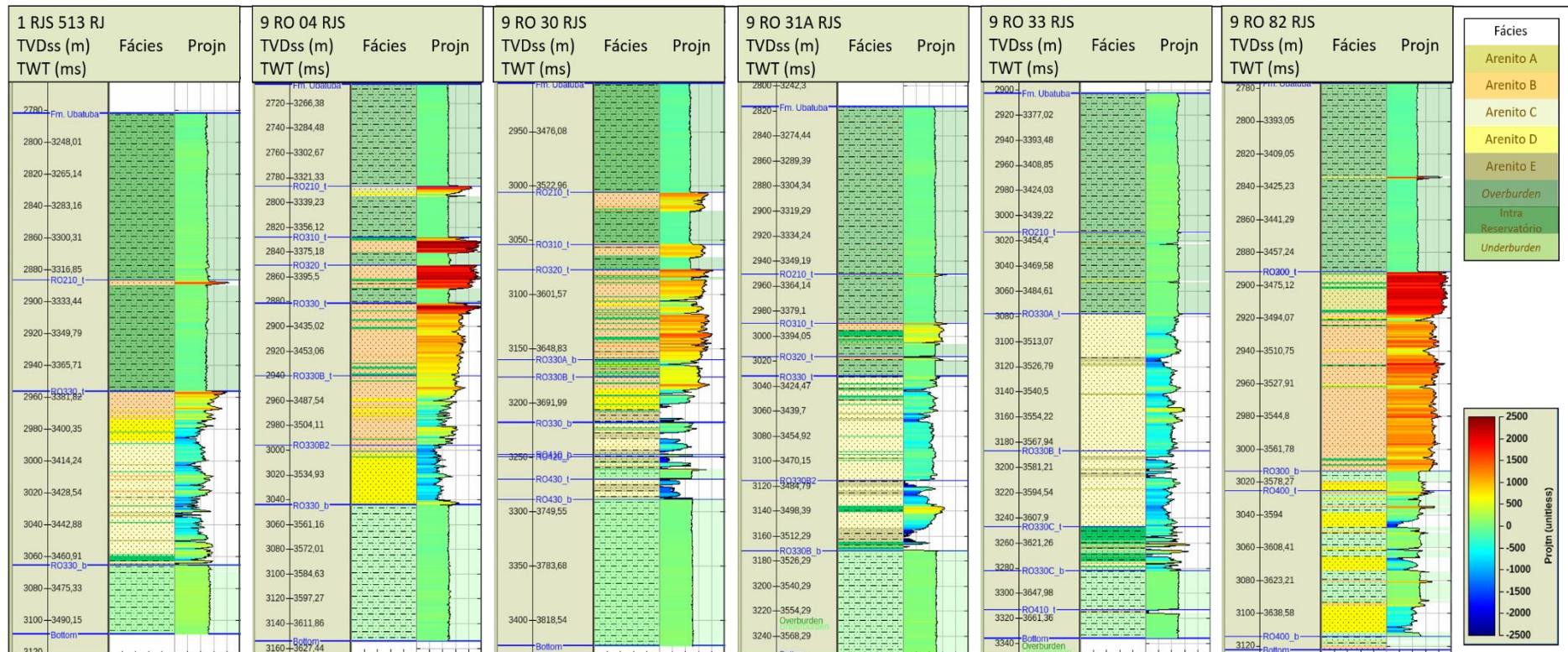


Figura 111: Atributo (Projn) gerado pela projeção AI versus EI2(30°) para distinção das litofácies comparado com o perfil de fácies nos poços 1 RJS 513 RJ, 9 RO 04 RJS, 9 RO 30 RJS, 9 RO 33 RJS, 9 RO 82 RJS.

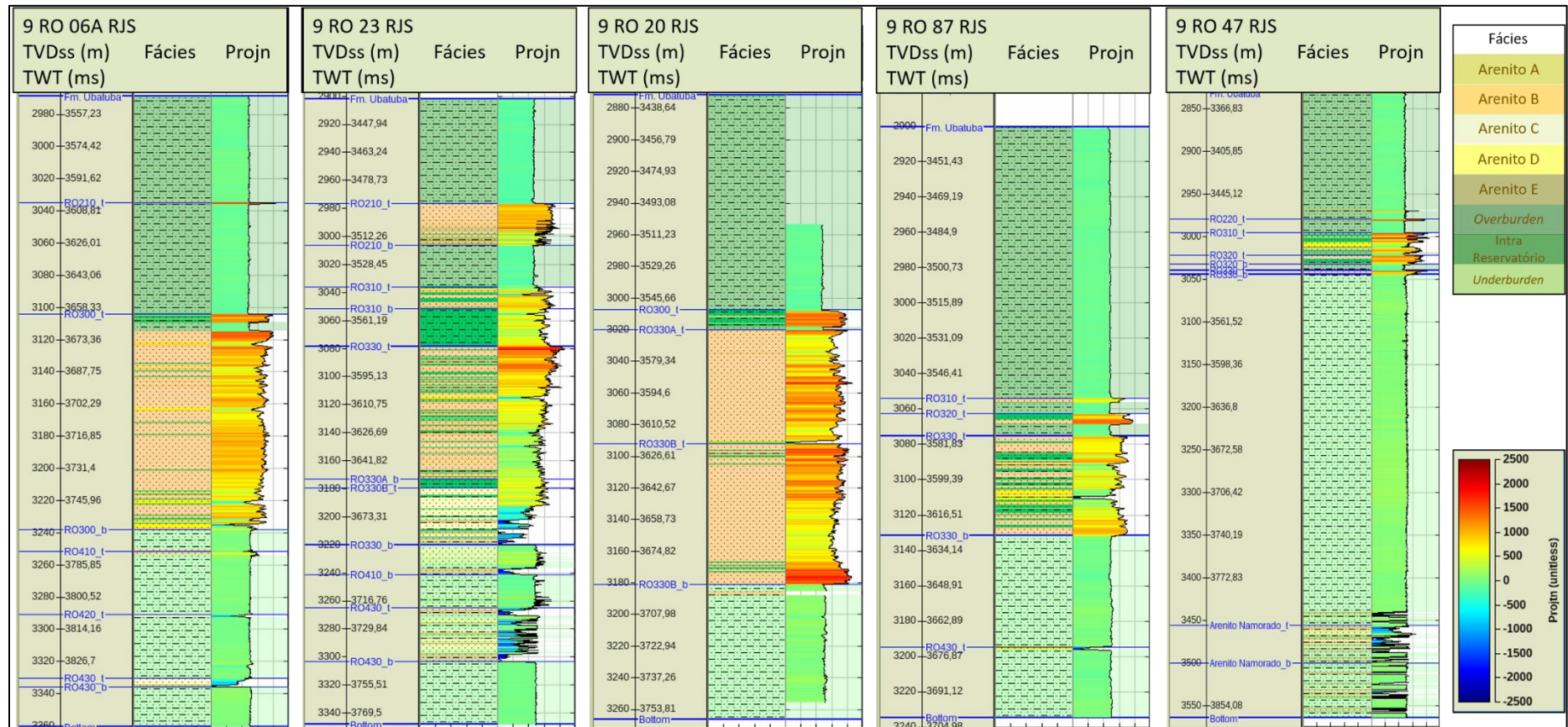


Figura 112: Atributo (Projn) gerado pela projeção AI versus EI2(30°) para distinção das litofácies comparado com o perfil de fácies nos poços 9 RO 06A RJS, 9 RO 23 RJS, 9 RO 20 RJS, 9 RO 87 RJS e 9 RO 47 RJS

9. Conclusões

Este trabalho teve como objetivo estudar as propriedades elásticas das rochas a partir de uma abordagem moderna e atualizada dos modelos de física de rochas. Para alcançar esse objetivo e capturar o máximo de informações físicas e geológicas, toda a análise foi aplicada em função das litofácies, que foram definidas a partir dos *trends* de profundidade para velocidade compressional (V_p). Isto permitiu introduzir informações sobre a diagênese de arenitos e folhelhos, evidenciado pelos *trends* de velocidade. Relacionando dessa forma, os atributos V_p e impedância acústica (AI) às propriedades geológicas dessas rochas.

Os processos diagenéticos foram analisados através dos modelos de cimentação⁹ para as fácies reservatório, na qual foi possível mostrar que estas apresentam baixo percentual de cimentação, variando em torno de 0,5% para a Fácies Arenito B e 1% para as demais. Em termos de cimentação, o modelo não indica a presença de fácies areníticas não consolidadas (0% de cimentação). Devido à profundidade, pressão e temperatura, o principal processo diagenético agindo nesse sistema está relacionado a compactação mecânica. Entretanto, os modelos de cimentação, calibrados para as fácies areníticas mostra que a redução da porosidade, com aumento da velocidade, pode ser explicada principalmente pela deterioração da seleção, na qual os grãos menores preenchem o espaço poroso entre os grãos maiores, afetando assim a porosidade. Dessa forma, à classificação das litofácies está associada as informações sobre seleção, compactação, velocidade e porosidade.

O modelo friável foi aplicado aos intervalos não reservatório (*Overburden* e *Underburden*). O resultado obtido indica que o mineral argiloso predominante nas argilas desses intervalos é a esmectita, na qual a calibração do modelo alcançou um excelente ajuste.

O modelo de cimento irregular produziu resultados com maior correlação para V_p e velocidade cisalhante (V_s), enquanto o modelo de diagênese siliciclástica apresentou para a densidade. Isso se deu, uma vez que este último se mostrou mais sensível aos parâmetros petrofísicos de porosidade e argilosidade, devido a sua relação intrínseca com

⁹ Modelo Friável
Cimento no Contato
Cimento Constante

os mesmos. Assim, qualquer alteração ou imprecisão nessas propriedades podem ser capturadas pela modelagem.

O modelo de diagênese siliciclásticas conseguiu estimar os perfis petrofísicos volume de argila (Vcl) e porosidade total (PHIT) para as rochas reservatórios com maior correlação em relação aos perfis originais do que o modelo de cimento irregular. Entretanto, isso não foi verificado na presença da fácies Arenito C, onde essa situação se inverteu.

Assim, o que se verificou é que ambas as técnicas e modelos são úteis para intervalos e atributos específicos. O que se sugere aqui é uma abordagem híbrida dos dois modelos em relação às modelagens elástica e petrofísica para a otimização dos resultados.

A interpretação das amplitudes sísmicas, através da modelagem dos coeficientes de reflexão e reposta de AVO 1D, permitiu entender como os fluidos e efeitos físicos e geológicos interferem na resposta sísmica das interfaces analisadas. A partir dessa análise, foi possível verificar quais atributos elásticos são mais adequados na interpretação dessas mesmas interfaces, considerando os cenários analisados. A partir disso, verificou-se que para as fácies reservatório, os atributos de impedância acústica (AI) e impedância elástica – 2 termos (EI2 -30°) apresentaram a melhor distinção entre elas, onde foram analisados em termos das propriedades petrofísicas de Vcl e PHIT.

As fácies não – reservatório apresentaram uma sobreposição muito grande, independente do espaço elástico analisado. Entretanto, esses mesmos atributos se mostraram como a melhor opção para uma distinção entre essas fácies. Baseado na constatação que os melhores indicadores de litologias são as impedâncias *near* (AI) e *far* (EI), foi considerado a utilização da técnica de impedância de AVO. Através da projeção de ambas impedâncias (AI e EI2_30°), gerou um atributo de distinção litológica, na qual, além de ser capaz de distinguir as fácies reservatório e não – reservatório, permitiu capturar de forma satisfatória as propriedades elásticas e geológicas em função de um atributo elástico diretamente correlacionável às litofácies e, conseqüentemente, as propriedades petrofísicas Vcl e PHIT.

Os resultados obtidos neste trabalho podem ser estendidos em várias linhas de pesquisas e estudos futuros. A partir da modelagem de física de rocha, os resultados forneceram importantes informações a respeito da diagênese das rochas reservatório e da composição mineralógicas das rochas não reservatório. Um estudo sedimentológico, utilizando dados de petrografia e granulometria poderia vir a validar a análise aqui realizada. Uma outra sugestão está relacionada a uma modelagem sísmica 4D, uma vez

que os arenitos do intervalo RO 330 apresentaram alta sensibilidade à substituição de fluidos, na qual a proporção e o tipo de fluido modelado causaram visível efeito nas amplitudes sísmicas. A física de rocha poderia ser introduzida nessa análise através do modelo de cimento irregular, que é capaz de modelar a pressão em duas situações distintas para o reservatório, dessa forma integrando essas análises. E, por fim, o fluxo de trabalho realizado para gerar o atributo de distinção litológica, por se mostrar amigável e de fácil implementação, poderia ser expandido e aplicado em dados de impedância sísmica, testando a sua aplicabilidade na caracterização de reservatórios, na qual poderia ser mais uma alternativa ao fluxo de trabalho tradicional¹⁰ para classificação de litofácies a partir das impedâncias sísmicas.

Este trabalho focou exclusivamente no estudo do reservatório RO 330 e os resultados obtidos se mostraram bastante robustos e consistentes ao serem aplicados a um ambiente siliciclástico, conforme discutido ao longo desse trabalho. Dessa forma, as sugestões de projetos e desenvolvimentos futuros sugeridos aqui, a princípio poderiam ser aplicados aos demais reservatórios siliciclásticos da Bacia de Campos, uma vez que não foi encontrado nenhuma objeção ou característica que venha a restringir esses fluxos de trabalho apenas ao Campo de Roncador. Isto pode vir a enriquecer o conhecimento já existente e melhorar os modelos geológicos, além de contribuir significativamente no desenvolvimento técnico e, conseqüentemente, econômico do Campo de Roncador e de toda a Bacia de Campos.

¹⁰ Através de classificação bayesiana ou inversão geoestatística.

10. Referências Bibliográficas

- AKI, K., RICHARDS, P. G. Quantitative Seismology Second Edition (2002), 1980.
- ANP, 2020. Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural. Superintendência de Desenvolvimento e Produção - SDP. Agência Nacional de Petróleo. Novembro de 2020, n. 123.
- ASMUS, H.E e PONTES, F.C. The Brazilian Marginal Basins. In: Nairn, A.E.M & Stehli, F.G (eds). The ocean basins and margins, v1 – The South Atlantic. New York Plenum. Press, p. 87-133, 1973.
- ARCHIE, G.E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Petroleum Transactions of AIME. **146**: 54–62, 1942.
- ARCHIE, G.E. (1950). Introduction to petrophysics of reservoir rocks. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **34** (5): 943–961, 1950.
- AVSETH, P., DRÆGE, A., VAN WIJNGAARDEN, A.-J., JOHANSEN, T. A. AND JØRSTAD, A. Shale rock physics and implications for AVO analysis: a North Sea demonstration. The Leading Edge, **27**, 788–797, 2008.
- AVSETH, P.; MUKERJI, T.; MAVKO, G. Quantitative Seismic Interpretation: Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Cambridge University Press, 359p, 2005.
- AVSETH, P., N. SKJELI. Rock physics modeling of static and dynamic reservoir properties — A heuristic approach for cemented sandstone reservoirs: The Leading Edge, **30**, no. 1, 90–96, 2011.
- BACHRACH, R., e P. AVSETH. Rock physics modeling of unconsolidated sands: Accounting for nonuniform contacts and heterogeneous stress fields in the effective media approximation with applications to hydrocarbon exploration: Geophysics, **73**, no. 6, E197–E209, 2008.
- BARBOZA, E.G. Análise estratigráfica do Campo de Namorado (Bacia de Campos) com base na Interpretação Sísmica Tridimensional. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 2005.
- BARROSO, A.S., MIHAGUTI, M.K., CASTRO, D.D., STANK, C.V., SARZENSKI, D.J., ADAMS, T. Roncador giant oil field: exploration and production from a heterogeneous Maastrichtian turbidite reservoir in ultra deep water Campos Basin, Brazil. AAPG Annual Meeting, New Orleans, Louisiana, Abstr. AAPG Bull. 84, 13, 2000.

- BATEMAN, R. M. Thin-bed analysis with conventional log suites: 31st Annual Logging Symposium, Society of Professional Well Log Analysts, SPWLA Transactions, paper II, 1990.
- BEZERRA, M.C.M., ROSARIO, F.F., ROCHA, A.A., SOMBRA, C.L. “Assessment of Scaling Tendency of Campos Basin Fields Based on the Characterization of Formation Waters”. SPE International Symposium on Oilfield Scale, SPE-87452-MS, Aberdeen, UK, 26-27 mai. 2004.
- BHUYAN, K. AND PASSEY, Q. Clay estimation from GR and neutron-density porosity logs. In: Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts (ed.), Proceedings of the SPWLA 35th Annual Logging Symposium, 19–22th Jun 1994, Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 1–15, 1994.
- BIOT, M. A. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. I. Low frequency range and II, higher frequency range. Journal of Acoustic Society of America, 28, p. 168-191, 1956.
- BIOT, M. A. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. Journal of applied physics 33, p. 1482-1498, 1962.
- BRISTOW, J. R. Microcracks, and the static and dynamic elastic constants of annealed heavily cold-worked metals: British Journal of Applied Physics, **11**, no. 2, 81–85, 1960.
- BROCK, J. Analysing your logs: Advanced Open Hole Log Interpretation, Petromedia, 173 pp., Vol. II 1984.
- BRUHN, C.H.L., GOMES, J.A.T., LUCCHESI JR, C.D., JOHANN, P.R.S. “Campos Basin: Reservoir Characterization and Management – Historical Overview and Future Challenges”. Offshore Technology Conference, OTC-15220-MS, Houston, Texas, USA, 5-8 mai. 2003.
- CASTAGNA, J. P. BATZLE, M. L. KAN, T. K. Rock physics: The link between rock properties and amplitude-versus-offset response in: Offset-Dependent Reflectivity. Society of Exploration Geophysics, 1992.
- CASTAGNA, J. P.; SWAN, H. W. Principles of AVO crossplotting. The Leading Edge, **16**, 948-956, 1997.
- CASTAGNA, J. P., SWAN, H. W. AND FOSTER, D. J. Framework for AVO gradient and intercept interpretation. Geophysics, **63**, 948–956, 1998.
- CHANG, H. K.; KOWSMANM, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. Tectonophysics, 213: 97-138.

- CLAVIER, C.; HOYLE, W. R.; MEUNIER, D. Quantitative interpretation of TDT logs. Parts 1 e 2: *Journal of Petroleum Technology*, vol. 23, p.743–763, 1971.
- CONNOLLY, P. Elastic impedance. *The Leading Edge*, **18**, 438–452, 1999.
- CRAIN, E. R. *The log analysis Handbook*. Pennwell Books Publisher, 1986.
- DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R. L. M. 1986. As sequências deposicionais marinhas da Bacia de Campos sob a ótica paleoecológica. In: SBG, 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, v.1, p.38-49
- DIAS, J.L., OLIVEIRA, J.Q., & VIEIRA, J.C. 1988. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, Rift Phase of Campos Basin, Offshore Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.18, p.252-260.
- DIAS, J.L.; SCARTON, J.C.; ESTEVES, F.R.; CARMINATTI, M.; GUARDADO, L. R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Raja Gabaglia G. & Milani, E. J. (ed.) *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás, 333-360
- DVORKIN, J., NUR, A., YIN, H. Effective properties of cemented granular material. *Mech Mater.*, **18**, 351 – 366, 1994.
- DVORKIN, J., NUR, A. Elasticity of high porosity sandstones: Theory for two North Sea datasets. *Geophysics*, **61**, 1363 – 1370, 1996.
- ELLIS, D. V.; Singer, J. M., 2007. *Well Logging for Earth Scientists*. Springer, 2.ed., Dordrecht, The Netherlands, 692 p, 2007
- FAUST, L. Y. A velocity function including lithologic variation. *Geophysics*, 18, p 271 – 288, 1953.
- FERREIRA, V. M. Avaliação de método de recuperação melhorada de petróleo para campos marítimos no Brasil: O caso da Bacia de Campos. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Planejamento Energético, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2016.
- FETTER, M., DE ROS, L.F., BRUHN, C.H.L. Petrographic and seismic evidence for the depositional setting of giant turbidite reservoir and the paleogeographic evolution of Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v.26, p 824 – 853, 2009.
- FIGUEIREDO, A.M.F., MARTINS, C.C. The Campos Basin : twenty years of activity and deep-water exploration success. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **4** (1), 105-123. Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS), Rio de Janeiro, Brazil, 1990.
- FOLK, R.L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Bookstore, Austin, 170 pp, 1968.
- FOSTER, D. J., SMITH, S. W., DEY-SARKAR, S. e SWAN, H. W. A closer look at hydrocarbon indicator. *SEG Annual Meeting Abstract*, 1993.

- GARDNER, G. H. F., GARDNER, L. W., GREGORY, A. R. Formation Velocity and Density: The diagnostic for stratigraphic traps. *Geophysics* 39, p 673-685, 1974.
- GASSMANN, F. Elastic waves through a packing of spheres. *Geophysics*, vol 16, issue 4, p 673 – 685, SEG, 1951.
- GEOANP. Disponível em: < <http://geo.anp.gov.br/mapview> >. Acessado em 12/01/2021
- GREENBERG, M.L. AND CASTAGNA, J.P. Shear-wave velocity estimation in porous rocks: theoretical formulation, preliminary verification and applications. *Geophys. Prospect.*, 40,195–209, 1992
- GREENSMITH, J. T. *Petrology of the sedimentary rocks*, 7th ed: Unwin Hyman, 1989.
- GREGORY, A. R. Aspects of rock physics from laboratory and log data are important to seismic interpretation. In *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, ed. C. E. Payton, AAPG memoir **26**, 1977.
- GUARDADO, L.R., A R. SPADINI, J.S.L., BRANDÃO E M.R. MELLO, 2000. Petroleum system of the Campos Basin. In: M.R.Mello and B.J.Katz, eds., *Petroleum system os South Atlantic Margins: AAPG Memoir 73*, p.317-324.
- GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C. F. 1989. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic-type basin. In: Edwards, J. D. & Santogrossi, P. A. (ed.) *Divergent / Passive Margin Basins*. Tulsa, AAPG, (Memoir 48), 3-7
- HAN, D. Effects of porosity and clay content on acoustic properties of sandstones and unconsolidated sediments. PhD dissertation, Stanford University, 1986.
- HAN, D., BATZLE, M. Gassmann's equation and fluid-saturation effects on seismic velocities. *Geophysics*, vol. 69, no. 2, p. 398–405, 2004.
- HASHIN, Z. SHTRIKMAN, S. A variational approach to the elastic behavior of multiphase materials. *J. Mech. Phys. Solids*, 11, 127–140, 1963.
- HILL, R. The elastic behavior of crystalline aggregate. *Proc. Phys. Soc., London A*, 65, 349–354, 1952.
- HILTERMAN, F. *Seismic Amplitude Interpretation*. Distinguished Instructor Short Course. Society of Exploration Geophysicists/European Association of Geoscientists & Engineers, 2001
- KARNER, G. D., & GAMBÔA, L. A. P., 2007. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. In: SCHEREIBER, B. C., LUGLI, S & BABEL, M. (eds) *Evaporites through space and time*. Geological Society, London, Special Publications, 285, 15-35.

- KEMPER, M., PAIVA, M. F. B., WATERS, K., Facies Based Inversion Through the Asset Lifecycle. 15th International Congress of Brazilian Geophysical Society, 2017
- KLEMME, H. D. Petroleum Basins – Classification and Characteristics. *Journal of Petroleum Geology*, v.3, p. 187 – 207, 1980.
- LARIONOV, W. W. Radiometry of boreholes, NEDRA, Moscow, 1969.
- LOPES, M.F.B.V. Caracterização Geológica da Província Petrolífera de Campos. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2004.
- MARION, D., NUR, A., YIN, H. AND HAN, D. Compressional velocity and porosity of sand-clay mixtures. *Geophysics*, **57**, 554–563, 1992.
- MAVKO, G., MUKERJI, T., AND DVORKIN, J. Rock physics handbook: Tools for seismic analysis in porous media: Cambridge University Press, 1998.
- MELLO, M.R., MAXWELL, J.R. “Organic Geochemical and Biological Marker Characterization of Source Rocks and Oils derived from Lacustrine Environments in the Brazilian Continental Margin”. In: KATZ, B.J. (ed.), Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs, AAPG Memoir **50**, chapter 5, pp.77-97, American Association of Petroleum Geologists, 1990.
- MINDLIN, R. D. Compliance of elastic bodies in contact. *J.appl. Mech.*, **16**, 259 – 268, 1949.
- MILANI, E.J., BRANDÃO, J.A.S.L., ZALÁN, P.V., GAMBOA, L.A.P. Petróleo na margem continental brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, **18 (3)**, 2000.
- MINEAR, J.W. Clay models and acoustic velocities: Soc Pet Eng of AIME 57th Ann Tech Conf and Exhib, 1982.
- MOHRIAK, W.U. “Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira”, in: Bizzi, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H. (eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, capítulo 3, pp. 87-168, Brasília, CPRM, 2003. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/Redes-Institucionais/Rede-de-Bibliotecas---Rede-Ametista/Acervo/Geologia,-Tectonica-e-Recursos-Minerais-do-Brasil-%28textos,-mapas-%26amp%3B-SIG%29-790.html>>. Acesso em: 05 Jan. 2021.
- MOHRIAK, W.U., MELLO, M.R., DEWEY, J.F., MAXWELL, J.R., 1990. Petroleum geology of the Campos Basin, offshore Brazil. In: Brooks, J. (Ed.), Classic Petroleum Provinces: Geological Society Special Publication 50. Geological Society, London, UK, pp. 119–141.

- MORI, T., e K. TANAKA. Average stress in matrix and average elastic energy of materials with misfitting inclusions: *Acta Metallurgica*, **21**, no.5, 571–574, 1973.
- NERY, G. G. Perfilagem Geofísica em Poço Aberto – Fundamentos Básicos com Ênfase em Petróleo. Sociedade Brasileira de Geofísica – SBGf. Rio de Janeiro. Brasil. ISBN 978-85-88690-19-6, 2013.
- NUR, A.; MAVKO, G.; DVORKIN, J.; GALMUDI, D. Critical porosity: A key to relating physical properties to porosity in rocks. *The Leading Edge*, 17, 357-362, 1998
- OSTRANDER, W. J. Plane -wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence. *Geophysics*, **49**, 1637-1648, 1984.
- PÁDUA, K.G.O., STANK, C.V., SOARES, C.M., MOREIRA, J.V. “Roncador Field, Strategy of Exploitation”. Offshore Technology Conference, OTC-8875-MS, Houston, Texas, USA, 4-7 mai. 1998.
- PAIVA, M. F. B., LUPINACCI, W. M., FREIRE, A.F. M., HANSFORD, J., Comparison of methodologies to estimate the clay content – A case study in the Roncador Field, Campos Basin. 16th International Congress of Brazilian Geophysical Society, 2019.
- PAPATERRA, G.E.Z. PRÉ-SAL: conceituação geológica sobre uma nova fronteira exploratória no Brasil. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 2010.
- PETROBRAS. 5 coisas que você precisa saber sobre a Bacia de Campos. Fatos e Dados. 19 de novembro de 2020. Disponível em: < <https://petrobras.com.br/fatos-e-dados/5-coisas-que-voce-precisa-saber-sobre-a-renovacao-da-bacia-de-campos.htm> >. Acessado em 12/01/2021.
- PONTE, F.C. & ASMUS, H.E., 1976. Brazilian marginal basins: current state of knowledge. Academia Brasileira de Ciências, Anais n° 48 (suplemento) p (515- 239).
- PORTELLA, A.Y. Sumário Geológico e Setores em Oferta da Bacia de Campos, 15^a Rodada de Concessões. Rio de Janeiro: Agência Nacional de Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP), Superintendência de Definição de Blocos, 2017.
- PORTELLA, A.Y., TRAVASSOS, R., VITAL, J. C., Sumário Geológico e Setores em Oferta da Bacia de Campos, 16^a Rodada de Concessões. Rio de Janeiro: Agência Nacional de Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP), Superintendência de Definição de Blocos, 2019.
- REUSS, A. Berechnung der fließgrenze von mischkristallen aufgrund der plastizitätsbedingung für einkristalle: *Zeitschrift für Angewandte Mathematik aus Mechnik*, **9**, 49–58, 1929.

- RANGEL, H.D., MARTINS, C.C Principais compartimentos exploratórios, Bacia de Campos. In: (ed) Searching for Oil and Gás in the Land of Giants. Rio de Janeiro, Schlumberger 32 – 40p, 1998.
- RANGEL, H.D., MARTINS, F.A.L., ESTEVES, F.R., FEIJÓ, F.J. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, **8**, p 203 – 217, 1994.
- ROSS, C. P. AND KINMAN, D. L. Nonbright-spot AVO: two examples. *Geophysics*, **60**, 1398–1408, 1995.
- RUTHERFORD, S. R. e WILLIAM, R. H. Amplitude versus offset variation in gas sand. *Geophysics*, **54**, 680-688, 1989.
- SANTOS, P.R.S., RANGEL, H.D., QUINTAES, C.M.S.P., CAIXETA, J.M. Turbidite reservoir distribution in Roncador field, Campos Basin, Brazil. In: AAPG International Conference and Exhibition, Birmingham, England, Ext. Abstr., pp. 530–531, 1999.
- SERRA, O. Fundamentals of well-log interpretation. Elsevier Science Publishers, 1984.
- SHUEY, R. T. A simplification of the Zoeppritz equation. *Geophysics*, **50**, 45-53, 1985
- SIMM, R., Tutorial – practical Gassmann fluid substitution in shale sand sequences. *First Break*, **25**, p. 39 – 46, 2007.
- SIMM, R.; BACON, M. *Seismic Interpretation: An interpreter's Handbook*. Cambridge University Press, 2014.
- SIMM, R., KEMPER, M., DEO, J. AVOImpedance: A new attribute for Fluid and Lithology Discrimination, Petex Conference, London 2002
- SIMMONS, G AND WANG, H. Single crystal elastic constant and calculated aggregate properties. Cambridge Mass: Michigan Institute of Technology Press, 1971.
- SKELT, C. Fluid substitution in laminated sands. *The Leading Edge*, **23**, p. 485-493, 2004.
- STOW, D.V.A e MAYALL, M. Deep Water Sedimentary Systems: New Models for 21st Century. *Marine and Petroleum Geology*, v.17, p 125 – 135, 2000.
- SZATMARI, P. Habitat of petroleum along the South Atlantic margins. In: Mello, M.R., Katz, B.J. (Eds.), *Petroleum Systems of South Atlantic Margins: AAPG Memoir 73*. AAPG, Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 69–75, 2000.
- VERNIK, L. Acoustic velocity and porosity systematics in siliciclastics: *The LogAnalyst*, **39**, no. 4, 27–35. 1998.
- VERNIK, L. *Seismic petrophysics in quantitative interpretation*: SEG, 2016.
- VERNIK, L., A. NUR. Petrophysical classification of siliciclastics for lithology and porosity prediction from seismic velocities: *AAPG Bulletin*, **76**, no. 9, 1295–1309, 1992b.

- VERNIK, L., D. FISHER, and S. BAHRET. Estimation of net-to-gross from P and S impedance in deepwater turbidites: *The Leading Edge*, **21**, 380–387, 2002.
- VERNIK, L., J. HAMMAN, 2009, Stress sensitivity of sandstones and 4D applications: *The Leading Edge*, **28**, 90–93, 2009.
- VERNIK, L., e M. KACHANOV. Modeling elastic properties of siliciclastic rocks: *Geophysics*, **75**, no. 6, E171–E182, 2010.
- VOIGT, W. Bestimmung der Elastizitätskonstanten von Eisenglanz. *Ann. Phys.*, 24, 129–140, 1910.
- WALKER, R.G. e MUTTI, E. Turbidites Facies and Facies Association. In: Middleton, G. V e BOUMA, A. H. (eds.). *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Short Course, p. 119 – 157.
- WANG, Z. Fundamentals of seismic rock physics. *Geophysics*, 66, p. 389-412, 2001.
- WANG, Z., NUR, A. Elastic wave velocities in porous media: A theoretical recipe. In *seismic and acoustic velocities in reservoir rocks*, vols 2. SEG Geophysics reprints series no. 10, 1992.
- WANG, Z., WANG, H., CATES, M. E. Effective elastic properties of solid clays. *Geophysics*, 66, p. 428-440, 2001.
- WATERS, K. H. *Reflection Seismology – A tool for Energy Resource Exploration*. John Wiley and Sons, p 50-51, 1987.
- WIDESS, M. B. How thin is a thin bed? *Geophysics*, **38**, 1176–1180, 1973.
- WINTER W.R., JAHNERT, R.J, FRANÇA, A.B. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **15 (2)**, p 511 – 530, 2007.
- WHITCOMBE, D. Elastic impedance normalization. *Geophysics*, **67**, 60–62, 2002.
- WHITCOMBE, D. N, CONNOLLY, P. A., REAGAN, R. L. E REDSHAW, T. C. Extended elastic impedance for fluid and lithology prediction. *Geophysics*, **67**, 63–67, 2002.
- WOOD, A. B. *A textbook of sound*: G. Bell and Sons, 1941.
- WYLLIE, M. R. J., GREGORY, A. R., GARDNER, G. H. F., An experimental investigation of factors affecting elastic waves velocity in porous media. *Geophysics*, 28, p 459-493, 1958.
- XU, S., PAYNE, M. A. Modelling elastic properties in carbonate rocks. *The Leading Edge*, 28 p. 66-74, 2009.
- ZOEPPRITZ, K. Erdbebenwellen VII, VII B, Über Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen [On the reflection and transmission of seismic waves

at surfaces of discontinuity]: Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematischphysikalische Klasse, 66–84, 1919.