

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA**

**MODELO PETROFÍSICO PARA A VARIAÇÃO DE VAGAROSIDADES SÔNICAS
EM FORMAÇÕES SEDIMENTARES CLÁSTICAS**

THIAGO ARAUJO DIAS MOREIRA

NITERÓI - RJ

2016

THIAGO ARAUJO DIAS MOREIRA

**MODELO PETROFÍSICO PARA A VARIAÇÃO DE VAGAROSIDADES SÔNICAS
EM FORMAÇÕES SEDIMENTARES CLÁSTICAS**

Trabalho apresentado ao curso de graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como parte da disciplina de Projeto Final II e requisito para obtenção para o título de Bacharel de Geofísica

Orientador: Dr. Jorge Leonardo Martins (COGE-ON/MCTI)

NITERÓI – RJ

2016

THIAGO ARAUJO DIAS MOREIRA

**MODELO PETROFÍSICO PARA A VARIAÇÃO DE VAGAROSIDADES SÔNICAS
EM FORMAÇÕES SEDIMENTARES CLÁSTICAS**

Trabalho apresentado ao curso de graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como parte da disciplina de Projeto Final II e requisito para obtenção para o título de Bacharel de Geofísica

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Jorge Leonardo Martins – Observatório Nacional (COGE-ON/MCTI)

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos – Departamento de Geologia e Geofísica (UFF)

Prof. Dr. Rogério de Araújo Santos – Departamento de Geologia e Geofísica (UFF)

Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci – Departamento de Geologia e Geofísica (UFF)

NITERÓI – RJ

2016

M838

Moreira, Thiago Araújo Dias

Modelo petrofísico para a variação de vagarosidades sônicas em formações sedimentares clásticas / Thiago Araújo Dias Moreira. – Niterói : [s.n.], 2016.

84 f.

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) – Universidade Federal Fluminense, 2016.

1.Modelo petrofísico. 2.Perfilagem de poço. 3.Propriedades petrofísicas. 4.Campo de Namorado. I.Título.

CDD 622.15

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu pai por todo o apoio e suporte necessário para chegar até aqui, pelo carinho amor e compreensão. A minha mãe (In Memoriam), que, mesmo não estando mais presente, sei que sempre me ajudará e olhará por mim.

Ao meu orientador Jorge Leonardo Martins, pela disponibilidade, pela compreensão e pelo suporte.

Ao Professor Marco Antonio Cetale Santos, por, além de participar da Banca do meu trabalho, ter me dado suporte durante toda a graduação e ter sido meu orientador de monitoria.

Ao professor Rogério Araújo Santos, por aceitar participar na banca deste trabalho e por todos os conselhos dados durante minha graduação.

Ao Professor Wagner Moreira Lupinacci, por também aceitar participar na banca avaliadora e pelos conselhos fornecidos.

Ao CNPq pelo apoio financeiro com bolsa de Iniciação Científica (proc. 115.941/2013-4).

À Alberto Chirinda, Amanda Bourguignon, Clara Ferreira, Eberton Rodrigues, Esthephany Oliveira, Henrique Yuuki, Julia Schreiber, Lais Baroni, Lucas Garreto, Thaís Sales e Thaís de Oliveira por, junto comigo, fundarem a Horizonte Soluções Geofísicas, Empresa Junior do Curso. Agradeço por todo o aprendizado e pelos momentos felizes vivido com vocês.

Aos meus amigos Esthephany Oliveira (de novo), Jaqueline Ferreira, Ana Paula Oliveira, Thaís Mallet, Ammir Karsou, João Durval, Leandro Oliveira, Marcelo Victor e Rodrigo Eiras por toda a ajuda e/ou suporte na realização deste trabalho.

À Juliana por todo o apoio, carinho, amizade e compreensão. Sem ela, com certeza não estaria aqui, cumprindo esta etapa da minha graduação.

*“Quanto mais aumenta nosso conhecimento,
mais evidente fica nossa ignorância.”*

John F. Kennedy

RESUMO

Os registros de perfilagem geofísica estão confinados ao redor dos poços. Registros de perfis podem estar ausentes, impedindo uma avaliação das formações. O intérprete, então, tem a opção de adotar relações empíricas para estimativa do perfil ausente (Dewan, 1983), ou adotar modelos petrofísicos, que podem ser mais robustos que as relações empíricas. Para a preparação deste trabalho foi analisado um modelo petrofísico para estimativa de vagarosidades sônicas, construído a partir do modelo conceitual que assume uma rocha sendo subdividida por n camadas horizontais. A metodologia abordada foi a inversão mineralógica, para calcular as frações volumétricas de cada componente da rocha e testes numéricos para verificar a robustez do modelo petrofísico. Os testes numéricos revelaram uma forte dependência da vagarosidade sônica com a porosidade, pois o aumento de porosidade diminui a velocidade das ondas P, aumentando a vagarosidade sônica. A saturação de fluidos tem uma menor influência no modelo, que é muito dependente de qual fase fluida está sendo investigada; a vagarosidade depende da velocidade da onda P no fluido saturante e na rocha. A argilosidade tem um efeito moderado na vagarosidade, aumentando sutilmente o valor da vagarosidade sônica. A inversão mineralógica, etapa necessária para predição das frações volumétricas, demonstrou resultados consistentes ao ser comparada com análises de testemunho. O modelo petrofísico usado é dependente dos volumes minerais e dos fluidos presentes no espaço poroso, cuja estimativa de vagarosidade apresentou resultados robustos, e a modelagem numérica também forneceu resultados consistentes. Também foi realizada a comparação com o modelo empírico proposto por Gardner *et al.* (1974) e com a expansão deste trabalho realizada por Castagna & Backus, (1993), em que o modelo petrofísico apresentou resultados melhores.

Palavras-chave: Modelo petrofísico, perfilagem geofísica de poços, propriedades petrofísicas e Campo de Namorado.

ABSTRACT

This work uses a petrophysical model that aims to estimate slowness of clastic mono or bimineralic sedimentary applied to reservoir rocks of NA01 and RJS0019 wells on Namorado Field School, data transferred by ANP for academic studies. The model incorporates the rock matrix and pore space, therefore, considers the mineral grains, the shaliness, biogenetic components and fluid phases. In this work, the methodology was addressed to Mineralogical Inversion, to calculate the volume fraction of each component of rock and Numerical tests were done to verify the robustness of the petrophysical model. The Numerical tests revealed a strong dependence of the sonic slowness with porosity, as the increase of porosity decreases the speed of P waves, which increasing the sonic slowness. The saturation of fluids has a smaller influence on the model, which is highly dependent on which fluid phase is being investigated; slowness depends on the speed of the P wave of the the fluid. The shaliness has a moderate effect on slowness, subtly reducing the value of the sonic slowness. The Mineralogical Inversion, necessary step for predicting the volume fractions, showed consistent results to be compared with piston core analysis. Since the petrophysical model is dependent on mineral volumes and fluids volumes and the numerical modeling also showed robust results, so the petrophysical model gives na accurate estimation of slowness on both logs. It Also was performed a comparison with the empirical model proposed by Gardner et al . (1974) and the expansion work performed by Castagna & Backus, (1993), and the petrophysical model showed a better results set.

Keywords: Petrophysical model, geophysical well logging, petrophysical properties and Namorado Field.

Sumário

AGRADECIMENTOS	V
RESUMO.....	VII
ABSTRACT	VIII
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos.....	2
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
2.1 Propriedades das Rochas.....	3
2.1.1 Porosidade.....	4
2.1.2 Permeabilidade.....	5
2.1.3 Mineralogia	6
2.1.3.1 Mineral de Quartzo	6
2.1.3.2 Mineral de Feldspato	6
2.1.3.3 Mineral de Calcita	7
2.1.3.4 Argilominerais.....	7
2.2 Perfilagem geofísica de poços	8
2.2.1 Perfil Caliper	9
2.2.2 Perfil litológico.....	10
2.2.3 Perfis de porosidade.....	15
2.2.3.1 Perfil sônico	15
2.2.3.2 Perfil Nêutron.....	19
2.2.3.3 Perfil de Densidade	21
2.3 Modelos Petrofísicos.....	24
2.3.1 Definições do Modelo petrofísico utilizado.....	25
2.3.2 Especificações dos Modelos Petrofísicos	27
2.3.2.1 Arenitos limpos monominerálicos	27

2.3.2.2 Arenitos argilosos monominerálicos	28
2.3.2.3 Arenitos limpos bimineralálicos	28
2.3.2.4 Arenitos argilosos biminerálicos	29
2.3.3 Modelos empíricos.....	29
2.4 Inversão Mineralógica	31
3 ÁREA DE ESTUDO	35
3.1 A Bacia de Campos	35
3.2 Campo de Namorado.....	36
3.2.1 Grupo Macaé	37
3.3 Dados.....	38
3.3.1 Perfis de Poços.....	39
4 METODOLOGIA	42
4.1 Inversão Mineralógica	43
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	45
5.1 Inversão Mineralógica	50
5.2 Modelo petrofísico.....	55
5.2.1 Comparação com o modelo de Gardner.....	58
6 CONCLUSÕES.....	63
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	64
8 APÊNDICE.....	69

LISTA DE FIGURAS

Figura 2-1: Esquema de Porosidade, destacando o volume da matriz e dos poros. Modificado de Schön, (2011).....	4
Figura 2-2: Primeiro perfil de eletrorresistividade realizado em 1927, na França. Modificado de Allard & Martin (1976), <i>apud</i> Rider, (2002).	8
Figura 2-3: Perfil de Caliper. Modificado de Rider, (2002)	10
Figura 2-4: Resposta do perfil de raios gama simples e espectral para principais rochas e minerais. O perfil de raio gamas simples é medido em API e o espectral, U e Th são medidas as concentrações em ppm (partes por milhão) e K em % (percentagem). Modificado de Rider, (2002).....	11
Figura 2-5: Resposta do Perfil Sônico para principais rochas e minerais. Modificado de Rider, (2002).	16
Figura 2-6: Esquema do BHC. Modificado de Rider, (2002).	17
Figura 2-7: Resposta do Perfil de Nêutrons para principais rochas e minerais. Modificado de Rider, (2002).	19
Figura 2-8: Esquema da dispersão inelástica de nêutrons e da captura. Em ambos os casos não há conservação da energia, por causa da excitação do núcleo. Extraído de Allioli et al. (2013).....	20
Figura 2-9: Respostas do perfil de densidade para as principais rochas e minerais. Os asteriscos (*) indicam porosidade de 10% com 100% de saturação de água pura com 1g/cm ³ de densidade. Modificado de Rider, (2002).	22
Figura 2-10: Esquema do modelo de camadas paralelas, com as componentes consideradas para o modelo petrofísico. Modificado de Magalhães & Martins (2012).	25
Figura 2-11: Relações de velocidade por porosidade de rochas sedimentares. Modificado de Gardner et al. (1974).....	30
Figura 3-1: Localização da Bacia de Campos. Modificado de (Dias et al, 1990), segundo Cruz, (2003).....	35
Figura 3-2: Carta Estratigráfica da Bacia de Campos. Modificado de Winter et al. (2007).....	36

Figura 3-3: Localização do Campo de Namorado entre os campos descobertos até 1984. Extraído de www.anp.gov.br	37
Figura 3-4: Localização dos Poços NA01 e RJS0019 (círculos negros) no mapa estrutural do Campo de Namorado. Os círculos são outros poços do Campo. Extraído de Garcia et al. (2014).	38
Figura 3-5: Colunas litológicas dos Poços NA01 e RJS0019. Modificado de Garcia et al. (2014).	39
Figura 3-6: Reposta dos perfis do poço NA01, (a) corresponde ao perfil raio gama (GR), (b) ao perfil nêutron (ϕN), (c) ao perfil densidade (RHOB) e (d) ao perfil sônico (Δt_p).....	40
Figura 3-7: Reposta dos perfis do poço RJS0019. Em (a) é o raio gama (GR), em (b) é a porosidade de nêutrons (ϕN), em (c) a densidade efetiva (RHOB) e em (d) sendo a vagarosidade sônica Δt_p	41
Figura 4-1: Fluxograma adotado no trabalho.	43
Figura 5-1: Arenito monominerálico com saturação variando entre 0 e 100%, porosidade variando entre 15 e 45%, representado pelos formatos da curva. As curvas azuis correspondem à arenitos saturados de água, enquanto que as curvas vermelhas à arenitos saturados de óleo.....	45
Figura 5-2: Arenito limpo monominerálico 100% saturado de água e/ou de água e óleo, sendo os quadrados correspondentes à equação 2.22 e os círculos correspondentes à equação 2.24. De baixo para cima, temos que $\phi_t = 15, 25, 35$ e 45%, respectivamente.....	46
Figura 5-3: Arenito argiloso monominerálico 100% saturado de água e de água e óleo, sendo os quadrados correspondentes à equação 2.25 e os círculos correspondentes à equação 2.27. De baixo para cima, temos que $\phi_t = 15, 25, 35$ e 45%, respectivamente.....	47
Figura 5-4: Arenito limpo e argiloso, biminerálico, 100% saturado. Os quadrados representam modelos para arenitos limpos saturados com água (quadrado azul – equação 2.28) e saturados com água e óleo (quadrado vermelho – equação 2.29). Os círculos representam modelos para arenitos argilosos saturados com água (círculo azul – equação 2.30) e com água e óleo (círculo vermelho - equação 2.31).	48

Figura 5-5: Arenito argiloso, bimineralico. Variação da argilosidade: $V_{clay} = 15, 25, 35$ e 45% . Arenitos argilosos 100% saturados de água e óleo, de acordo com a equação 2.31.....	49
Figura 5-6: Frações volumétricas totais do Poço NA01.	51
Figura 5-7: Frações volumétricas totais do Poço RJS0019.....	52
Figura 5-8: Frações volumétricas do Poço NA01 com a retirada do perfil sônico do cálculo.	53
Figura 5-9: Frações volumétricas do Poço RJS0019 com a retirada do perfil sônico do cálculo.	53
Figura 5-10: Frações volumétricas do Poço NA01 com a retirada do perfil de densidades do cálculo.....	54
Figura 5-11: Frações volumétricas do Poço RJS0019 com a retirada do perfil de densidades do cálculo.....	55
Figura 5-12: Modelo petrofísico para estimar a vagarosidade (em vermelho), em comparação com as medições do poço NA01, em preto.	56
Figura 5-13: Modelo petrofísico para estimar a vagarosidade (em vermelho), em comparação com as medições do poço RJS0019, em preto.	57
Figura 5-14: Comparação dos modelos petrofísico e empírico com os dados do poço NA01	59
Figura 5-15: Comparação dos modelos petrofísico e empírico com os dados do poço RJS0019.....	61

LISTA DE TABELAS

Tabela 2-1: Propriedades físicas dos constituintes da rocha. Fonte: Schlumberger, (2009).....	33
Tabela 5-1: Análise Estatística dos Poços NA01 e RJS0019.....	58
Tabela 5-2: Análise Estatística dos Modelos Empíricos comparados com o Modelo Petrofísico e os dados do Poço NA01	60
Tabela 5-3: Análise Estatística dos Modelos Empíricos comparados com o Modelo Petrofísico e os dados do Poço RJS0019.	62

1 INTRODUÇÃO

Para aumentar a produção em um campo de petróleo é importante caracterizar as propriedades físicas dos reservatórios. Ellis (1987) considerou que o processo é otimizado a partir da redução de incertezas na locação de poços produtores. A caracterização de reservatórios é realizada através de dados geofísicos, por exemplo, com os perfis de vagarosidades sônicas, de densidade (RHOB), nêutron e raios gama. Com estes perfis, podemos estimar a porosidade, saturação e volume de argila. O perfil de raios gama (GR) é importante para determinar as zonas de arenitos e folhelhos, sendo bastante utilizado para estimar a porcentagem volumétrica de argila nas formações (Larionov, 1969).

Os modelos físicos a serem escolhidos para o processamento de perfis são empíricos, construídos normalmente através da análise de testemunhos em laboratório. Testes laboratoriais são realizados para verificar quais são os principais parâmetros que afetam a propriedade física.

Os registros de perfilagem geofísica estão confinados ao redor dos poços. Registros de perfis podem estar ausentes, impedindo uma avaliação das formações. O intérprete, então, tem a opção de adotar relações empíricas para estimativa do perfil ausente (Dewan, 1983), ou adotar modelos petrofísicos, que podem ser mais robustos que as relações empíricas.

Para a preparação deste trabalho foi analisado um modelo petrofísico para estimativa de vagarosidades sônicas, construído a partir do modelo conceitual que assume uma rocha sendo subdividida por n camadas horizontais (Magalhães & Martins, 2012); cada camada representa uma componente da rocha, incluindo os minerais, porosidade, fluidos, e suas frações volumétricas. O modelo que estima vagarosidades sônicas pode então ser construído como sendo a contribuição das vagarosidades de cada camada que compõe o modelo conceitual adotado para modelagem da rocha.

1.1 Objetivos

Analisar um modelo numérico que permita a simulação de propriedades elásticas de rochas mono e bimineralicas, argilosas ou limpas, com presença de qualquer tipo de fluidos no espaço poroso, para, a seguir, estudar o modelo petrofísico para as vagarosidades sônicas construído a partir da sintetização de uma rocha sedimentar clástica com o modelo conceitual de camadas horizontais. Usando a metodologia para estimativa da composição mineralógica de litologias mistas, avaliados a partir do uso da metodologia descrita em Nery, (1990), Borges & Martins (2011) e Magalhães & Martins, (2012), aplicar o modelo petrofísico proposto para as estimativas das vagarosidades sônicas do conjunto de dados do Grupo Macaé superior, dentro da qual se insere o reservatório do Campo de Namorado, Bacia de Campos. Os dados referentes ao 'Campo Escola Namorado', foram cedidos pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) às instituições brasileiras de ensino e pesquisa.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Propriedades das Rochas

As rochas sedimentares são divididas em três subgrupos: siliciclásticas, carbonatos e evaporitos. As siliciclásticas ou terrígenas são resultantes do intemperismo sofridos por rochas que estão fora da bacia de sedimentação que são transportados por erosão. Os carbonatos são de origem biológica ou resultado do trabalho de substâncias precipitadas na própria bacia. Os evaporitos são resultados de processos químicos resultantes da evaporação de salmouras em condições ambientais especiais.

Folk (1974) destacou que a rocha sedimentar deve ser considerada como sendo composta por basicamente três componentes mineralógicos, com nomenclaturas diferentes dependendo da natureza da rocha. Se a rocha for siliciclástica, as componentes são: arcabouço, matriz e cimento; se for carbonática: aloquímicos, micrita e esparito (se houver calcita, considera-se espática).

O arcabouço ou aloquímicos é a componente que dá sustentação à rocha, ou seja, é a fração que possui os grãos de maiores tamanhos, com diâmetros entre 0,062 a 2 mm. A matriz ou micrita é a porção fina da rocha. Quando presente, ela corresponde aos grãos menores que 0,039 mm. Se as condições ambientais no momento da deposição forem favoráveis, os materiais mais finos vão ser alocados entre os grãos mais grossos do arcabouço. Essa porção dá consistência para a rocha. O cimento ou esparito é o componente precipitado quimicamente nos poros das rochas. Quando presente dá rigidez e ocupa os espaços vazios da rocha

Para a perfilagem geofísica, geralmente é adotado um modelo geológico mais simples, constituído de matriz e poro. A matriz engloba todos os tipos de grãos, cimentos e matrizes. Já os poros são os espaços vazios preenchidos por fluidos. Na Figura 2.1, é mostrado o esquema de uma rocha.

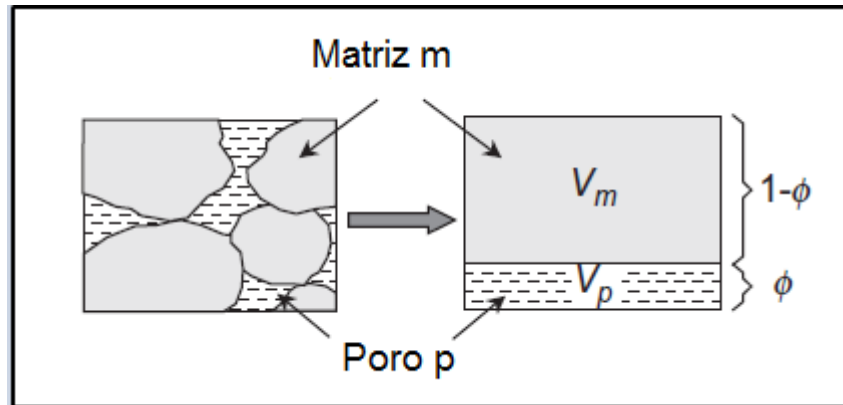


Figura 2-1: Esquema de Porosidade, destacando o volume da matriz e dos poros. Modificado de Schön, (2011)

2.1.1 Porosidade

A porosidade corresponde à razão entre o volume de espaços vazios e o volume total da rocha, normalmente medida em porcentagem (%). A porosidade pode ser classificada em deposicional e pós-deposicional. A porosidade deposicional, também conhecida como porosidade primária, é adquirida no momento da deposição ou do processo biológico gerador. A porosidade pós-deposicional, ou secundária, advém de eventos geológicos posteriores à deposição, como o fraturamento de uma rocha ígnea. Outros termos são porosidade total, que corresponde ao total de espaço vazio na rocha e porosidade efetiva, que é o espaço vazio interconectado da rocha.

A medição de porosidade pode ser realizada através de métodos laboratoriais, utilizando ensaios: geralmente a média do volume total, volume dos espaços vazios ou volume da matriz. A perfilagem geofísica também fornece medições, através dos perfis sônicos, densidade, nêutron e ressonância magnética.

2.1.2 Permeabilidade

A permeabilidade é a capacidade da rocha de transmitir o fluido, a uma taxa de vazão, sob determinado gradiente de pressão. A permeabilidade também é dependente da viscosidade do fluido e controlada pelas conexões existentes no espaço poroso. Uma rocha muito porosa, não necessariamente será muito permeável, pois o espaço poroso pode não ser muito conectado. A permeabilidade pode ser calculada através da Lei de Darcy:

$$u = \frac{V}{t.A} = - \frac{k}{\eta} \cdot \text{grad } p, \quad (2.1)$$

no qual V corresponde ao volume de fluido que atravessa a seção de área A no tempo t e k é a permeabilidade, η é a viscosidade dinâmica do fluido, u corresponde à vazão do fluido e $\text{grad } p$ é o gradiente de pressão do fluido. Isolando a permeabilidade têm-se:

$$k = - \eta \cdot \frac{u}{\text{grad } p}, \quad (2.2)$$

A unidade de medição da permeabilidade no sistema internacional (SI) é m^2 , mas a indústria do petróleo utiliza Darcy (D) ou miliDarcy (mD). A relação de conversão é: $1 \text{ d} = 0.9869 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2 \therefore 1 \text{ d} \approx 1 \mu\text{m}^2$.

Segundo Schön (2011), a permeabilidade é uma propriedade anisotrópica e dependente do fluido, ou seja, ela é inversamente proporcional à viscosidade do fluido. Segundo Thomas *et al.* (2001), rochas pouco permeáveis podem se tornar permeáveis através do faturamento hidráulico, prática adotada em alguns reservatórios com baixa permeabilidade. Segundo Lucia (1999), o mínimo de permeabilidade para a rocha ser considerada um reservatório é 0.1 mD. Também é importante destacar que nenhum método de perfilagem geofísica de poços é capaz de calcular a permeabilidade de forma direta. Ela pode ser inferida através da combinação de análises de vários perfis ou através de exames laboratoriais usando a equação 2.2.

2.1.3 Mineralogia

As rochas são compostas de minerais que são compostos químicos formados por processos geológicos inorgânicos (Teixeira et al., 2000). As características dos minerais são relativas à composição química destes e, também, do ambiente de formação (temperatura e pressão). Logo, o estudo da mineralogia, devido as características individuais de cada mineral, é importante para a determinação para a caracterização das rochas, além do estudo de ambiente de formação destas.

2.1.3.1 Mineral de Quartzo

O quartzo é um mineral que provém de intemperismo e erosão de rochas sedimentares, metamórficas e ígneas e, por isso, é considerado um mineral terrígeno. É mais comum vir da erosão de arenitos antigos e carbonatos. Não possui variações em sua composição química e sua fórmula é SiO_2 . Segundo Suguio (2003), é um dos minerais mais estáveis e abundantes da natureza, com presença de 35% a 50% em rochas e o quartzo é o mineral mais provável de ser encontrado em arenitos, onde é bastante abundante e bem distribuído. Já nos lamitos encontra-se em manchas e nos calcários pode ser encontrado disseminado.

2.1.3.2 Mineral de Feldspato

Na natureza podem ser encontrados quatro tipos de feldspato. Todos possuem a fórmula KAlSi_3O_8 , sendo classificados como: ortoclásio (formado à baixas temperaturas), sanidina (formada à altas temperaturas), microclínio e plagiocálisos. Estes dois últimos minerais também podem conter moléculas de $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$.

O feldspato é mais comum em rochas ígneas do que em rochas sedimentares. A maioria dos feldspatos provém de granitos e gnaisses tendo disponibilidade de 5 a 15%, sendo o ortoclásios e o microclínios os mais comuns (Suguio, 2003). O feldspato que será considerado neste trabalho é o ortoclásio, uma

vez que os arenitos arcoseanos que foram estudados são ricos em feldspato potássico.

2.1.3.3 Mineral de Calcita

O mineral de calcita possui a fórmula química CaCO_3 e é formado por processos químicos a partir de soluções aquosas presentes na bacia sedimentar, de esqueletos dos animais marinhos. A calcita é o principal constituinte de rochas carbonáticas e representam cerca de 20% a 40% de todas as colunas estratigráficas (Suguio, 2003) e, quando presentes, representam em até 85% dos carbonatos.

2.1.3.4 Argilominerais

Os argilominerais são formados por processos intempéricos e que alteram os silicatos de alumínio de minerais primários (Suguio, 2003). Em rochas sedimentares, existem três processos para a gênese de argilominerais: herança detrítica, herança por deformação e autigênese (Milliot, 1970).

A herança detrítica é referente à fração detrítica da rocha, provenientes das áreas fontes. A herança por deformação compreende os minerais que sofreram mudança no ambiente de deposição. Já a autigênese é resultado da infiltração de fluidos intersticiais produtos do processo de intemperização.

Em um ambiente deposicional, pode ter vários tipos de argilominerais, o que dificulta o estudo das propriedades físicas da rocha. No entanto, no ambiente marinho, normalmente se tem a presença de esmectita, illita, clorita e paligorskita. O grau de diagênese dos argilominerais pode ser indicativo do avanço do processo de gênese do petróleo, pois indica presença de matéria orgânica em grande quantidade (Weaver, 1960 e Burst, 1969). Rochas ricas em illita devem ter sofrido diagênese suficiente para a geração de hidrocarbonetos.

2.2 Perfilar geofísica de poços

O constante aprimoramento da pesquisa na indústria do petróleo se deu para uma maior economia e redução do custo exploratório. No início do século XX, era cada vez menos trabalhosa a perfuração de poços, o desafio era saber onde encontrar o óleo.

Em 1927, os irmãos Schlumberger realizaram um experimento usando eletrodos para medir a eletrorresistividade de um poço de exploração na França (Allard & Martin, 1976). Os resultados foram medidos a cada metro de profundidade. Na figura 2.2, temos a imagem deste primeiro perfil.

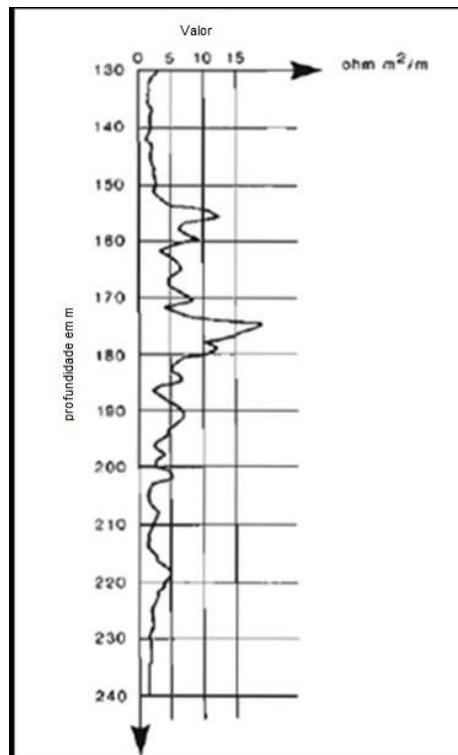


Figura 2-2: Primeiro perfil de eletrorresistividade realizado em 1927, na França. Modificado de Allard & Martin (1976), *apud* Rider, (2002).

Nesta época, a exploração de petróleo se limitava a regiões de fácil acesso, identificadas em levantamentos gravimétricos e sísmicos. A medida que essas grandes regiões foram ficando escassas, houve a necessidade de desenvolver metodologias cada vez mais sofisticadas. O volume de dados também aumentou o

que forçou ao desenvolvimento de ferramentas que tivessem todos os sensores acoplados e que estes não interferissem nas medições uns dos outros.

2.2.1 Perfil Caliper

A ferramenta de Caliper mede o diâmetro da parede do poço com a profundidade de investigação. A medição geralmente é feita por um sensor com dois braços articulados (ou mais, dependendo da sofisticação da ferramenta) que são empurrados contra a parede do poço durante a perfuração. A unidade de medida é expressa em polegadas (Rider, 2002).

Com o perfil de Caliper é possível analisar a forma do poço, detectando áreas de arrombamento e a formação do reboco. As zonas de formação de cavernas são identificadas onde o diâmetro do poço é maior que o *bit size* (o diâmetro de poço desejado) (Rider, 2011). A formação de cavernas é devido ao desabamento de litologias graças à circulação de lama de perfuração. As zonas de reboco são identificadas pelo diâmetro de poço menor que o *bit size*, isso ocorre por causa do acúmulo de lama na parede do poço. Na Figura 2.3 tem-se o esquema do perfil de Caliper.

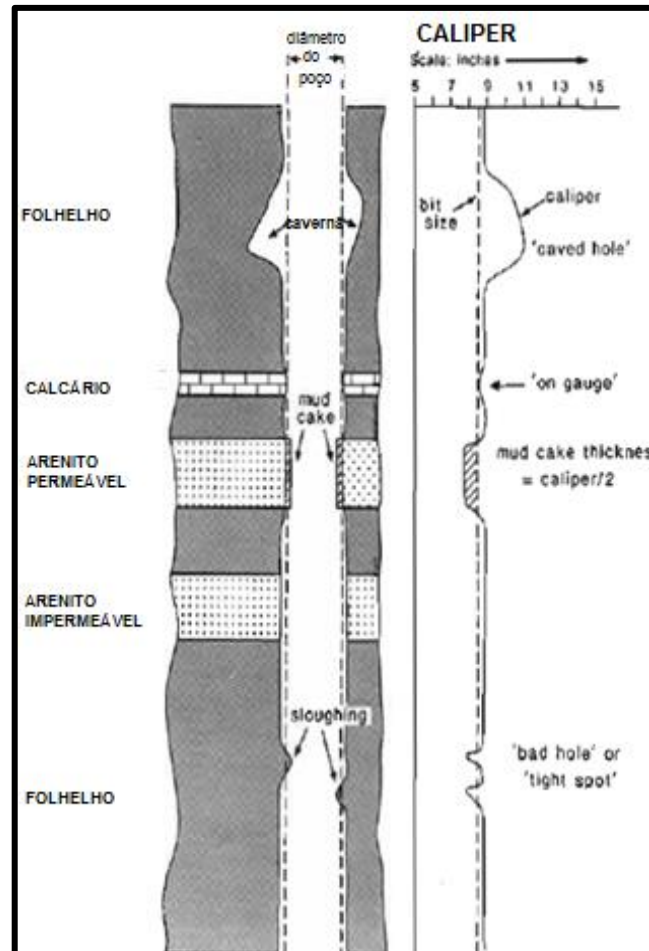


Figura 2-3: Perfil de Caliper. Modificado de Rider, (2002)

O perfil do Caliper pode ser utilizado como um indicador litológico, pois o acúmulo de filtrado de lama na parede do poço ocorre em regiões porosas, tais como arenitos e os desabamentos são característicos de zonas não consolidadas como arenitos mal consolidados. Entretanto, para que seja realizada a caracterização litológica do poço são necessárias análises em outros perfis. O perfil litológico utilizado neste trabalho é raio gama (RG).

2.2.2 Perfil litológico

Neste trabalho, o perfil utilizado para analisar as litologias foi raios gama (RG) ou gamma ray (GR). Este perfil mede a radioatividade natural emitida das rochas da formação. A radiação é lançada através de ocorrências naturais de urânio, tório e

potássio. Existem dois tipos de registro usando este perfil: o simples, que é a soma das concentrações dos três isótopos radioativos principais, e o espectral, que decompõe as concentrações de cada elemento que contribui individualmente para a radioatividade total. Na Figura 2.4, é mostrado um exemplo esquemático de respostas do perfil de raio gama simples e espectral para as principais rochas e minerais. Destaca-se que a unidade do perfil simples é o API e, por medir concentrações, o perfil espectral tem como unidade de ppm (partes por milhão) ou % (percentagem).

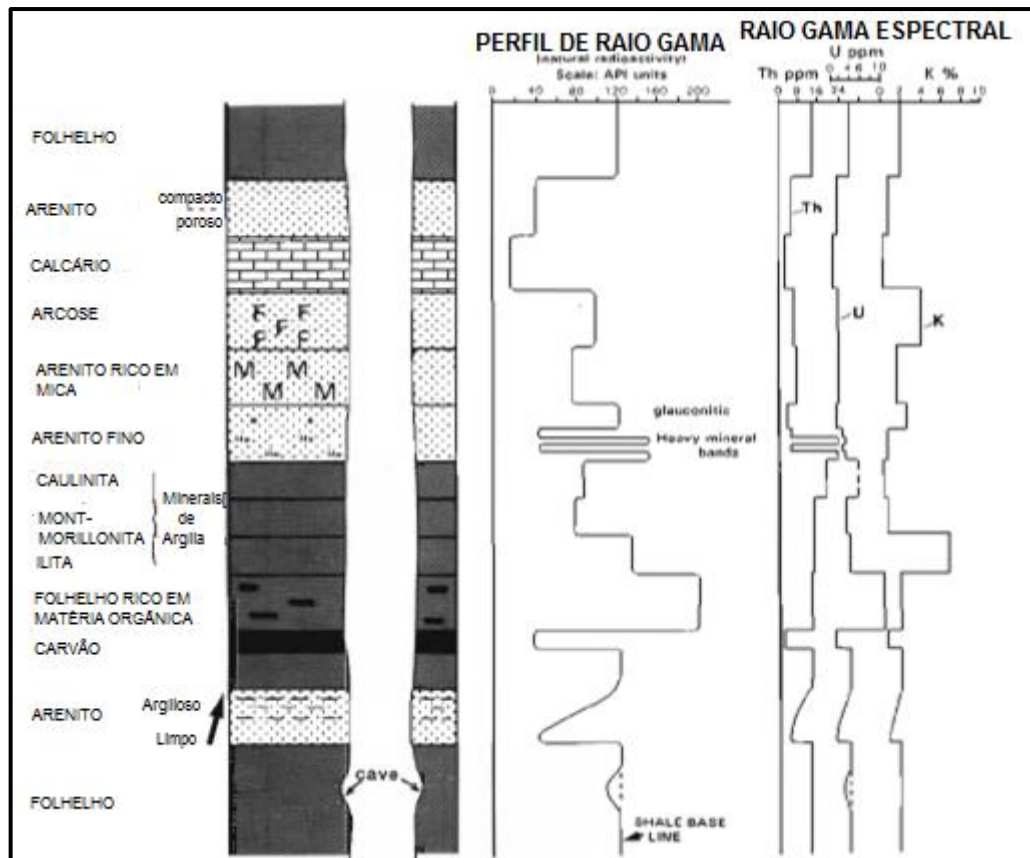


Figura 2-4: Resposta do perfil de raios gama simples e espectral para principais rochas e minerais. O perfil de raios gamas simples é medido em API e o espectral, U e Th são medidas as concentrações em ppm (partes por milhão) e K em % (percentagem). Modificado de Rider, (2002).

A interação pode ser feita através de três processos diferentes: fotoelétrico, efeito Compton e produção de pares. A diferenciação entre eles está associada com o nível de energia envolvida.

O efeito Compton ocorre entre 10 keV e 1,02 MeV (Nery, 1990). Um fóton ejeta um elétron da órbita, cedendo uma parte de sua energia para ele. O fóton permanece no meio com uma energia menor e continua interagindo com a matéria.

O fóton de baixa energia, abaixo de 10 keV, colidirá elasticamente com um elétron, transmitindo toda sua energia. O fóton desaparece do sistema e o elétron se transforma em um fotoelétron livre. Este processo é denominado fotoelétrico.

Se a energia do fóton for alta, acima de 1,02 MeV, ele irá interagir diretamente com o núcleo, transformando-se em um elétron e um pósitron que se destrói ao interagir com um elétron da vizinhança, liberando 1,02 MeV de energia. Este é o efeito de produção de pares.

Os níveis energéticos dos três elementos radioativos naturais principais: U^{235} , Th^{232} , K^{40} são, respectivamente, 1,76 MeV, 2,62 MeV e 1,46 MeV (Rider, 2002). Por isso, os raios gamas naturais se comportam dentro do esperado para o Efeito Compton.

Rochas ígneas e metamórficas são as que originalmente possuem elementos radiativos naturais. Através de processos erosivos e deposicionais, estes elementos também são encontrados disponíveis em sedimentos e na água. Os compostos de tório são pouco solúveis em água, a temperatura ambiente. Em alta temperatura, eles são transportados em solução, podendo se depositar em locais de migração de fluidos, tais como fraturas e planos de falhas.

Os compostos de urânio são muito solúveis em água se estiverem oxidados e muito insolúveis quando não estão oxidados. Apesar de serem considerados traços na natureza, o urânio pode se tornar relevante em sedimentos, devido a migração e processos deposicionais causando fortes alterações locais. Os folhelhos possuem registros expressivos, entre 75 e 150 API (Nery, 2013), graças à capacidade que eles têm de reter esses metais. O potássio é mais comum, sendo encontrado em até 0,012% na natureza e até 0,27% nos folhelhos (Rider, 2002).

A medição de raios gama é realizada por Detectores de Radiação que são de três tipos principais (Nery, 2013):

- Contador Geiger-Müller: é uma câmara cilíndrica com gás a baixa pressão e um fio central sob alta voltagem em relação ao envoltório da câmara. Quando ocorre a penetração dos raios gama, ocasiona a ionização das moléculas do gás. Os íons produzidos no processo são acelerados pelo campo elétrico,

ionizando outras moléculas por efeito cascata. A seguir, o gás se torna um condutor e causa uma descarga no fio central e com a deionização do gás, o fio central retorna à sua alta voltagem. O contador possui baixo rendimento, entre 5 a 7%, pois ele permanece inativo por alguns microssegundos para que o gás seja inteiramente carregado pelos raios gamas, além de alguns raios atravessarem o contador sem interagir com nenhuma molécula do gás.

- Câmara de Ionização: também é um contador, mas funciona de maneira inversa ao Contador de Geiger-Müller. O gás ionizável se encontra em alta pressão e a voltagem do fio central é baixa. Por isso, os raios gamas provocam a passagem de uma fraca corrente que, amplificada, fornece uma indicação da radiação que penetra na câmara. Possui um rendimento igual ao Contador Geiger-Müller.

- Cintilômetro: a detecção é baseada na produção de finas centelhas de luz quando os raios gama atingem cristais. As faíscas são convertidas em pulsos elétricos, cuja amplitude depende da energia que foi absorvida. Este detector é dez vezes mais eficiente do que os a gás, pois possui mais material sensível à radiação. O rendimento do cintilômetro é entre 50 e 60%, o que permite um perfil com o máximo de detalhamento e precisão nas leituras. Em relação aos outros detectores, ele pode ser construído com menor tamanho, o que diminui sua resolução vertical para menos de 1 pé (ft).

O perfil de raios gama é o mais indicado para estudo da presença de argilosidade. Relações empíricas são utilizadas para calcular a argilosidade (V_{sh}) no ponto de interesse. Como a argilosidade é normalmente calculada a partir do perfil de raios gama, uma notação muito utilizada é V_{shGR} . A estimativa pode ser realizada em duas etapas: o cálculo do índice de radioatividade (IGR) e a utilização da equação empírica. O IGR é representado por:

$$IGR = \frac{GR - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}}, \quad (2.3)$$

no qual GR corresponde às medidas de radioatividade do perfil; GR_{max} e GR_{min} o máximo e mínimo valores registrados no perfil, respectivamente. O IGR é uma

relação linear, no qual as equações empíricas apresentadas a seguir são dependentes.

Larionov (1969) propôs duas relações: uma para rochas de idade terciária ou mais nova:

$$V_{shGR} = 0,083(2^{(3,7 \times IGR)} - 1). \quad (2.4)$$

E outra para rochas de idade pré-terciárias:

$$V_{shGR} = 0,33(2^{(2 \times IGR)} - 1). \quad (2.5)$$

As rochas mais antigas são mais compactadas, enquanto que as rochas mais novas sofreram menos diagênese e, por isso, possuem maiores concentrações de micas e feldspato, que aumentam os valores de radioatividade, mas não são relacionados à presença de argilominerais.

Asquith & Krygowski, (2004) propuseram a equação de Steiber, que também é muito utilizada:

$$V_{shGR} = \frac{IGR}{3 - 2 \times IGR}. \quad (2.6)$$

Clavier et al. (1977) também propuseram uma relação empírica para estimar a argilosidade:

$$V_{shGR} = 1,70 - \sqrt{3,38 - (IGR + 0,70)^2} \quad (2.7)$$

As relações empíricas baseadas no perfil GR são importantes para a estimativa da presença de argilas, mas devemos tomar cuidado ao interpretar os perfis, devido às particularidades que podem se apresentar. Rochas arcoseanas, mineralizações atípicas e eventuais, além de rochas muito densas ou conglomeráticas podem levar a interpretações errôneas.

2.2.3 Perfis de porosidade

Os perfis descritos a seguir possuem aplicação na estimativa de porosidade. O perfil nêutron foi o primeiro utilizado para a estimativa da porosidade (Rider, 2002), mas, hoje em dia, o perfil sônico e de densidade são mais utilizados. As ferramentas dos perfis densidade e nêutrons, assim como o perfil GR, funcionam a partir de medições de raios gamas. Nos perfis densidade, ocorre o bombardeamento de radiação na formação, enquanto que no perfil GR, a radiação natural emitida pela formação é medida. Já a ferramenta do perfil sônico é baseada em propriedades elásticas e acústicas das rochas.

2.2.3.1 Perfil sônico

O perfil sônico mede o tempo que ondas compressoriais (ondas P) gastam para atravessar um determinado espaço na formação. A velocidade das ondas é dependente do meio que elas se propagam. Em meios sólidos, a velocidade é maior, do que em meio líquidos e gasosos. Por isso, quanto maior a porosidade, menor a velocidade da onda P. Essa característica faz o perfil sônico ser um bom indicador de porosidade das rochas. Na Figura 2.5, é apresentado um exemplo do perfil sônico para as principais rochas e minerais. Destaca-se que a unidade é $\mu\text{s}/\text{ft}$ (microsegundo por pé) e que o perfil é bastante sensível ao nível de compactação da rocha.

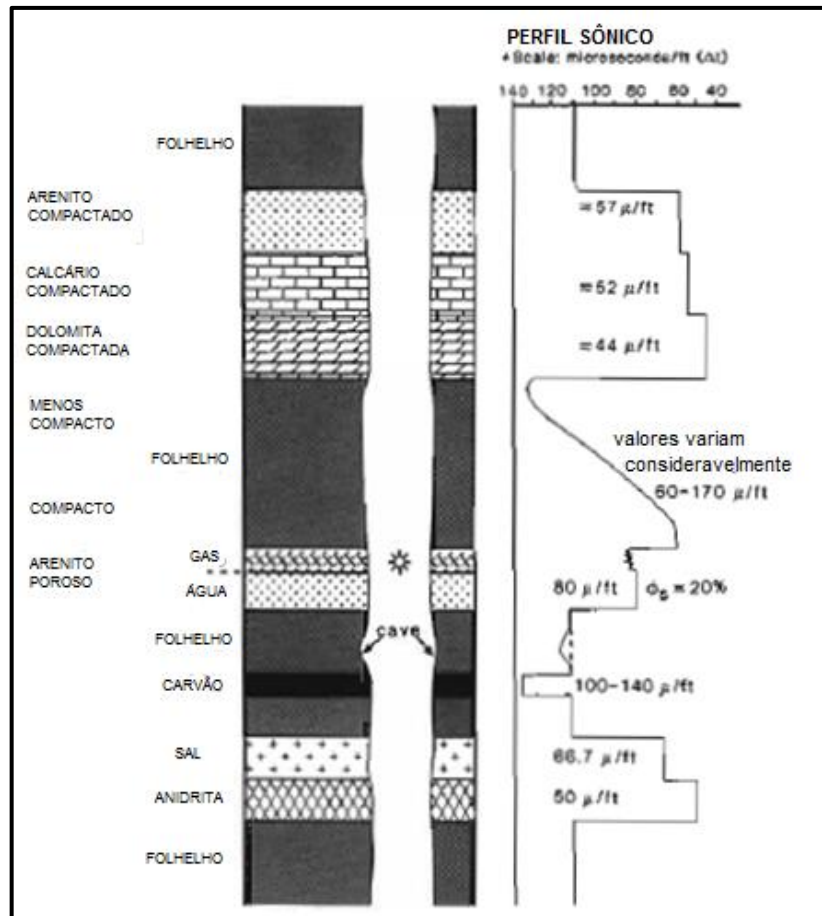


Figura 2-5: Resposta do Perfil Sônico para principais rochas e minerais. Modificado de Rider, (2002).

A ferramenta mais simples de medição de um perfil sônico consiste em um emissor de onda ultrassônica e dois receptores. O impulso é emitido e percorre as camadas do poço até atingir os dois receptores que ficam em posições fixas e pré-determinadas. As primeiras ondas a chegarem ao receptor são as ondas P (de pressão), seguidas das ondas S (cisalhantes). Como ondas também se propagam pelo metal do sensor, este possui ranhuras de modo a retardar a propagação destas ondas e não atrapalharem a medição (Nery, 1990).

As velocidades das ondas podem ser afetadas por desabamentos e as consequentes cavernas e rebocos, que geralmente afetam a centralização necessária para a medição. Por isto, as ferramentas possuem dois emissores, um superior e um inferior, podendo haver 2 ou 4 receptores. Esta ferramenta é denominada perfil sônico compensado pelo efeito do poço (BHC – *Bore Hole Compensated*). Neste caso, a medição final é a média aritmética das medidas nos dois transmissores. Na Figura 2.6, há o esquema de como é o BHC, em que T1 e T2

são os transmissores. R1, R2, R3 e R4 são os receptores e as setas indicam o caminho percorrido pela onda.

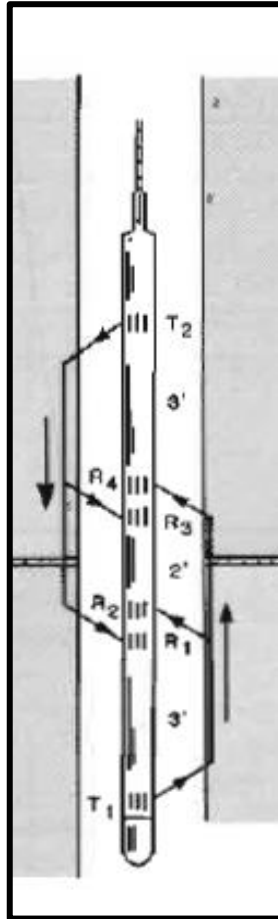


Figura 2-6: Esquema do BHC. Modificado de Rider, (2002).

As variações na matriz alteram significativamente os valores medidos pelo perfil sônico. Em um arenito compactado, a onda P terá maior velocidade e o intérprete tem que ser cuidadoso, para não aferir de que se trata de um efeito do fluido contido no espaço poroso.

Wyllie *et al.* (1958) e Söche (1996) ao estudarem a correlação que existe entre o tempo de trânsito e a porosidade, concluíram que o perfil sônico poderia ser utilizado como determinante de porosidade, chegando a seguinte equação:

$$\Delta t = (1 - \phi_e) \Delta t_m + \phi_e \Delta t_f, \quad (2.8)$$

em que ϕ_e é a porosidade efetiva, Δt_m é a vagarosidade sônica da matriz rochosa e Δt_f corresponde à vagarosidade sônica dos fluidos. Manipulando a equação 3.6, temos:

$$\phi_s = \frac{\Delta t - \Delta t_m}{\Delta t_f - \Delta t_m}, \quad (2.9)$$

no qual ϕ_s é a porosidade calculada a partir do perfil sônico. A presença de argila nas camadas permoporosas aumenta a quantidade de água, o que atenua a velocidade da onda P, aumentando o Δt registrado. Maiores detalhes das equações 3.6 e 3.7, bem como a correção para o efeito de argila citado, serão estudados mais adiante neste capítulo.

Wyllie *et al.* (1956) ao testarem as equações de Wyllie, verificaram que as rochas não compactadas possuem uma quantidade maior de água em relação à matriz, que atenua as ondas, causando estiramento das amplitudes o que diminui o tempo de trânsito (aumenta a vagarosidade sônica). Então, os autores propuseram uma correção para as rochas não-compactadas. Eles também consideraram que um arenito deve ser considerado como compacto se a vagarosidade da camada de folhelho adjacente for igual ou inferior a 100 $\mu\text{s}/\text{ft}$, então, para folhelhos com valores acima deste valor, deve-se aplicar a seguinte correção:

$$\phi_{s\text{ cor}} = \phi_s \times \frac{100}{c\Delta t_{sh}}, \quad (2.10)$$

no qual $\phi_{s\text{ cor}}$ é a porosidade corrigida, c é um fator que varia de acordo com a área, o ambiente e a formação, variando entre 0,8 e 1,2 (Nery, 2013). Onde os folhelhos possuam valores de vagarosidade inferiores a 100 $\mu\text{s}/\text{ft}$, a correção não deve ser efetuada, pois a camada já deve ser considerada como compactada.

O perfil sônico possui limitações, pois a lama de perfuração pode contaminar as medidas, especialmente de porosidade, por ser uma ferramenta de baixa penetração, limitando-se apenas a zona lavada do poço. Mesmo a ferramenta sendo simétrica, ainda pode ocorrer imprecisões nas medidas (Nery, 2003). O perfil sônico,

que no princípio era utilizado para apoiar estudos sísmicos, tem sido também utilizado para determinar a porosidade.

2.2.3.2 Perfil Nêutron

O perfil nêutron mede o índice de hidrogênio (HI) das formações rochosas, a partir do bombardeamento de radiação. Como o objetivo é, na prática, medir a quantidade de água da rocha, o perfil mede a porosidade de nêutrons a partir dos íons de hidrogênio presentes na água. Destaca-se que o perfil, muitas vezes, é calibrado para calcário. Na Figura 2.7, tem-se as respostas típicas do perfil nêutrons para as principais rochas e minerais. A porosidade no calcário é considerada zero por ser a calibração do perfil. A unidade utilizada é a porcentagem (%).

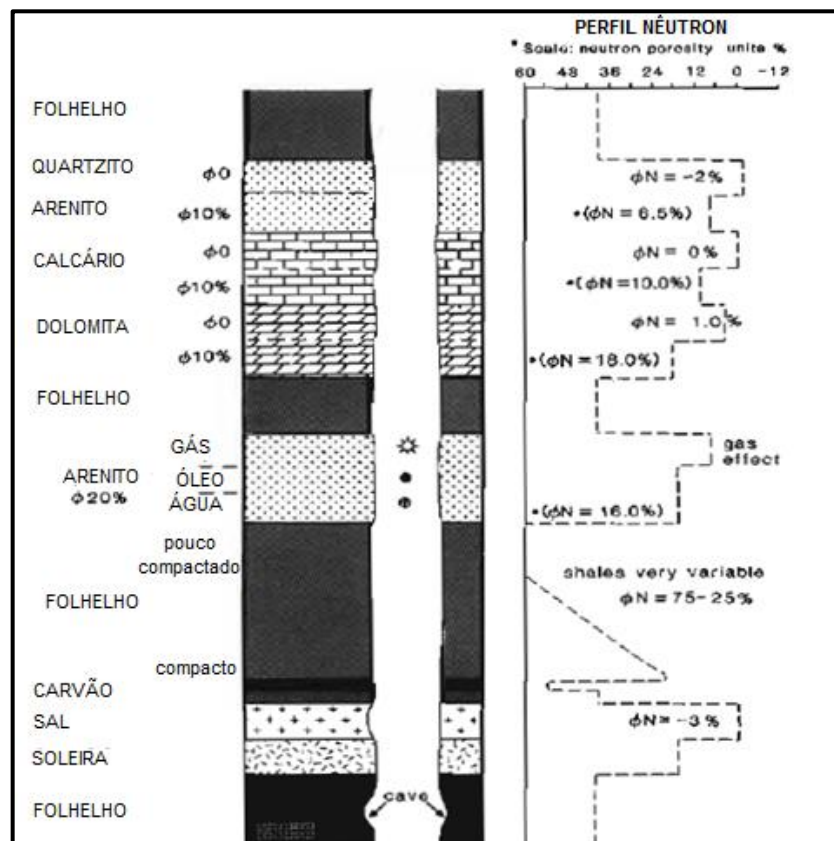


Figura 2-7: Resposta do Perfil de Nêutrons para principais rochas e minerais. Modificado de Rider, (2002).

Na Figura 2.7 pode-se destacar o efeito de hidrocarbonetos na leitura do perfil nêutron. O gás e o óleo, por possuírem hidrogênio em suas composições químicas, diminuem as medições de porosidade quando comparados com a leitura do perfil. Também destacamos que minerais e rochas que não contiverem hidrogênio, como o caso do sal e quartzo, podem fornecer medições menores do que a porosidade real.

Os nêutrons interagem com a matéria de três formas diferentes: por colisão inelástica, por colisão elástica e por absorção. Na colisão inelástica, o nêutron de alta velocidade colide com átomo, fazendo com que este ejeje um nêutron e fique excitado, liberando raios gamas. A colisão elástica acontece quando um nêutron lento colide com o núcleo, sofrendo desvio na rota e transferindo energia para o núcleo atingido. Na absorção, o nêutron é capturado pelo átomo, que fica excitado e emite raios gama. A Figura 2.8 mostra a representação das duas interações mais importantes: a inelástica e a captura.

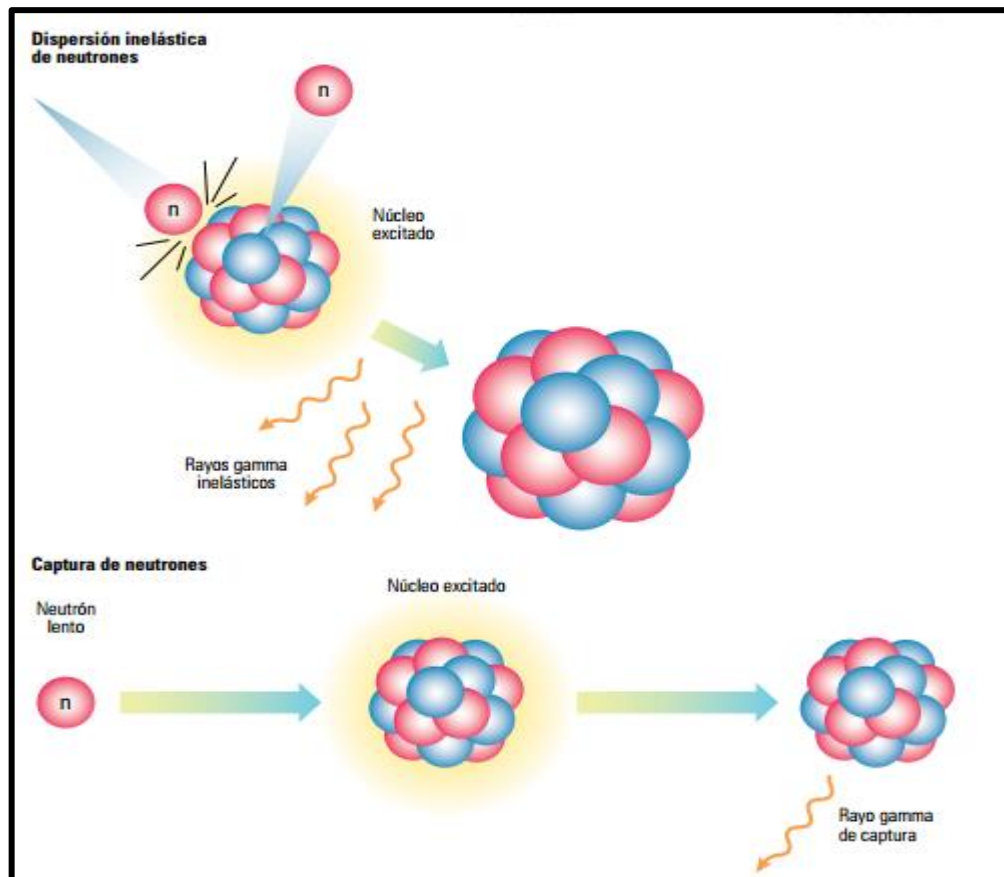


Figura 2-8: Esquema da dispersão inelástica de nêutrons e da captura. Em ambos os casos não há conservação da energia, por causa da excitação do núcleo. Extraído de Allioli et al. (2013).

O perfil nêutron é uma ferramenta muito utilizada para medir a porosidade. Este perfil é muito utilizado em conjunto com o perfil de densidade e costumam ter respostas diferentes, até mesmo opostas, para o mesmo fenômeno e são bons indicadores de zonas de gás, pois, neste caso a leitura do perfil de nêutrons aumenta, enquanto no perfil densidade diminui (Rider, 2002).

2.2.3.3 Perfil de Densidade

O perfil densidade registra a densidade efetiva da formação, isto é, leva em consideração não apenas a densidade da matriz, mas dos fluidos contidos nos poros. Rider (2002) cita o exemplo de um arenito sem porosidade que terá a densidade do grão de quartzo, $2,65 \text{ g/cm}^3$. Se este arenito possuir uma porosidade de 10%, completamente saturado de água, a densidade cairá para $2,49 \text{ g/cm}^3$, obedecendo a Lei das misturas. Na Figura 2.9, temos os valores típicos que o perfil registra, com variação da mesma litologia com diferentes porosidades. Também é possível verificar o efeito de cavernas e da saturação de óleo e gás nas leituras.

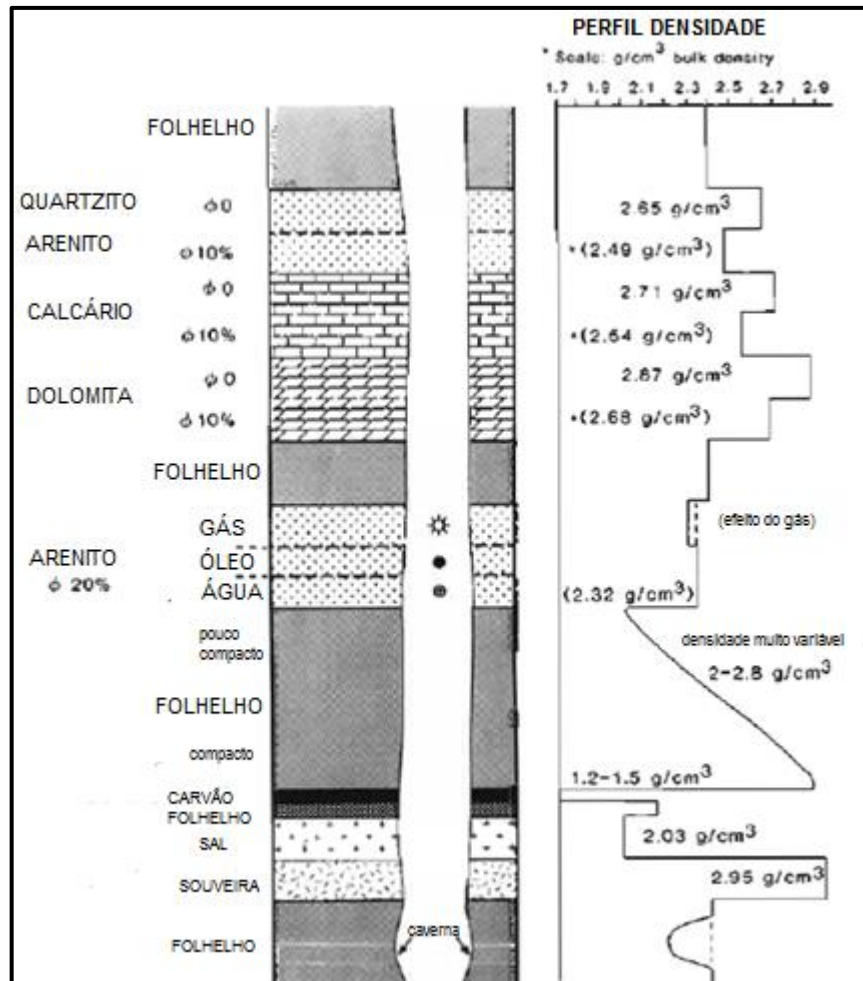


Figura 2-9: Respostas do perfil de densidade para as principais rochas e minerais. Os asteriscos (*) indicam porosidade de 10% com 100% de saturação de água pura com 1g/cm³ de densidade. Modificado de Rider, (2002).

A medição é realizada, assim como no Perfil Nêutron, através do bombardeamento da formação com raios gama. Como a densidade eletrônica da formação é medida através do Efeito Compton, deve-se ter cuidado que a fonte radioativa tenha energia maior que 75 MeV e menor que 1,02 MeV.

Quando ocorre o bombardeamento, os raios gamas interagem com a matéria, reduzindo cada vez mais sua energia. Essa diminuição da intensidade do feixe é medida pelos detectores. Logo, quanto maior for a densidade da formação, menor será a medição do receptor.

Tanto a lama de perfuração, quanto o reboco do poço atrapalham a medição, pois os argilominerais possuem carga positiva na sua membrana, o que aumenta o desvio dos raios gama e reduz as medidas realizadas pelos detectores (Nery, 2013).

A ferramenta de medição, compensada para o efeito de poço, possui uma fonte que aponta diretamente para a parede do poço onde ocorrerá o bombardeamento do feixe de raios gama. Para reduzir os efeitos, tanto a fonte quanto os dois receptores (perto e longe) ficam presos a um patim metálico que fica fixo na parede do poço.

A interpretação do perfil de densidades é análoga ao perfil sônico, com uma equação derivada da Lei das Misturas, porém possui uma precisão maior que o perfil sônico, por causa da menor contaminação da medição pela lama de perfuração e dos rebocos na parede do poço. A equação a seguir é a interpretação quantitativa do perfil (Nery, 1990):

$$\rho_b = (1 - \phi_{eD}) \rho_m + \phi_{eD} \rho_f, \quad (2.11)$$

em que ρ_b é a densidade efetiva da rocha a partir do perfil de densidade, $\rho_m = 2,65 \text{ g/cm}^3$ para arenito, $\rho_f = 1,0 \text{ g/cm}^3$ e ϕ_d a partir do perfil de densidade é a porosidade efetiva. Para calcularmos a porosidade efetiva, basta manipularmos a equação 3.8:

$$\phi_{eD} = \frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_f}, \quad (2.12)$$

Assim como o perfil sônico, a argilosidade afeta as medições de densidade, embora de maneira menos pronunciada. Adicionando a componente da argila, a equação 3.8 se torna:

$$\rho_b = (1 - \phi_e) \rho_m + V_{sh} \rho_{sh} + \phi_e \rho_f, \quad (2.13)$$

em que V_{sh} é a fração volumétrica das argilas e ρ_{sh} sua densidade. Isolando a porosidade, tem-se (Nery, 2013):

$$\phi_t = \frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_f} - V_{sh} \frac{\rho_{sh} - \rho_b}{\rho_{sh} - \rho_f}. \quad (2.14)$$

O perfil densidade não deve ser utilizado como indicador litológico, pois litologias diferentes podem apresentar valores de densidade próximos. Outra limitação é a lama de perfuração com baritina, mineral com densidade da ordem de $5,17 \text{ g/cm}^3$ (Nery, 2013), levando a uma grande contaminação dos resultados, uma vez que este valor é muito maior que os verificados nas rochas sedimentares de interesse na indústria do petróleo.

A argilosidade aumenta a densidade da matriz, pois se substituir o quartzo pode diminuir a leitura e aumenta se estiver no espaço poroso, o que pode levar a interpretações errôneas. Se o reboco ou o desmonoramento forem maiores que a abertura dos patins do aparelho, também haverá leituras erradas no perfil, uma vez que menos raios gamas irão atingir a rocha a ser analisada.

As leituras possivelmente incorretas podem ser corrigidas com a leitura de outros perfis, o que é o indicado no processamento de dados: cruzar os dados do máximo de perfis possíveis para uma estimacão mais precisa dos parâmetros petrofísicos da geologia do poço em estudo.

2.3 Modelos Petrofísicos

O modelo clássico de rocha é constituído de arcabouço, matriz (argila) e espaço poroso. Na Figura 2.10 encontra-se o modelo de camadas paralelas. De acordo com Wyllie *et al.* (1956) e Söche (1996), os componentes sólidos são formados por grãos minerais que constituem o arcabouço e a matriz sólida da rocha e os componentes fluidos são água, óleo ou gás.

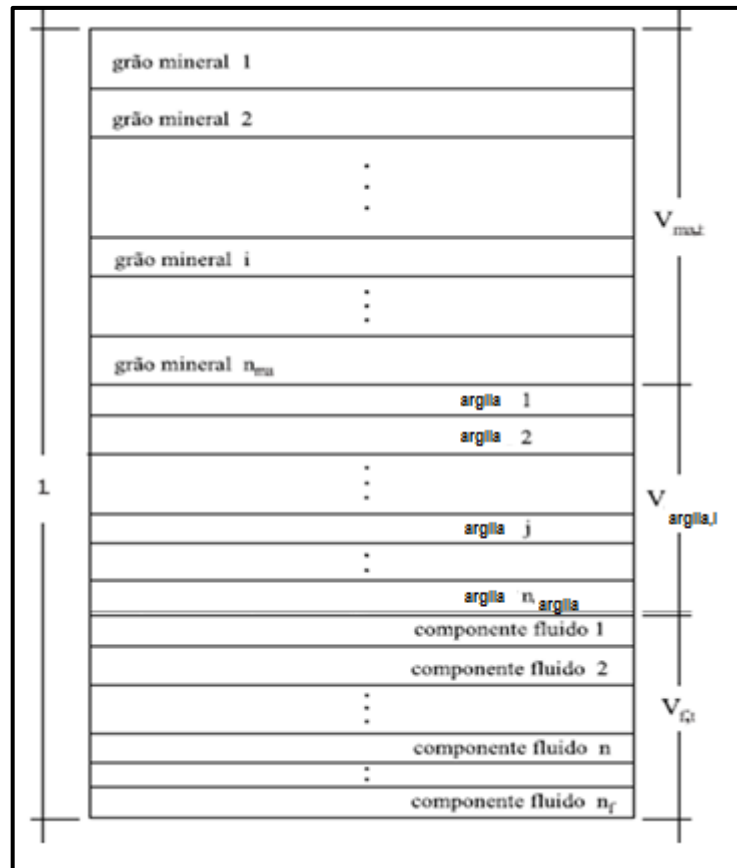


Figura 2-10: Esquema do modelo de camadas paralelas, com as componentes consideradas para o modelo petrofísico. Modificado de Magalhães & Martins (2012).

Obviamente, a rocha não possui apenas um mineral no arcabouço, um tipo de argilosidade. Por isso, o modelo considera todos os grãos minerais presentes do termo 1 ao n , constituindo o volume total da matriz; os argilominerais (do termo 1 ao n), totalizando o volume total de argilosidade, também considera as componentes fluidas (do termo 1 ao n), que correspondem ao espaço poroso.

2.3.1 Definições do Modelo petrofísico utilizado

O modelo petrofísico que descreve a variação das vagarosidades sônicas de rochas sedimentares clásticas leva em consideração a contribuição individual dos principais componentes sólidos e fluidos da rocha, seguindo o modelo ilustrado na Figura 5.1 (Schön, 1996). O modelo petrofísico é dado por (Schön, 1996):

$$\langle \Delta t \rangle = \langle \Delta t_{ma} \rangle + \langle \Delta t_{clay} \rangle + \langle \Delta t_f \rangle, \quad (2.15)$$

no qual $\langle \Delta t \rangle$ denota a vagarosidade sônica da rocha; $\langle \Delta t_{ma} \rangle$ a contribuição das vagarosidades sônicas do arcabouço; $\langle \Delta t_{clay} \rangle$ a contribuição das vagarosidades sônicas dos siltes e/ou argilas; $\langle \Delta t_{mo} \rangle$ a contribuição das vagarosidades sônicas das matérias orgânicas e $\langle \Delta t_f \rangle$ a contribuição das vagarosidades sônicas dos fluidos. Na equação (2.1), $\langle \Delta t_{ma} \rangle$ é dado por:

$$\langle \Delta t_{ma} \rangle = (1 - V_{clay,t} - \phi_e) \times \left[\frac{1}{V_{ma,T}} \sum_{i=1}^{n_{ma}} V_{ma,i} \Delta t_{ma,i} \right], \quad (2.16)$$

no qual ϕ_e denota a porosidade efetiva. Os parâmetros $V_{ma,i}$ e $\Delta t_{ma,i}$ são a fração volumétrica e vagarosidade sônica do i -ésimo termo da componente mineralógica. O de argila ($V_{clay,t}$) é expresso por:

$$V_{clay,t} = \sum_{j=1}^{n_{clay}} V_{clay,j}, \quad (2.17)$$

no qual $V_{clay,j}$ é a fração volumétrica do j -ésimo componente argiloso ($j = 1, 2, \dots, n_{clay}$). A contribuição total da média das vagarosidades sônicas das argilas e/ou siltes é:

$$\langle \Delta t_{clay} \rangle = \sum_{j=1}^{n_{clay}} V_{clay,j} \Delta t_{clay,j}, \quad (2.18)$$

A contribuição das vagarosidades sônicas dos fluidos nos espaços porosos é dada por:

$$\langle \Delta t_f \rangle = \phi_e \sum_{n=1}^{n_f} S_{f,n} \Delta t_{f,n}, \quad (2.19)$$

em que $S_{f,n}$ e $\Delta t_{f,n}$ denotam, respectivamente, a saturação e vagarosidade sônica do n -ésimo componente ($n = 1, 2, \dots, n_f$) do fluido contido no espaço poroso.

O modelo petrofísico na equação 2.15 permite calcular a vagarosidade sônica de rochas clásticas, mono- ou poli-mineralógicas, com mais de um fluido presente no

espaço poroso, diferentes tipos de argilominerais e matérias orgânicas. A seguir, temos modelos petrofísicos específicos para o estudo numérico da variação das vagarosidades sônicas em rochas sedimentares clásticas.

2.3.2 Especificações dos Modelos Petrofísicos

2.3.2.1 Arenitos limpos monominerálicos

Considerando um arenito limpo e com 100% de saturação de água, a equação 2.15 se reduz a:

$$\Delta t = (1 - \phi_t)\Delta t_{ma} + \phi_t\Delta t_w, \quad (2.20)$$

no qual Δt_{ma} é a vagarosidade sônica dos grãos da rocha e Δt_w é a vagarosidade sônica da água contida nos poros. Manipulando a equação 2.20, é possível calcular a porosidade a partir do perfil sônico (ϕ_s):

$$\phi_s = \frac{\Delta t_{ma} - \Delta t_w}{\Delta t_{ma} - \Delta t_p}, \quad (2.21)$$

no qual o valor da vagarosidade sônica da água contida no espaço poroso adotado é $\Delta t_w = 185.00 \mu\text{s}/\text{ft}$ (pois este valor é dependente da salinidade, da temperatura e da pressão) e Δt_p é o valor registrado no perfil.

Quando duas fases fluidas estão presentes (água e óleo), o modelo petrofísico é:

$$\Delta t = (1 - \phi_t)\Delta t_{ma} + \phi_t(S_w\Delta t_w + S_o\Delta t_o), \quad (2.22)$$

na qual Δt_{ma} é a vagarosidade sônica do grão no arcabouço da rocha, a saturação de óleo é $S_o = 1 - S_w$ e a vagarosidade sônica do óleo adotado é $\Delta t_o = 234,46 \mu\text{s}/\text{ft}$.

2.3.2.2 Arenitos argilosos monominerálicos

No caso de um arenito argiloso, sem matéria orgânica e com 100% de saturação de água, tem-se:

$$\Delta t = (1 - V_{\text{clay}} - \phi_e)\Delta t_{\text{ma}} + V_{\text{clay}}\Delta t_{\text{clay}} + \phi_e\Delta t_w. \quad (2.23)$$

Como a argila obstrui as interconexões dos poros, considera-se a porosidade efetiva ϕ_e , em vez da porosidade total ϕ_t (Dewan, 1983).

A porosidade efetiva, no modelo com arenito argiloso, pode ser expressa como:

$$\phi_e = \phi_t - V_{\text{clay}} \frac{\Delta t_{\text{ma}} - \Delta t_{\text{clay}}}{\Delta t_{\text{ma}} - \Delta t_w}. \quad (2.24)$$

Adicionando uma fase fluida ao modelo, a equação 2.24 se torna:

$$\Delta t = (1 - V_{\text{clay}} - \phi_e)\Delta t_{\text{ma}} + V_{\text{clay}}\Delta t_{\text{clay}} + \phi_e(S_w\Delta t_w + S_o\Delta t_o). \quad (2.25)$$

2.3.2.3 Arenitos limpos bimineralálicos

Para um arenito limpo bi-minerálico, o modelo petrofísico requer a descrição dos dois grãos minerais no arcabouço. Então, uma litologia composta por quartzo e feldspato. Neste caso, tem-se:

$$\Delta t = (1 - \phi_t) \frac{V_{\text{qtz}}\Delta t_{\text{qtz}} + V_{\text{feld}}\Delta t_{\text{feld}}}{V_{\text{qtz}} + V_{\text{feld}}} + \phi_t S_w \Delta t_w, \quad (2.26)$$

no qual $\Delta t_{\text{qtz}} = 55,50 \mu\text{s/ft}$ e $\Delta t_{\text{feld}} = 69,00 \mu\text{s/ft}$. Consideramos a rocha 100% saturada de água. Assumindo ϕ_t como a porosidade total; V_{qtz} e V_{feld} são as frações volumétricas de quartzo e feldspato, respectivamente. Considerando o arenito bimineralálico saturado com água e óleo, o modelo é:

$$\Delta t = (1 - \phi_t) \frac{V_{qtz} \Delta t_{qtz} + V_{feld} \Delta t_{feld}}{V_{qtz} + V_{feld}} + \phi_t (S_w \Delta t_w + S_o \Delta t_o), \quad (2.27)$$

em que $S_o = 1 - S_w$.

2.3.2.4 Arenitos argilosos bimineralicos

O modelo especificado para as vagarosidades sônicas de um arenito bimineralico, contendo quartzo e feldspato, com argila preenchendo uma fração da matriz é:

$$\Delta t = (1 - V_{clay} - \phi_e) \frac{V_{qtz} \Delta t_{qtz} + V_{feld} \Delta t_{feld}}{V_{qtz} + V_{feld}} + V_{clay} \Delta t_{clay} + \phi_e S_w \Delta t_w. \quad (2.28)$$

Incorporando o óleo como uma fase adicional presente na rocha, em que $S_o = 1 - S_w$ e V_{clay} é a fração volumétrica das argilas, escreve-se:

$$\Delta t = (1 - V_{clay} - \phi_e) \frac{V_{qtz} \Delta t_{qtz} + V_{feld} \Delta t_{feld}}{V_{qtz} + V_{feld}} + V_{clay} \Delta t_{clay} + \phi_e (S_w \Delta t_w + S_o \Delta t_o). \quad (2.29)$$

2.3.3 Modelos empíricos

Gardner *et al.* (1974) propôs uma relação empírica que relaciona velocidade e densidade:

$$\rho = \alpha V_p^\beta, \quad (2.30)$$

em que ρ denota a densidade, em g/cm³ e V_p corresponde à velocidade da onda P, em ft/s, α e β são parâmetros que se ajustam de acordo com a litologia. Os autores ajustaram para dolomita os valores de $\alpha = 0,23$ e $\beta = 0,25$, fazendo a equação 2.30 evoluir para:

$$\rho = 0,23 V_p^{1/4}. \quad (2.31)$$

Como o interesse é estudar as velocidades das ondas P, para poder comparar com o perfil sônico, a relação passa a ser:

$$V_p = 357,35 \rho^4. \quad (2.32)$$

Esta relação foi proposta a partir de diversas análises de testemunho em laboratório. A relação proposta acima é indicada para rochas sedimentares saturadas, excluindo o sal. Na Figura 2.11, tem-se as relações empíricas de velocidade versus densidade de rochas sedimentares. No entanto, o trabalho leva em consideração que, apesar de diversas situações reais foram reproduzidas em laboratório com sucesso, mudanças de litologia e situações mais incomuns não puderam ser verificadas.

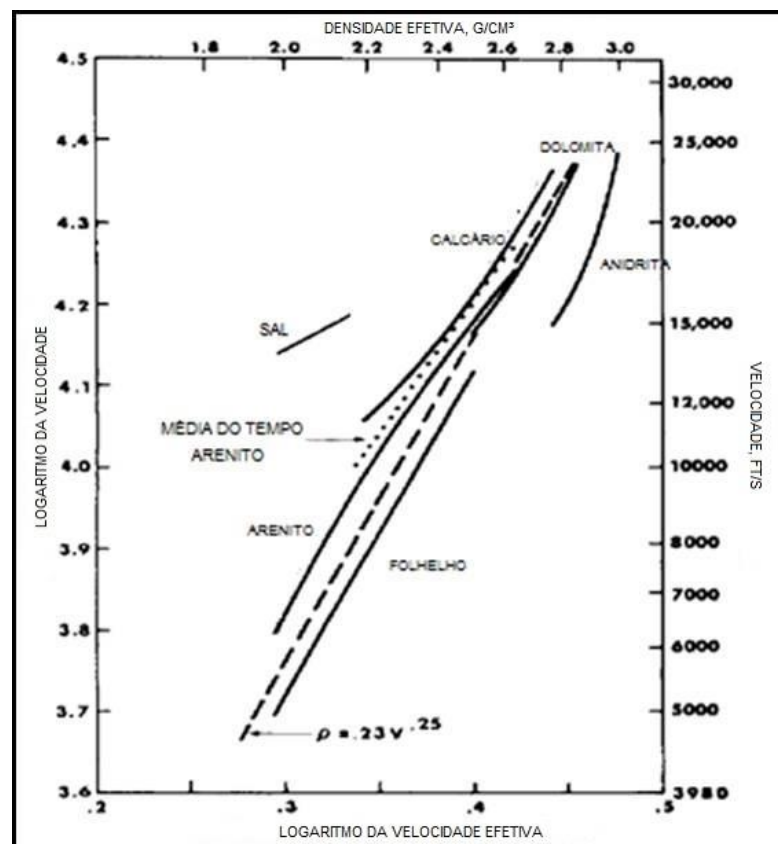


Figura 2-11: Relações de velocidade por porosidade de rochas sedimentares. Modificado de Gardner et al. (1974)

Castagna & Backus, (1993) expandiram o trabalho de Gardner para outras litologias e os resultados seguem na Tabela 2.1. Diferentemente do trabalho original, os autores consideraram a velocidade da onda P em km/s, então correções são necessárias para comparar com os dados em $\mu\text{s}/\text{ft}$.

Tabela 2-1: Parâmetros da Equação para diferentes litologias

<i>Tipo de Rocha</i>	α	β	V_p
<i>Arenito</i>	1,66	0,261	1,5 – 6,0
<i>Calcário</i>	1,50	0,225	3,5 – 6,4
<i>Dolomita</i>	1,74	0,252	4,5 – 7,1
<i>Anidrito</i>	2,19	0,160	4,6 – 7,4
<i>Folhelho</i>	1,75	0,265	1,5 – 5,0

Adaptando a equação 2.32 para o ajuste com arenito, tem-se:

$$\rho = 1,66 V_p^{0,261}. \quad (2.33)$$

E para o ajuste com calcário, tem-se:

$$\rho = 1,50 V_p^{0,225}. \quad (2.34)$$

Entretanto, conforme já citado, a velocidade neste trabalho é computada em m/s. Para efeitos de comparação com a equação de Gardner, deve-se realizar a adaptação dos valores para $\mu\text{s}/\text{ft}$.

2.4 Inversão Mineralógica

O modelo clássico de rocha, constituído de arcabouço, argilosidade e componentes fluidos, é representativo da composição mineralógica das rochas dos poços do Campo de Namorado que são utilizados neste trabalho: NA01 e RJS0019.

Ao assumir que todos os poros da rocha são preenchidos por fluidos, tem-se a equação 2.36:

$$V_{qtz} + V_{feld} + V_{cal} + V_{clay} + V_f = 1. \quad (2.35)$$

De acordo com a Lei das Misturas, em um sistema multi-dimensional, cada componente contribui volumetricamente para as propriedades da mistura como um todo, proporcionalmente ao produto da fração volumétrica pela propriedade física correspondente (Dewan, 1983). Então, para cada propriedade petrofísica registrada nos perfis dos poços, pode-se escrever as seguintes equações, de 2.36 a 2.40:

$$\rho_{B_i} = \rho_{qtz}V_{qtz} + \rho_{feld}V_{feld} + \rho_{cal}V_{cal} + \rho_{clay}V_{clay} + \rho_fV_f, \quad (2.36)$$

$$\phi_{N_i} = \phi_{N_{qtz}}V_{qtz} + \phi_{N_{feld}}V_{feld} + \phi_{N_{cal}}V_{cal} + \phi_{N_{clay}}V_{clay} + \phi_{N_f}V_f, \quad (2.37)$$

$$GR_i = GR_{qtz}V_{qtz} + GR_{feld}V_{feld} + GR_{cal}V_{cal} + GR_{clay}V_{clay} + GR_fV_f. \quad (2.38)$$

$$\Delta t_{p_i} = \Delta t_{p_{qtz}}V_{qtz} + \Delta t_{p_{feld}}V_{feld} + \Delta t_{p_{cal}}V_{cal} + \Delta t_{p_{clay}}V_{clay} + \Delta t_{p_f}V_f, \quad (2.39)$$

$$1 = V_{qtz} + V_{feld} + V_{cal} + V_{clay} + V_f, \quad (2.40)$$

no qual V_{qtz} (fração volumétrica de quartzo), V_{feld} (fração volumétrica de K-feldspato), V_{cal} (fração volumétrica de calcita), V_{clay} (fração volumétrica das argilas) e V_f (fração volumétrica dos fluidos), são as incógnitas a serem determinadas. RHO_{B_i} , ϕ_{N_i} , GR_i e Δt_{p_i} são os registros do poço, verificados na profundidade i do perfil. As respostas médias de cada componente da rocha estão representadas na Tabela 2.1, a seguir:

Tabela 2-1: Propriedades físicas dos constituintes da rocha. Fonte: Schlumberger, (2009).

<i>Componente da Rocha</i>	Δt_p ($\mu s/ft$)	<i>Rho</i> (g/cm^3)	<i>GR</i> (Unidades API)	ϕ_n (%)
<i>Fluido (f)</i>	185,00	1,10	0,00	100,00
<i>Quartzo (qtz)</i>	55,50	2,65	1,00	-1,80
<i>K-Feldspato (feld)</i>	69,00	2,54	171,00	-0,60
<i>Calcita (calc)</i>	48,10	2,71	12,00	0,20
<i>Argila (clay)</i>	86,00	2,54	76,00	29,00

De acordo, com a metodologia de Borges & Martins (2011), pode-se escrever as equações de (2.37) a (2.41) em notação matricial, temos:

$$\begin{pmatrix} \rho_{qtz} & \rho_{feld} & \rho_{calc} & \rho_{clay} & \rho_f \\ \phi_{N_{qtz}} & \phi_{N_{feld}} & \phi_{N_{calc}} & \phi_{N_{clay}} & \phi_{N_f} \\ \Delta t_{p_{qtz}} & \Delta t_{p_{feld}} & \Delta t_{p_{calc}} & \Delta t_{p_{clay}} & \Delta t_{p_f} \\ GR_{qtz} & GR_{feld} & GR_{calc} & GR_{clay} & GR_f \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} V_{qtz} \\ V_{feld} \\ V_{calc} \\ V_{clay} \\ V_f \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \rho_{B_i} \\ \phi_{N_i} \\ GR_i \\ \Delta t_{p_i} \\ 1 \end{pmatrix}. \quad (2.41)$$

A equação 2.41 pode ser reescrita como:

$$A \times X = Y. \quad (2.42)$$

A matriz A corresponde as propriedades petrofísicas; o vetor X, que representa o vetor de modelagem direta e corresponde às frações volumétricas a serem calculadas para cada profundidade i no intervalo de 3025 a 3125 dos dois poços e o vetor Y corresponde às medições dos perfis. Como desejamos calcular as frações volumétricas, representadas na equação 2.43 pela matriz X, então:

$$X = A^{-1} \times Y. \quad (2.43)$$

A equação (2.35) é suficiente para limitar que a Inversão Mineralógica forneça volumes que não ultrapassem o total de 100%, e também que o sistema apresente solução trivial. No entanto, o modelo matemático não impede que volumes negativos sejam obtidos, o que é fisicamente impossível. Para lidar com o problema, utilizamos o método de Mínimos Quadrados Não-Nulos (NNLS – *Non-negative least squares*), de acordo com Lawson & Hanson (1974), que impede valores negativos sejam obtidos.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 A Bacia de Campos

A Bacia de Campos está localizada entre o litoral norte do Rio de Janeiro e o sul do Espírito Santo, limitada a norte pelo Arco de Vitória e a sul pelo Arco de Cabo Frio (Winter *et al.* 2007). Possui uma área de 100 mil km², sendo 500 km² de área emersa e atinge até 3400m de profundidade na costa. É a mais produtiva das bacias brasileiras, com cerca de 2000 poços perfurados em 60 campos. Na Figura 3.1, é mostrada a localização da Bacia.

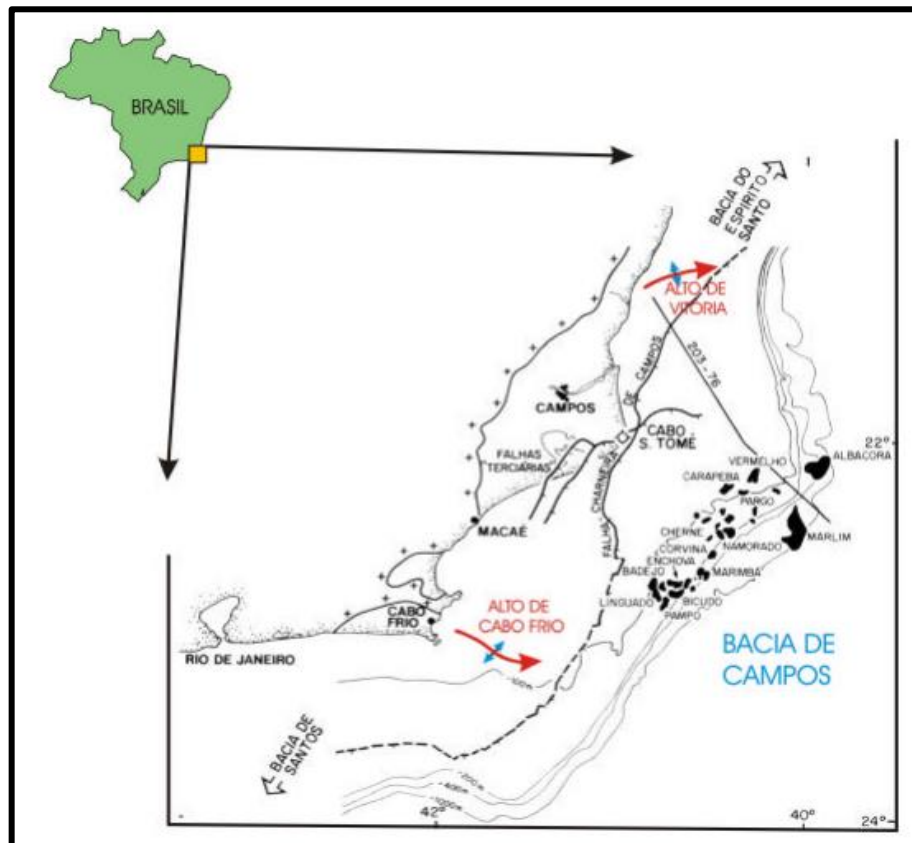


Figura 3-1: Localização da Bacia de Campos. Modificado de (Dias et al, 1990), segundo Cruz, (2003)

A Bacia de Campos foi preenchida por uma sequência vulcano-sedimentar na base, oriunda de tectônica rifte, capeada por evaporitos e coberta por um grande pacote de rochas carbonáticas, depositadas durante o processo de abertura do Oceano Atlântico.

A interligação das rochas geradoras e reservatórios após a camada de evaporitos se deu graças a grandes eventos tectônicos associados à fase rifte e à movimentação adiastrófica relacionada à deposição do sal. Segundo Dias *et al.* (1990), a migração é possível graças a janelas. Na figura 3.2, encontra-se a carta estratigráfica da Bacia de Campos.

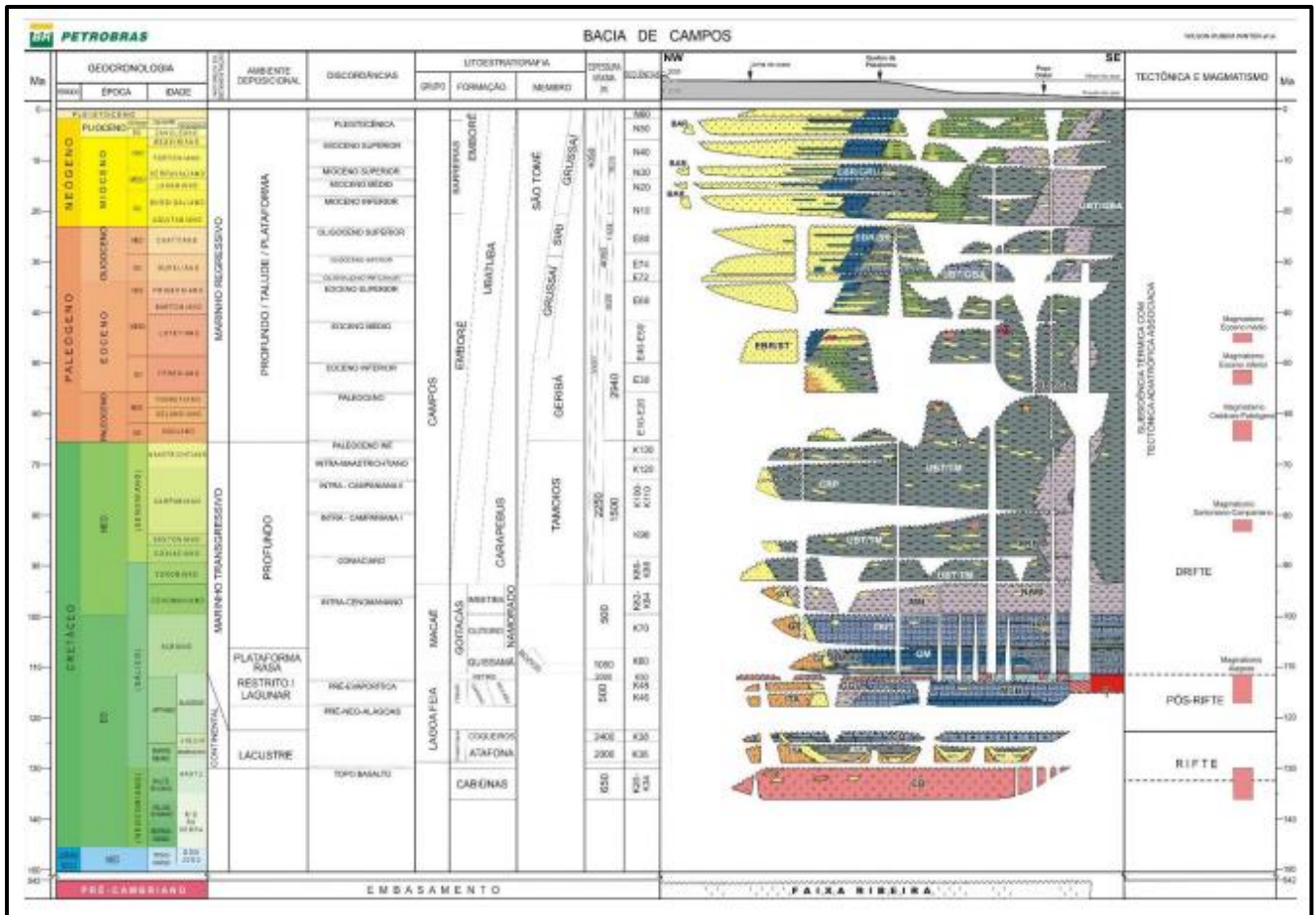


Figura 3-2: Carta Estratigráfica da Bacia de Campos. Modificado de Winter et al. (2007).

3.2 Campo de Namorado

O Campo de Namorado foi descoberto em 1975 (Figura 3.3), com a perfuração do poço 1-RJS0019. O reservatório descoberto pertence à Formação Macaé que foi alocado graças a um alto estrutural na parte superior a uma espessa camada evaporítica (Schaller, 1973). A maior parte dos reservatórios deste campo pertencem ao Grupo Macaé (Winter et al. 2007), que de acordo com Chang et al. (1992), o ambiente deposicional é predominantemente transgressional.

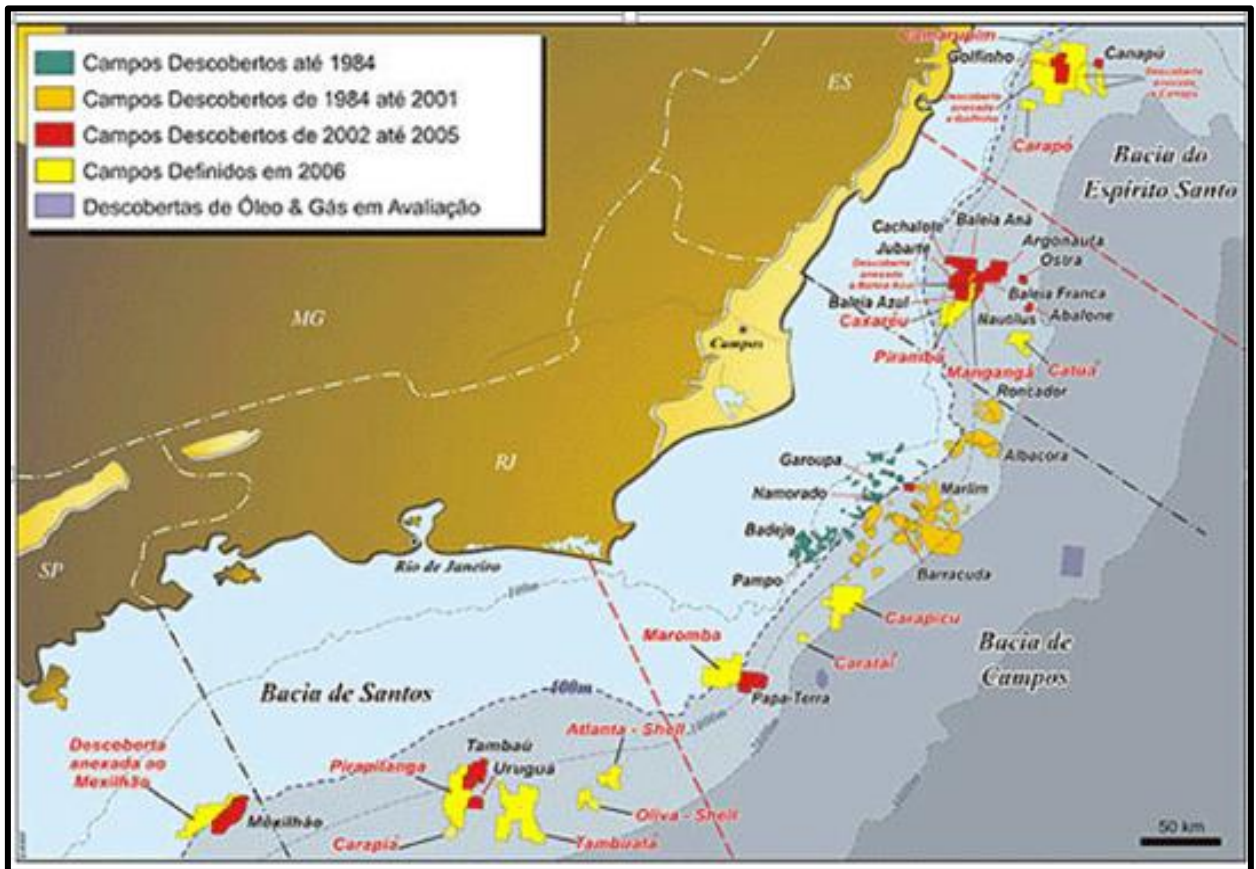


Figura 3-3: Localização do Campo de Namorado entre os campos descobertos até 1984. Extraído de www.anp.gov.br

Como podemos ver na Figura 3.3, o Campo de Namorado é um dos campos descobertos mais antigos e representou uma inovação na exploração, uma vez que se realizou a primeira perfuração em arenito arcoseano.

A sedimentação foi iniciada no final do Albiano e finalizada no Santoniano, sendo composta por uma sequência de sedimentos clásticos de caráter transgressivo. Também possui como limite basal a Formação Macaé de idade Albiana.

3.2.1 Grupo Macaé

A megassequência de deposição marinha pós-rife e drifte corresponde a Formação Macaé (Schaller, 1982), que como já citado, é atualmente denominada de Grupo Macaé. A formação é constituída de carbonatos de águas rasas, de idade Albiana,

na porção inferior e sedimentos clásticos (arenitos, conglomerados, folhelhos e margas) de idade Albiana e Cenomaniana na porção superior, que representam o ápice da transgressão marinha (Barboza, 2005).

3.3 Dados

Os perfis geofísicos utilizados são dos poços NA01 e RJS0019 localizados no Campo de Namorado, na Bacia de Campos. Na Figura 3.4, tem-se localização dos dois poços na porção central do mapa estrutural do Campo de Namorado.

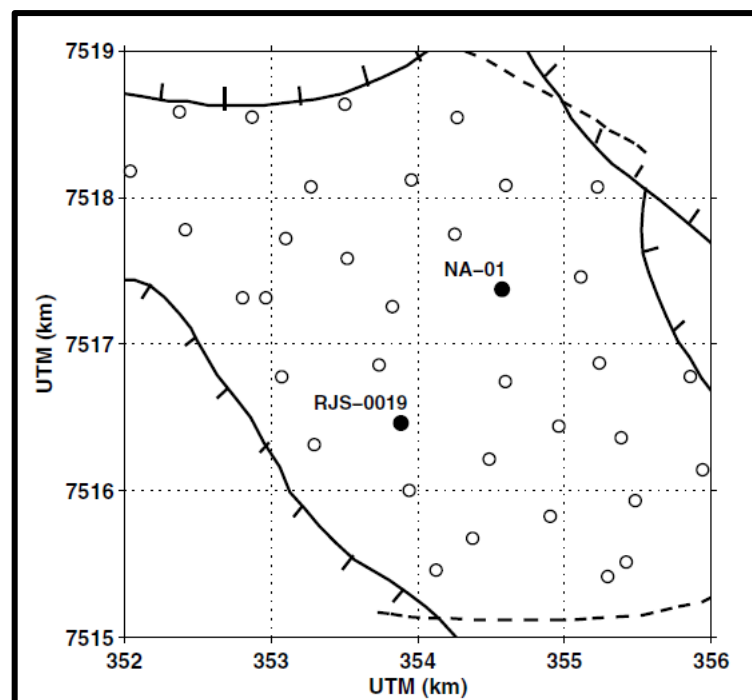


Figura 3-4: Localização dos Poços NA01 e RJS0019 (círculos negros) no mapa estrutural do Campo de Namorado. Os círculos são outros poços do Campo. Extraído de Garcia et al. (2014).

O intervalo de estudo é entre 3025 e 3125m para ambos os poços. As colunas do poço NA01 (coluna A), e do poço RJS0019 (coluna B) são mostradas na Figura 3.5, com o intervalo de estudo destacado em vermelho. Na coluna A, pode-se verificar a predominância de arenitos, com os intervalos de marga abaixo de 3100m. Já para a coluna B, diferentemente do anterior, pode-se notar a predominância de marga, com um pacote de arenito entre 3050 e 3100 m.

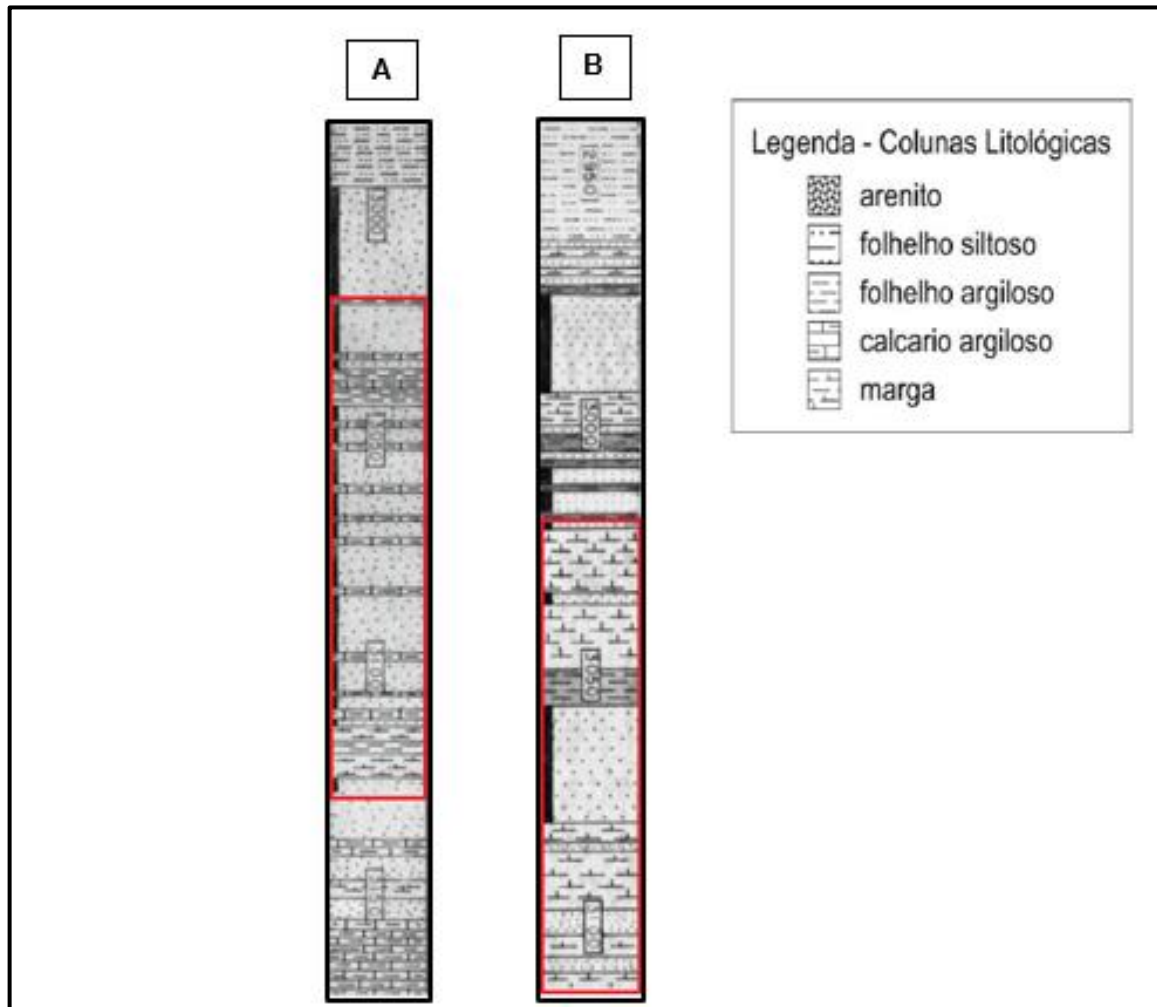


Figura 3-5: Colunas litológicas dos Poços NA01 e RJS0019. Modificado de Garcia et al. (2014).

3.3.1 Perfis de Poços

No poço NA01, as respostas dos perfis geofísicos de densidade (RHOB, em g/cm^3), nêutron (ϕ_N , em %), raios gama (GR, em API) e vagarosidade sônica (Δt_p , em $\mu\text{s/ft}$) são apresentados na Figura 3.6.

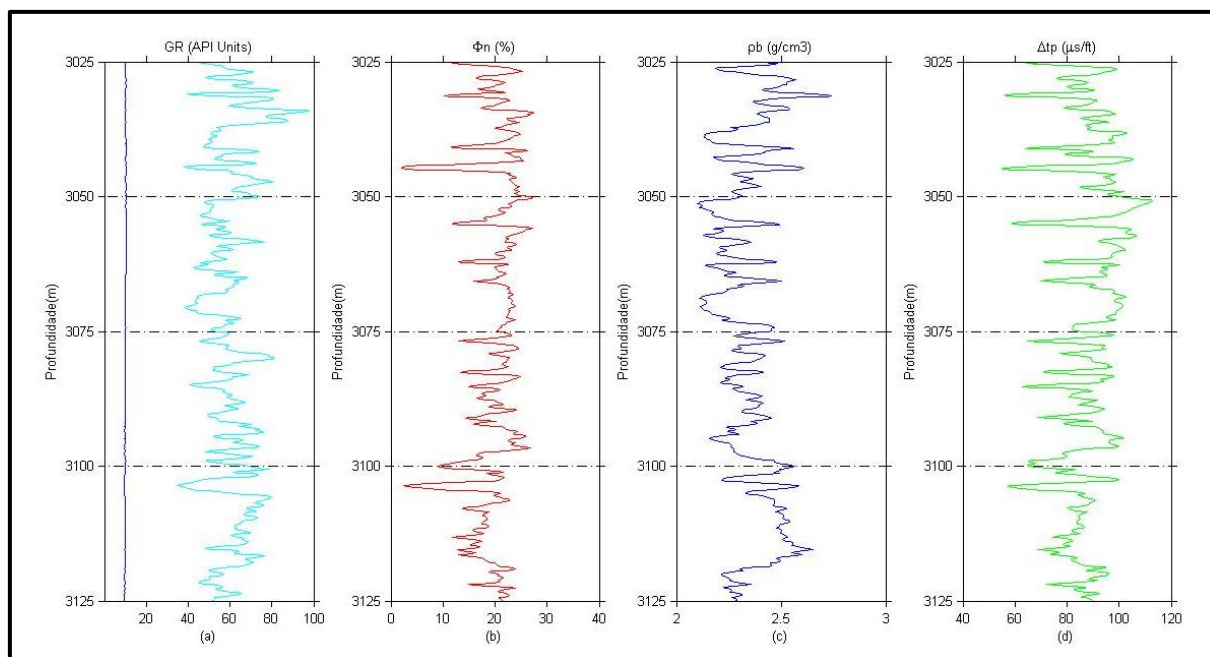


Figura 3-6: Reposta dos perfis do poço NA01, (a) corresponde ao perfil raio gama (GR), (b) ao perfil nêutron (ϕ_N), (c) ao perfil densidade (RHOB) e (d) ao perfil sônico (Δt_p).

O perfil sônico apresenta valores elevados em quase toda a extensão do poço, o que pode indicar a presença de hidrocarbonetos e/ou rochas pouco consolidadas. Entretanto, tal interpretação deve levar em consideração que a ferramenta de medição também mede a velocidade da onda P que atravessa a lama de perfuração, não necessariamente sendo hidrocarbonetos.

Segundo Rider (2002), um arenito com porosidade de 10% apresenta densidade de $2,49 \text{ g/cm}^3$, enquanto que um arenito com porosidade de 20% saturado de água ou óleo apresenta uma densidade de $2,32 \text{ g/cm}^2$. Ou seja, o aumento de porosidade diminui a densidade.

O perfil nêutron (correspondente ao painel (b) da Figura 3.6), apresenta valores baixos, tanto para arenitos quanto para calcários. Os valores mais baixos das medições devem ser associados a carbonatos com alguma porosidade.

O perfil de *Gamma Ray* possui valores muito altos para um pacote de arenito, o que deve ser associado ao feldspato potássico presente na rocha do reservatório (Cruz, 2003).

Para o poço RJS0019, no mesmo intervalo do poço NA01, as respostas dos perfis geofísicos para densidade, porosidade de nêutrons, raios gama e vagariedade sônica encontram-se representados na Figura 3.6.

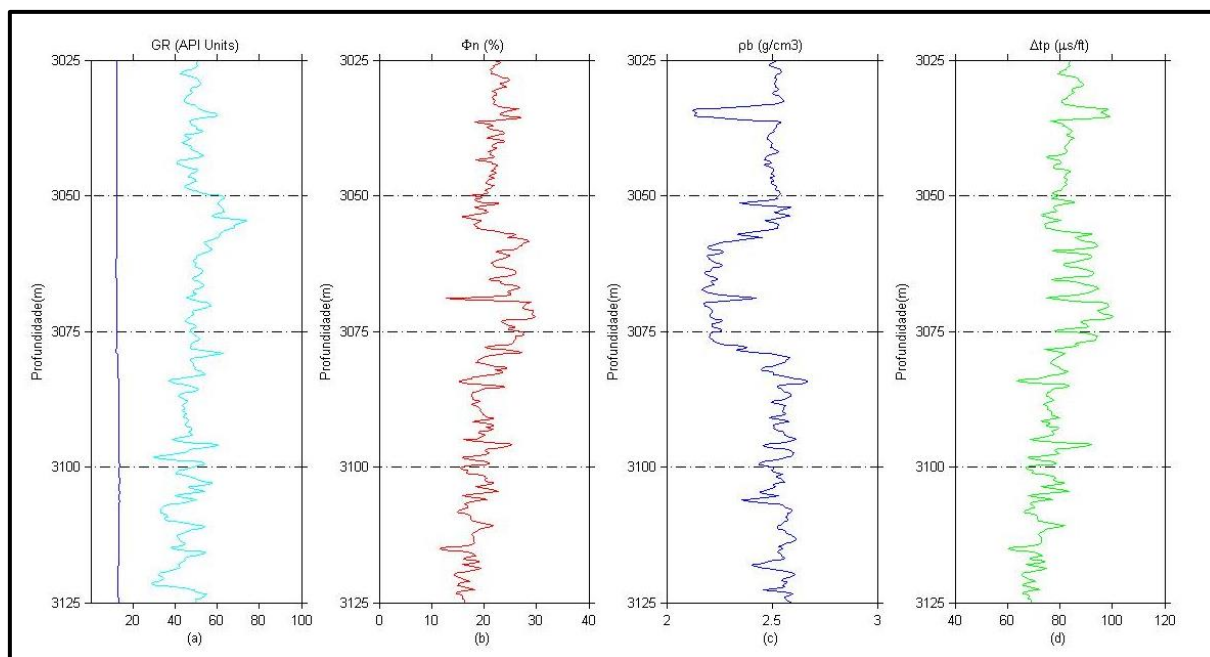


Figura 3-7: Reposta dos perfis do poço RJS0019. Em (a) é o raio gama (GR), em (b) é a porosidade de nêutrons (ϕ_N), em (c) a densidade efetiva (RHOB) e em (d) sendo a vagarosidade sônica Δt_p .

O perfil de GR (Figura 3.6a) apresenta valores mais baixos do que em relação ao poço NA01. Como a maior parte das rochas no intervalo analisado são carbonatos, o esperado era que os valores do perfil fossem baixos. Entretanto como a rocha predominante é marga, a argilosidade aumenta os registros do perfil.

Na Figura 3.6b, temos o perfil de nêutron que apresenta valores médios maiores que o do poço NA01, e possui uma variação menor, indicando que este intervalo tem uma variação de litologia menor, sendo esperada margas (que por serem argilosas, alterarão as medidas de porosidade devido à presença de H^+ dos argilominerais). No entanto, o perfil nêutron não é mais indicado para realizar a caracterização litológica.

O perfil densidade, Figura 3.6c, também mostra valores razoavelmente constantes, que pode ser de um pacote de arenito saturado com hidrocarboneto. O perfil sônico apresenta valores inferiores aos do poço NA01, o que pode indicar que o poço é menos poroso e, por isso, sua saturação poderia ser menor.

O perfil sônico, presente na Figura 3.6d, em comparação com o poço NA01, apresenta medições menores e menos picos no intervalo estudado. Isto pode ser explicado pela menor variação de litologia no poço e menor porosidade do poço.

4 METODOLOGIA

Os dados dos perfis disponíveis são: Caliper (CAL), Vagarosidade sônica (Δt_p), raio gama (RG), porosidade de Nêutrons (ϕ_n), densidade (RHOB) e resistividade (ILD). Neste trabalho, os dados de Resistividade não foram considerados, devido ao grande volume de argila influenciar nas medições deste perfil, à dificuldade de obter os dados, à grande variação que os dados apresentam e aos valores de resistividade dos minerais serem superiores à capacidade do *software* e dos mínimos quadrados. Além disso, foi considerado que os perfis utilizados eram suficientes para os cálculos.

Os perfis foram interpretados e comparados com a coluna litológica dos poços. Esta etapa é importante para verificar a confiabilidade do método da inversão mineralógica, etapa fundamental para a modelo petrofísico proposto.

Utilizando o *software* MATLAB, realizou-se a inversão mineralógica a partir do cálculo matricial. Para os Mínimos Quadrados Não-Nulos (NNLS – *Non-negative least squares*), sujeito a condição:

$$\min_x \|A \cdot X - Y\|_2^2, \text{ onde } X \geq 0. \quad (4.1)$$

Ou seja, a condição impede que os valores do vetor X sejam negativos. No *script*, utilizou-se a função *lsqnonneg*, para calcular as frações volumétricas dos componentes da rocha em cada profundidade

A modelagem numérica foi realizada para se verificar a robustez do modelo. Nesta etapa, ainda não se utilizou as frações volumétricas. Os intervalos dos parâmetros (arcabouço, porosidade, saturação e matriz) foram estipulados de forma arbitrária, para análise do comportamento da vagarosidade em diversos cenários.

No primeiro modelo numérico, para um arenito monominerálico e limpo, a saturação de fluidos bem como a porosidade foram variados, para verificar o comportamento da vagarosidade sônica; no segundo, um arenito limpo e monominerálico, a vagarosidade sônica do arcabouço foi variada, assim como a porosidade. A saturação foi considerada como 100% saturado de água ou 75% saturado de óleo e 25% de água. O terceiro modelo tem os mesmos parâmetros do

anterior, mas com a adição de argilosidade (nos poros) de 10% de V_{clay} . Os quarto e quinto modelos incorporam arenitos bimineralizados, com quartzo e feldspato como minerais predominantes do arcabouço, sendo a porosidade variada em ambos os casos. Enquanto que, no quarto modelo o volume de argila nos poros é fixado em $V_{\text{clay}} = 30\%$, no quinto a argilosidade é estimada.

Com as frações volumétricas calculadas e com os valores de tempo de trânsito adotados para os minerais e para o fluido (vide Tabela 4.1), pode-se calcular os parâmetros do modelo petrofísico. O modelo empírico proposto por Gardner *et. al* (1974) foi testado, assim como o ajuste para arenito e calcário proposto por Castagna & Backus, (1993), para ser comparado com o modelo petrofísico. Medidas estatísticas: valor máximo, mínimo, média, desvio padrão e variância foram considerados, bem como os erros relativos médios, tanto para o modelo petrofísico, quanto para os empíricos. O fluxograma utilizado da Figura 4.1, resume as etapas da metodologia.

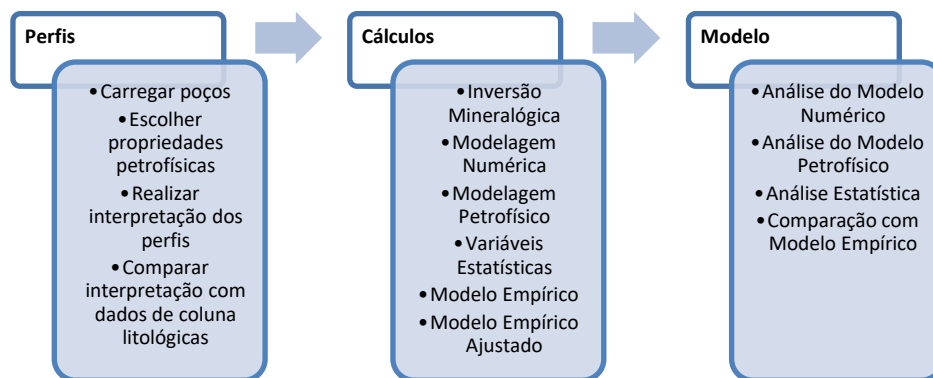


Figura 4-1: Fluxograma adotado no trabalho.

4.1 Inversão Mineralógica

Como o perfil sônico é utilizado na inversão mineralógica, para, posteriormente, ser estimado no modelo petrofísico, os valores do perfil calculado podem ser tendenciosos. Então, optou-se por retirar o perfil da equação matricial 2.42, e a relação se torna:

$$\begin{pmatrix} \rho_{\text{qtz}} & \rho_{\text{feld}} & \rho_{\text{calc}} & \rho_{\text{clay}} & \rho_{\text{f}} \\ \Phi_{\text{Nqtz}} & \Phi_{\text{Nfeld}} & \Phi_{\text{Ncalc}} & \Phi_{\text{Nclay}} & \Phi_{\text{Nf}} \\ \text{GR}_{\text{qtz}} & \text{GR}_{\text{feld}} & \text{GR}_{\text{calc}} & \text{GR}_{\text{clay}} & \text{GR}_{\text{f}} \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} V_{\text{qtz}} \\ V_{\text{feld}} \\ V_{\text{calc}} \\ V_{\text{clay}} \\ V_{\text{f}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \rho_{\text{BI}} \\ \Phi_{\text{NI}} \\ \text{GR}_{\text{I}} \\ 1 \end{pmatrix}. \quad (4.2)$$

O sistema passa a ter mais variáveis do que equações, por isso, é um sistema possível indeterminado. Os mínimos quadrados não-nulos convergem para uma solução menos estável do que o sistema original. Para efeitos de comparação, na equação 2.42, o perfil de densidade foi retirado e a equação 4.2 se torna:

$$\begin{pmatrix} \Phi_{\text{Nqtz}} & \Phi_{\text{Nfeld}} & \Phi_{\text{Ncalc}} & \Phi_{\text{Nclay}} & \Phi_{\text{Nf}} \\ \Delta t_{\text{pqtz}} & \Delta t_{\text{pfeld}} & \Delta t_{\text{pcalc}} & \Delta t_{\text{pclay}} & \Delta t_{\text{pf}} \\ \text{GR}_{\text{qtz}} & \text{GR}_{\text{feld}} & \text{GR}_{\text{calc}} & \text{GR}_{\text{clay}} & \text{GR}_{\text{f}} \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} V_{\text{qtz}} \\ V_{\text{feld}} \\ V_{\text{calc}} \\ V_{\text{clay}} \\ V_{\text{f}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Phi_{\text{NI}} \\ \text{GR}_{\text{I}} \\ \Delta t_{\text{pI}} \\ 1 \end{pmatrix}. \quad (4.3)$$

O mesmo procedimento foi realizado para os poços NA01 e RJS0019 e se espera que haja um aumento do erro relativo médio do modelo petrofísico. Os resultados da inversão mineralógica

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Para verificar a robustez do modelo petrofísico apresentado no Capítulo 4, considerou-se a resposta de vagarosidade sônica (Δt_p) de arenitos limpos ou argilosos saturados 100% com água ou com água e óleo, à variações arbitrárias de porosidade (ϕ_t), argilosidade e saturação, com o uso do programa MATLAB, da MathWorks. O primeiro teste foi o impacto de saturação de água e óleo, representados pelas retas vermelho e azul na Figura 5.1, respectivamente. Cada curva corresponde à uma determinada porosidade, que varia de 15 a 45% e saturado com água ou óleo. Como o arenito é monominerálico, o quartzo foi considerado como mineral da rocha e a modelagem utilizou a equação 2.20.

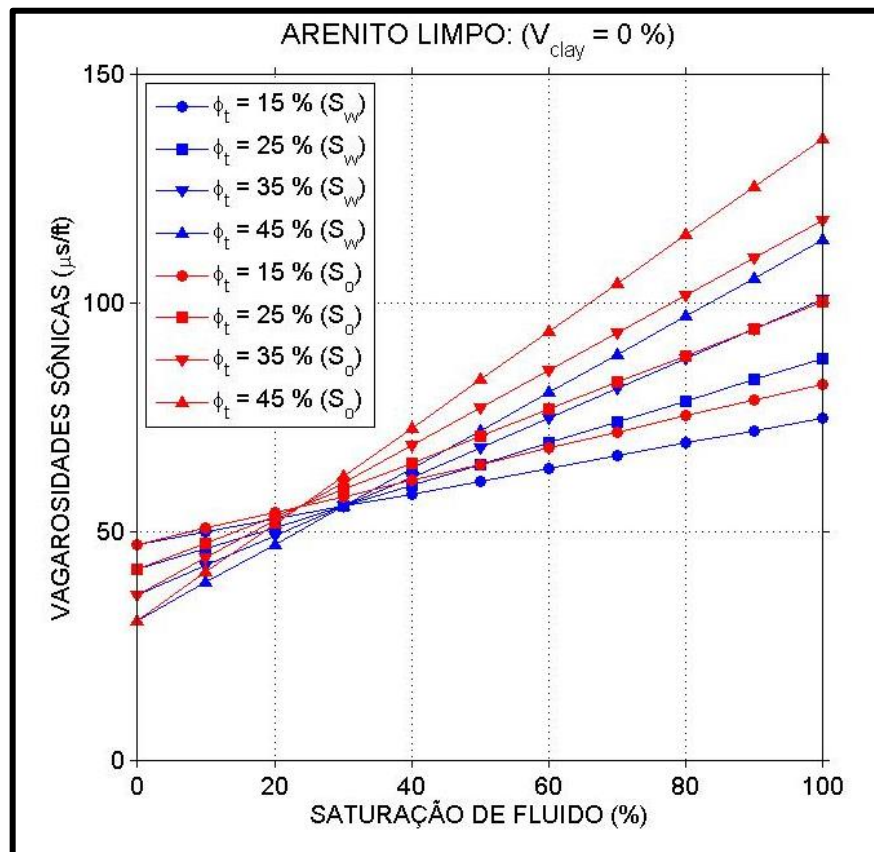


Figura 5-1: Arenito monominerálico com saturação variando entre 0 e 100%, porosidade variando entre 15 e 45%, representado pelos formatos da curva. As curvas azuis correspondem à arenitos saturados de água, enquanto que as curvas vermelhas à arenitos saturados de óleo.

Na Figura 5.1, a rocha é saturada apenas com água ou óleo. Quanto maior a saturação, maiores serão os valores de vagarosidade das rochas saturadas com óleo, uma vez que óleo diminui o tempo de trânsito, devido à sua menor densidade.

Na Figura 5.2 é mostrada a vagarosidade sônica em função da variação da vagarosidade do arcabouço (de 40 a 150 $\mu\text{s}/\text{ft}$), com a porosidade variando de 15 a 45%, a rocha foi considerada como 100% saturada com fluido: 100% de água no modelo com uma fase fluida e 25% de água e 75% de óleo no modelo com duas fases fluidas.

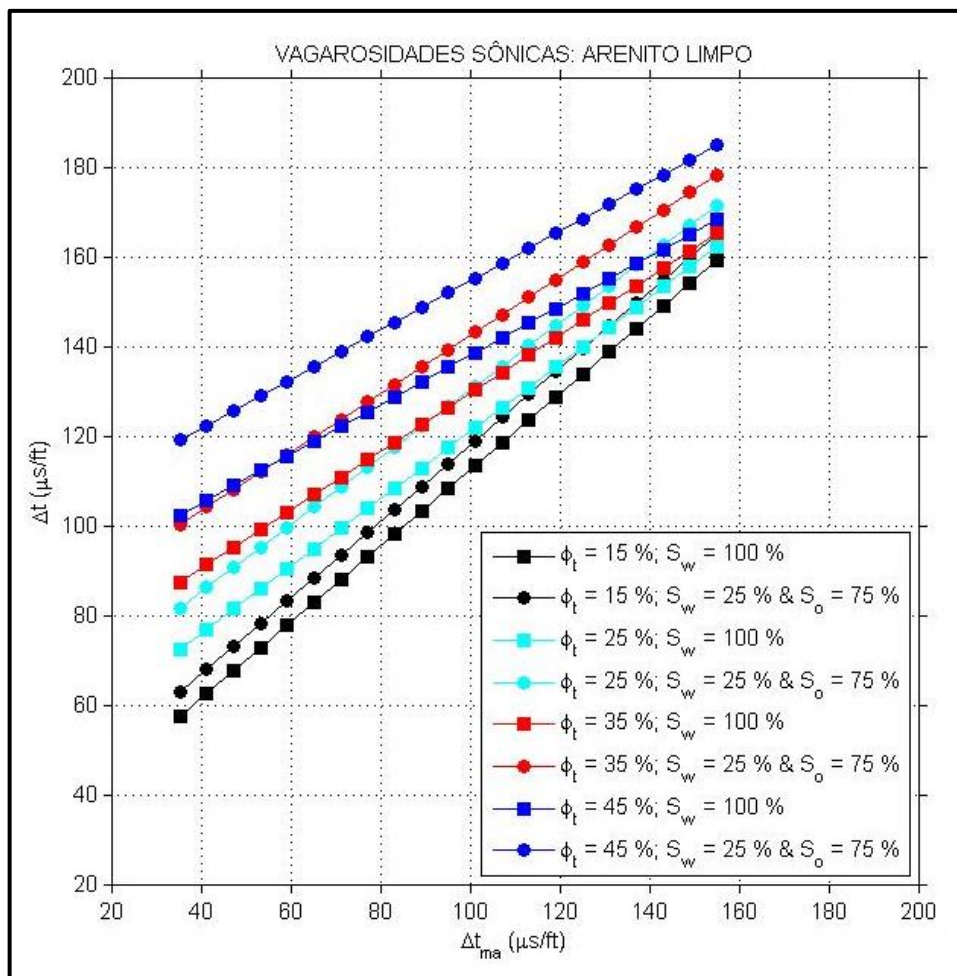


Figura 5-2: Arenito limpo monomineralico 100% saturado de água e/ou de água e óleo, sendo os quadrados correspondentes à equação 2.22 e os círculos correspondentes à equação 2.24. De baixo para cima, temos que $\phi_t = 15, 25, 35$ e 45% , respectivamente.

Neste modelo, conforme esperado, o aumento dos valores de vagarosidade do arcabouço aumenta consideravelmente a vagarosidade da rocha. O aumento de porosidade também influencia de duas maneiras na vagarosidade. Ao mesmo tempo

em que o aumento do espaço poroso incrementa os valores de vagarosidade, a distância entre as curvas saturadas com água (valores menores) e as com água e óleo é maior, de acordo com os valores de porosidade maiores. A maior presença de óleo na rocha diminui a velocidade da onda P, o que aumenta a vagarosidade.

Adicionando uma componente argilosa ao modelo com $V_{\text{clay}} = 10\%$, a porosidade variando de 15 a 45% e com 100% saturada de fluido (100% de água no modelo com uma fase fluida e 25% de água e 75% de óleo no modelo com duas fases fluidas), os resultados são mostrados na Figura 5.3.

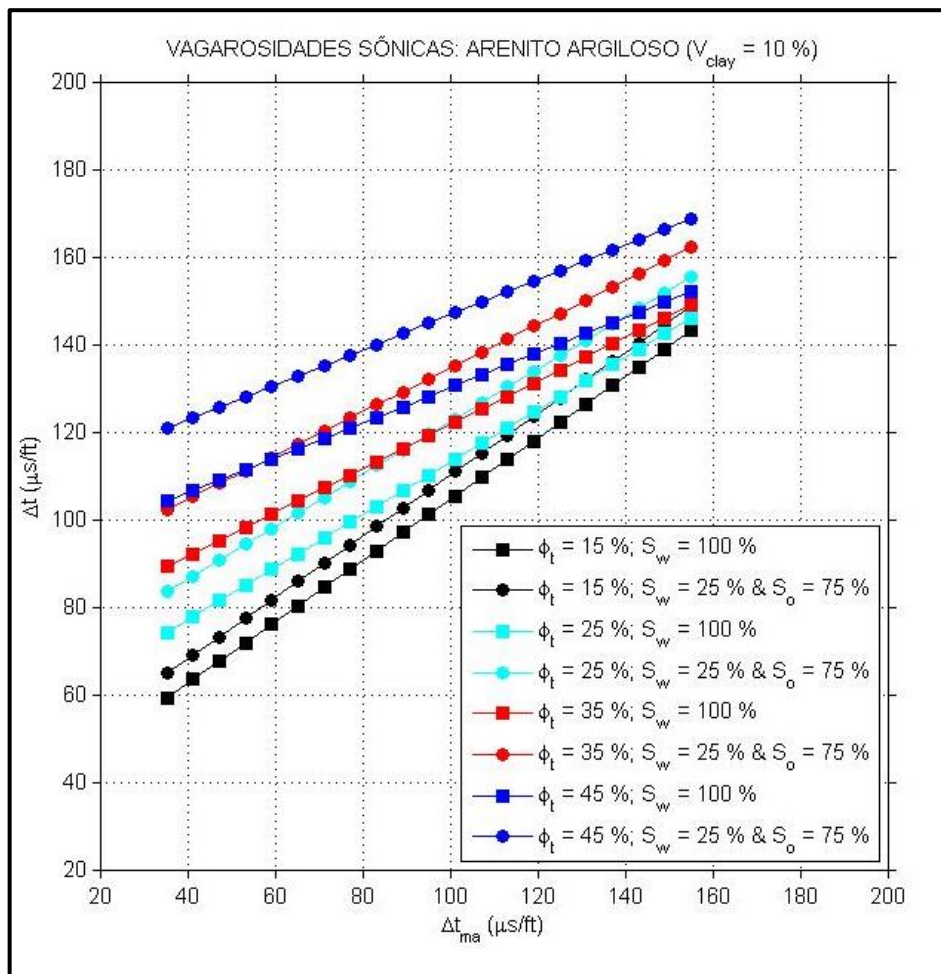


Figura 5-3: Arenito argiloso monomineralico 100% saturado de água e de água e óleo, sendo os quadrados correspondentes à equação 2.25 e os círculos correspondentes à equação 2.27. De baixo para cima, temos que $\phi_t = 15, 25, 35$ e 45% , respectivamente.

A argilosidade (presente nos poros) atenua levemente as vagarosidades sônicas das rochas modeladas. Em comparação com o modelo anterior, as retas possuem a mesma forma e comportamento, mas com valores inferiores.

Arenitos bimineralicos limpos e argilosos tambem foram modelados, sendo que o quartzo e o feldspato foram os minerais adotados em ambos os casos. Nos arenitos limpos, temos que $V_{qtz} = 90\%$ e $V_{fpt} = 10\%$; para os arenitos argilosos, temos que $V_{qtz} = 50\%$, $V_{fpt} = 20\%$ e $V_{clay} = 30\%$. Na Figura 5.4, os quadrados correspondem à arenitos saturados apenas com água, enquanto os círculos correspondem à arenitos saturados com duas fases fluidas: 25% de água e 75% de óleo. Cabe destacar que nos arenitos limpos apenas a influência da porosidade foi analisada, uma vez que todos os outros parâmetros foram mantidos constantes.

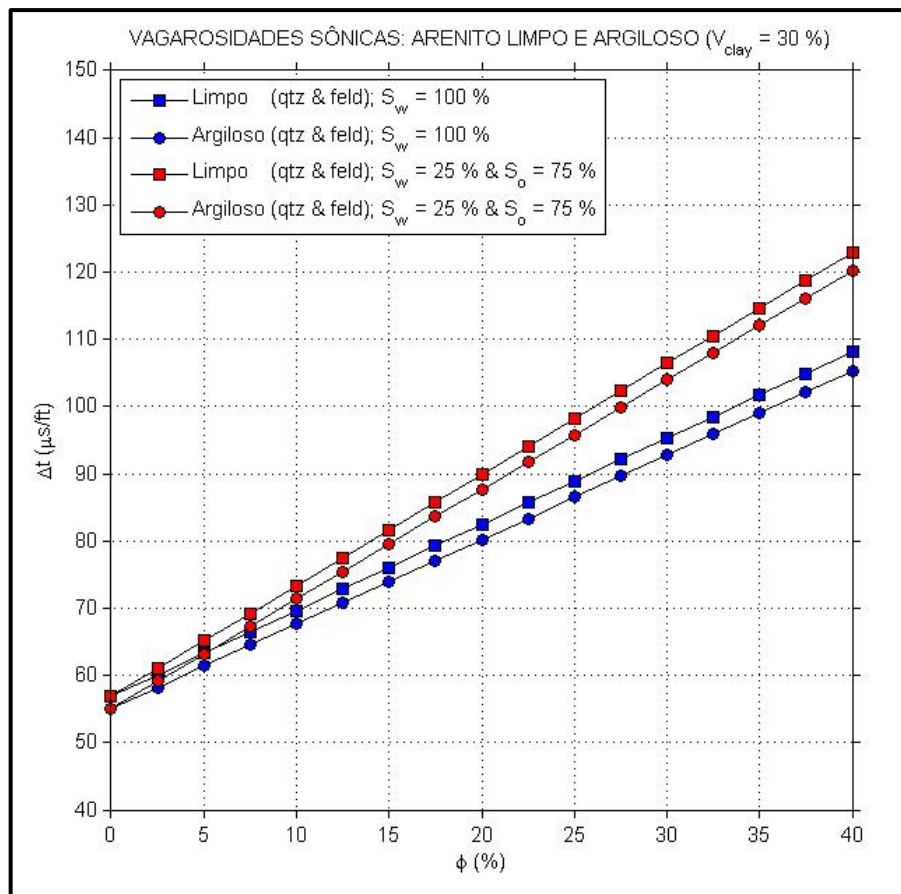


Figura 5-4: Arenito limpo e argiloso, bimineralico, 100% saturado. Os quadrados representam modelos para arenitos limpos saturados com água (quadrado azul – equação 2.28) e saturados com água e óleo (quadrado vermelho – equação 2.29). Os círculos representam modelos para arenitos argilosos saturados com água (círculo azul – equação 2.30) e com água e óleo (círculo vermelho - equação 2.31).

Assim, como no primeiro modelo de saturação, na porosidade zero tem-se apenas a vagarosidade do arcabouço. À medida que a porosidade aumenta, a

influência do óleo distancia as curvas, entretanto, a argilosidade não interfere muito no distanciamento das curvas.

Na Figura 8.5, foi modelado o arenito bimineralico, com $V_{qtz} = 50\%$, $V_{fpt} = 20\%$ e 100% saturado, com $S_w = 25\%$ e $S_o = 75\%$. Neste caso, variou-se a argilosidade: $V_{clay} = 15, 25, 35$ e 45% .

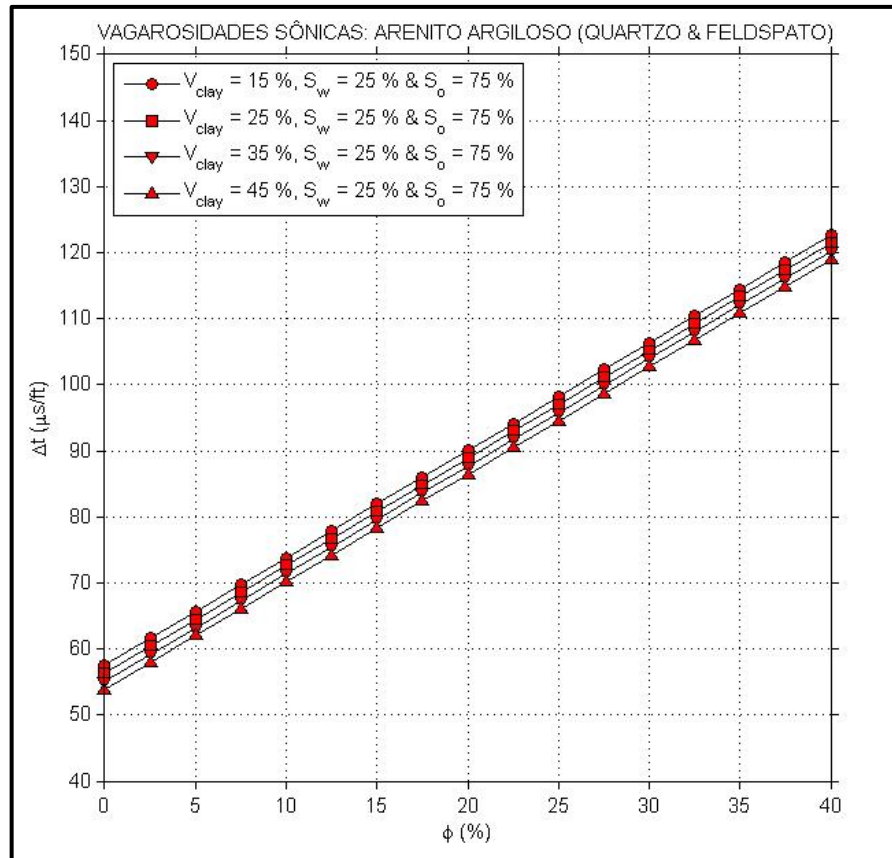


Figura 5-5: Arenito argiloso, bimineralico. Variação da argilosidade: $V_{clay} = 15, 25, 35$ e 45% . Arenitos argilosos 100% saturados de água e óleo, de acordo com a equação 2.31.

A argilosidade não interfere muito no distanciamento das curvas, o que aumenta o valor da vagarosidade é a porosidade, como nos outros modelos.

Em Moreira *et al.*, (2014) e Magalhães & Martins (2008) foram destacados que a porosidade influencia a vagarosidade em todos os gráficos: um aumento da porosidade indica um aumento da vagarosidade (diminuição da velocidade). Na Figura 5.1, a saturação influenciou na vagarosidade, mas como houve variação da porosidade, outros testes foram necessários para um melhor entendimento. A confirmação de que a saturação de fluidos não possui um impacto tão perceptível no

aumento da vagarosidade, sendo um fator de impacto inferior ao aumento de porosidade, pode-se verificar nas Figuras 5.2, 5.3 e 5.4. Na Figura 5.5, podemos verificar que a argilosidade aumenta a vagarosidade sônica para uma mesma porosidade.

Esta modelagem obteve valores impossíveis em situações reais de rochas sedimentares clásticas. Por isso, considerou-se uma “janela de validade” para os modelos, ou seja: $40 \mu\text{s}/\text{ft} \leq \Delta t_{\text{ma}} \leq 70$, $50 \mu\text{s}/\text{ft} \leq \Delta t \leq 150$ e $10\% \leq \phi \leq 25\%$. Com isto, o modelo apresentou as variações esperadas para vagarosidades sônicas, mostrando-se robusto e coerente para situações reais.

5.1 Inversão Mineralógica

Com a inversão mineralógica, determinaram-se as frações volumétricas dos componentes das rochas: quartzo, feldspato, calcita, argila e fluido. Entretanto, destaca-se que as rochas não possuem apenas os quatro minerais citados. Foram utilizados apenas os minerais mais abundantes nos dois poços. Como o perfil sônico foi eliminado do cálculo matricial, é esperado menor exatidão na estimativa das frações volumétricas.

O poço NA01 possui grandes concentrações de quartzo e feldspato potássico e possui pequenos intervalos de calcário argiloso (traços azuis na Figura 5.6), com predominância de arenito arcoseano, formado por quartzo e K-feldspato. Existem dois intervalos no poço com maior argilosidade: 3025 a 3050 e 3100 a 3125, que correspondem a pacotes de marga intercalas com arenitos e folhelhos (Cruz, 2003).

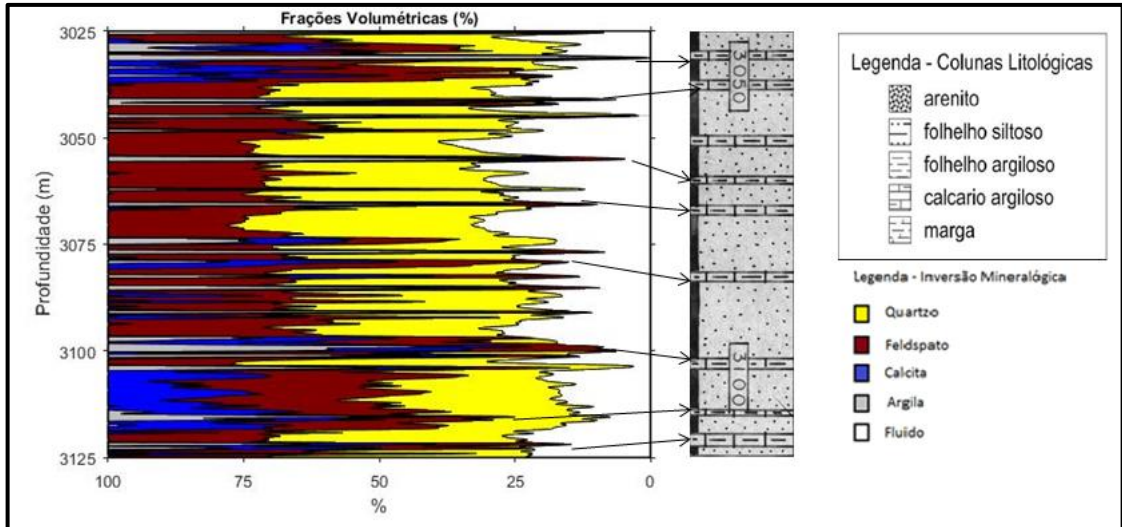


Figura 5-6: Frações volumétricas totais do Poço NA01.

Ao comparar a inversão mineralógica com a coluna litológica, nota-se que apesar de as principais características do reservatório terem sido previstas, os pacotes de arenitos intercalados de folhelhos e margas, houve um espessamento dos pacotes e as correlações não estão na mesma profundidade. Tais discrepâncias irão impactar nos erros médios do modelo petrofísico.

O poço RJS00019 possui uma camada de arenito entre 3025 a 3075 m. Abaixo de 3075 m, tem-se uma grande concentração de argilominerais, que corresponde a um espesso pacote de margas. O poço RJS0019 possui uma quantidade de fluido menor que o poço NA01, como se pode ver na Figura 5.7. Ao comparar os dois poços, pode-se notar que o poço NA01 tem maior presença de arenito no intervalo estudado. Apesar de que, ao observar a coluna litológica do primeiro poço (vide Figura 3-5), ele também possui intervalos ricos em margas, mas fora do intervalo analisado neste trabalho.

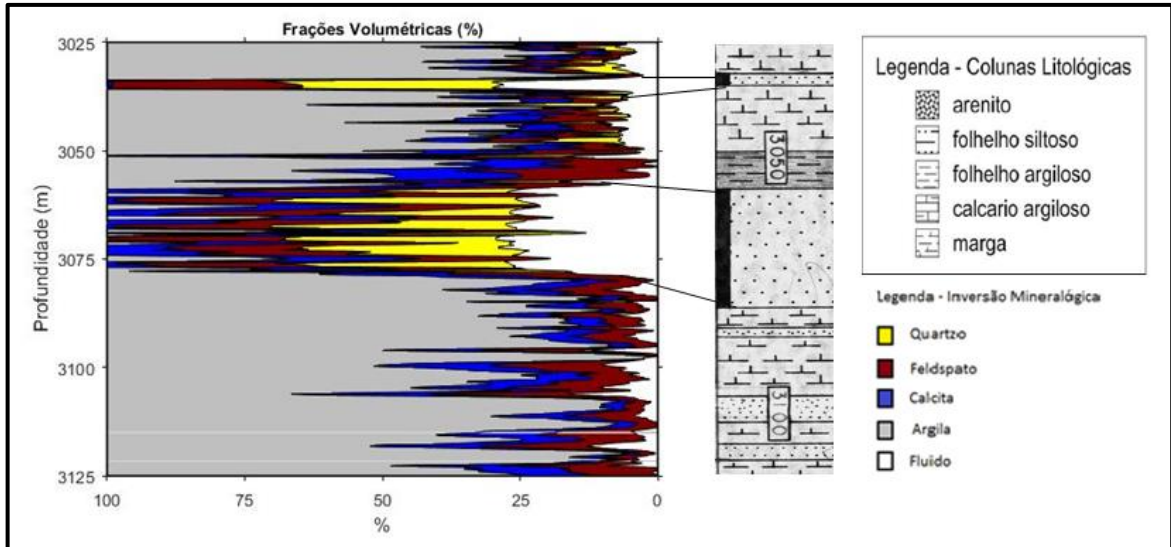


Figura 5-7: Frações volumétricas totais do Poço RJS0019.

No poço RJS0019, a inversão obteve sucesso ao prever os pacotes de arenito entre 3025m e 3050m e entre 3050m e 3075m, mas falhou ao não calcular pacotes de arenito no intervalo abaixo de 3075m, que foi considerado como marga em todos intervalos, assim como no poço NA01, o pacote de arenito é mais espesso na coluna litológica.

Este poço, como já citado, possui uma menor quantidade de fluidos no intervalo estudado. Entretanto, nos dois intervalos com arenito (em 3030m e entre 3060 e 3075m) a saturação é maior, comparável com a do poço NA01. O poço possui uma quantidade menor de feldspato potássico, mas o arenito do poço também é arcoseano.

Ao retirar o perfil sônico, a inversão apresentou resultados inferiores, por não conseguir calcular os volumes de calcita, importante para determinar os pacotes de marga. Como já citado, um aumento no erro do modelo petrofísico é esperado e a interpretação da geologia do poço fica comprometida, como se pode verificar na Figura 5.8.

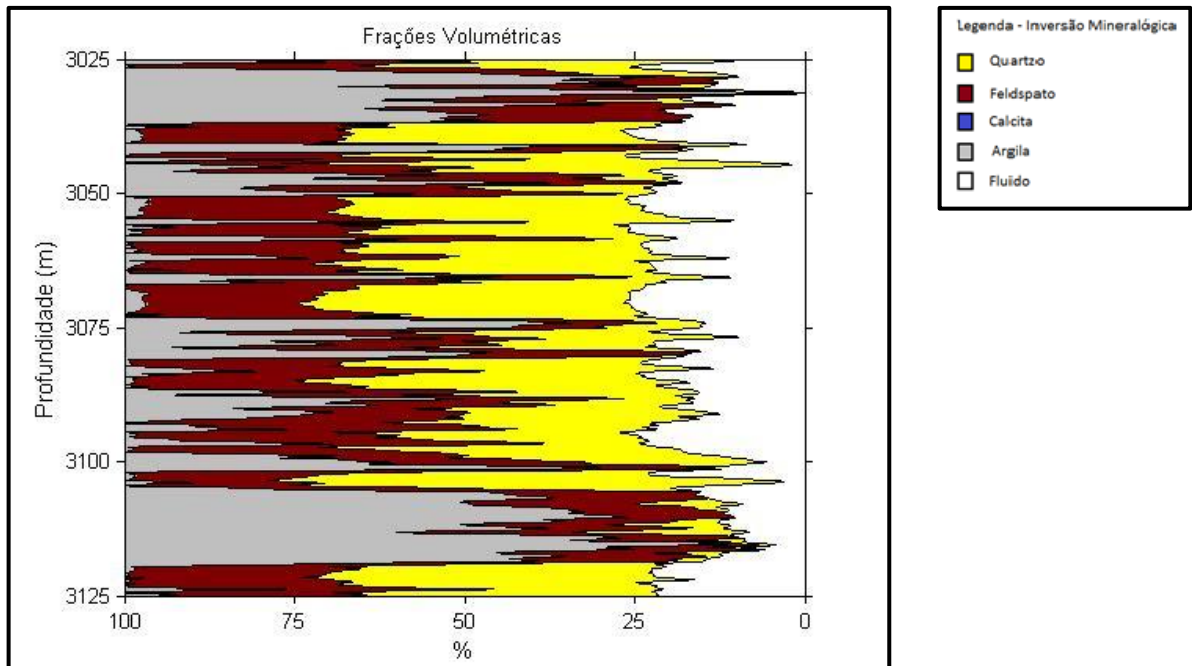


Figura 5-8: Frações volumétricas do Poço NA01 com a retirada do perfil sônico do cálculo.

Para o poço RJS0019, a interpretação fica mais prejudicada, uma vez que é um poço rico em margas, que pode ser interpretada como folhelho. Entretanto, os dois pacotes de arenito em 3030m e entre 3050 e 3075m foram estimados com relativo sucesso, inclusive com o aumento de saturação, característico de arenitos, como pode ser visto na Figura 5-9.

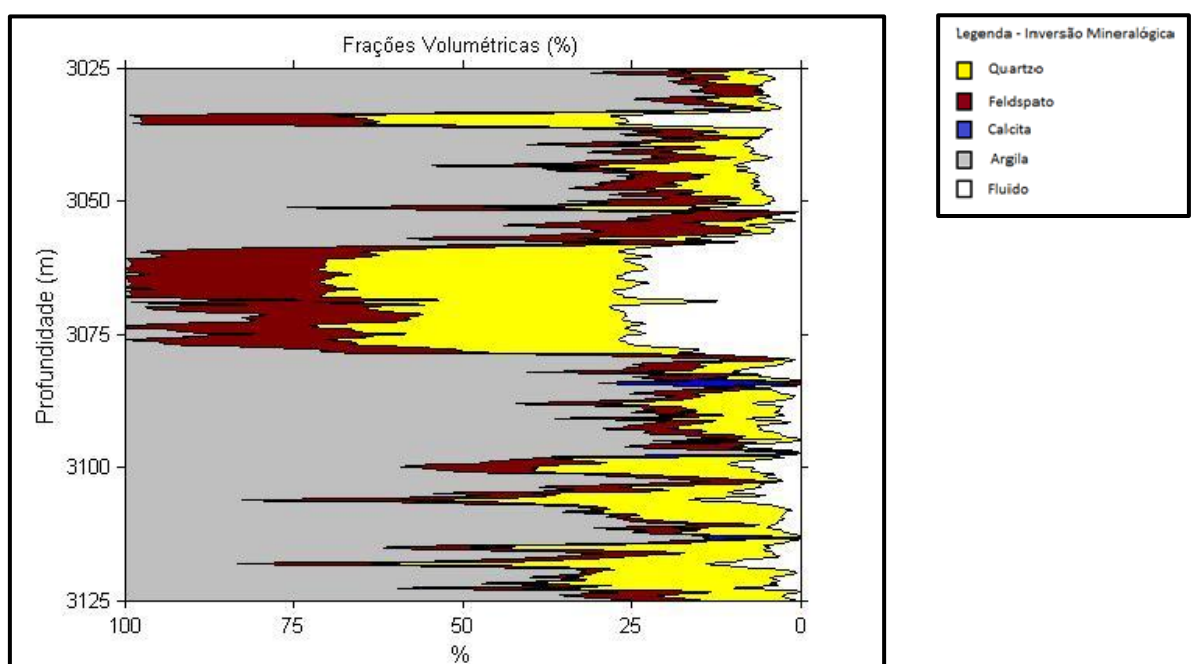


Figura 5-9: Frações volumétricas do Poço RJS0019 com a retirada do perfil sônico do cálculo.

Ao retirar o perfil de densidades em vez do sônico, para o poço NA01, a calcita continuou sem ser calculada. Entretanto, a argila foi menos superestimada, possibilitando uma melhor interpretação dos pacotes de arenito.

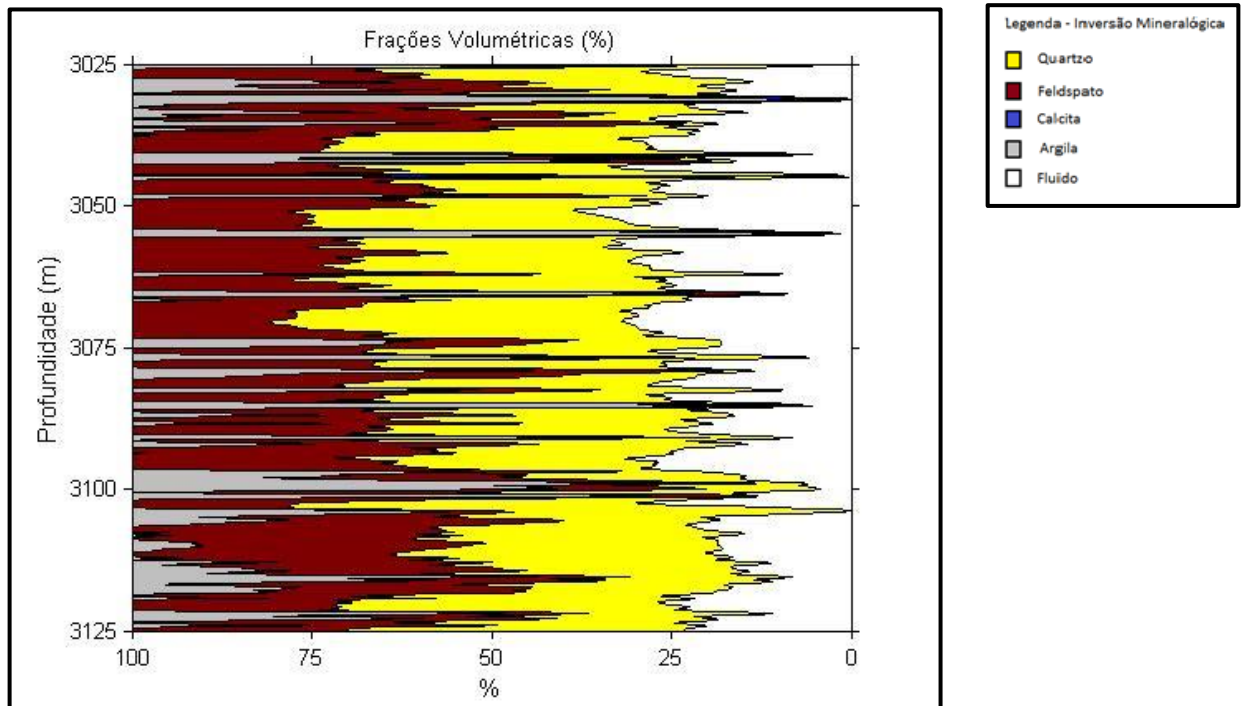


Figura 5-10: Frações volumétricas do Poço NA01 com a retirada do perfil de densidades do cálculo.

No poço RJS0019, a calcita foi estimada, com um pequeno pacote de arenito (destacado com a seta), que consta na coluna litológica, mas que não foi estimado na inversão com todos os perfis. Utilizando o perfil sônico, é possível a estimativa de calcita, o que revela a importância deste perfil para a estimativa do mineral. Na Figura 5.11, verifica-se que os dois pacotes de arenito foram estimados com sucesso.

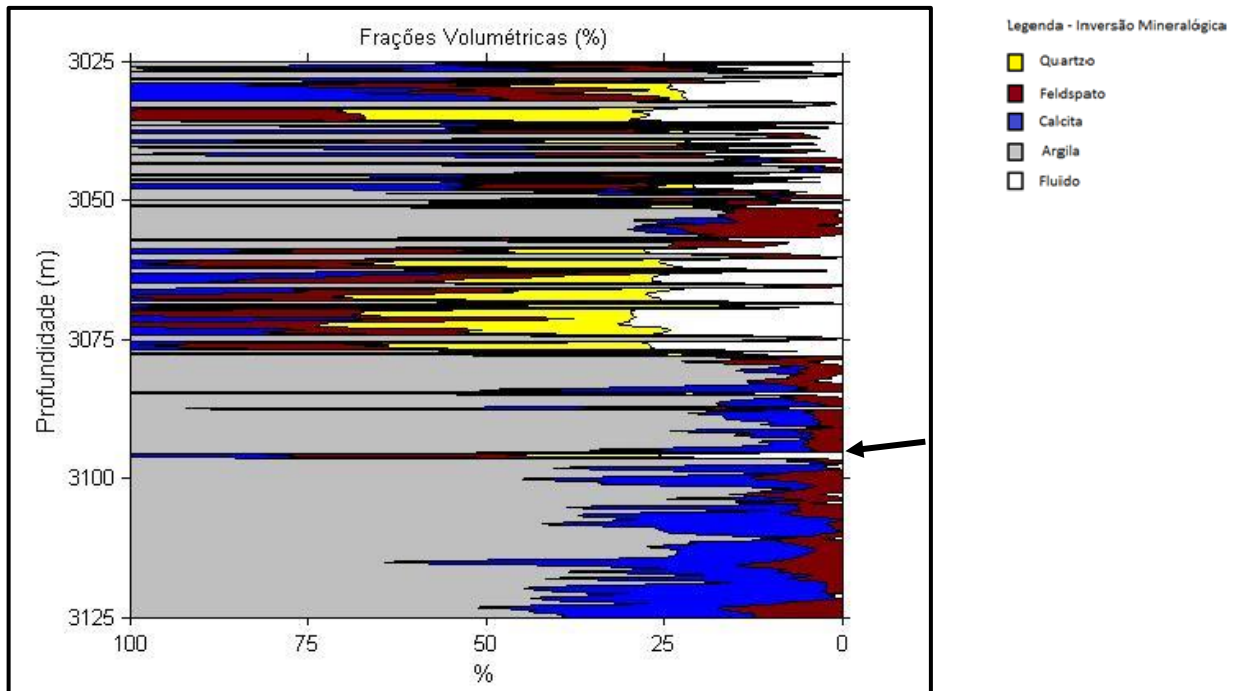


Figura 5-11: Frações volumétricas do Poço RJS0019 com a retirada do perfil de densidades do cálculo.

5.2 Modelo petrofísico

Com as frações volumétricas calculadas, pode-se analisar o modelo petrofísico. Na Figura 5.12, verifica-se que o modelo petrofísico (vermelho) se ajusta de maneira satisfatória aos valores de vagarosidade sônica do poço NA01. Apesar de os valores estimados serem inferiores ao do perfil real, a curva possui as mesmas feições, permitindo, assim, que o poço possa ser interpretado para estudo.

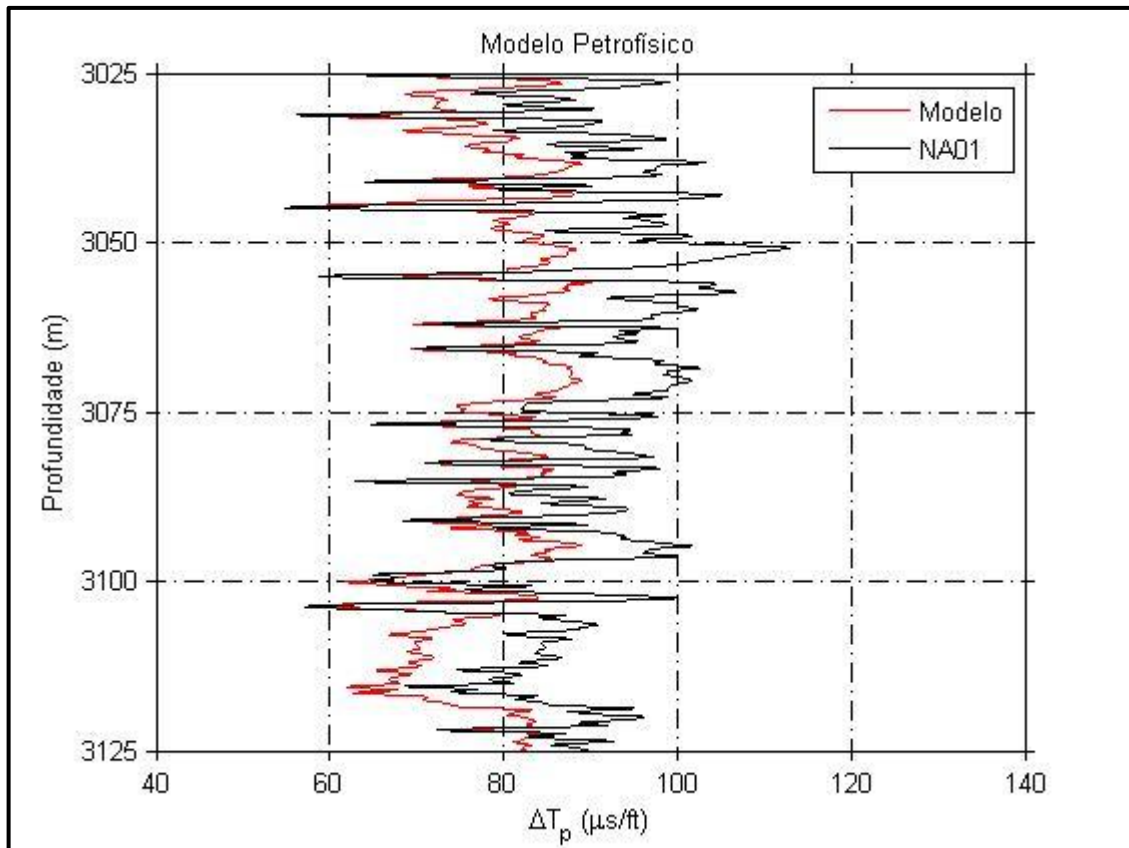


Figura 5-12: Modelo petrofísico para estimar a vagarosidade (em vermelho), em comparação com as medições do poço NA01, em preto.

Os valores modelados que ficaram abaixo dos valores reais poderiam ser explicados por arenitos pouco compactados. No entanto, como nos intervalos argilosos do poço os valores de vagarosidade são inferiores a $100 \mu s/ft$, não há necessidade de correção.

O poço RJS0019 apresentou valores de vagarosidade modelada mais próximos ao do perfil. O modelo ajustou bem no intervalo com arenito (3060 a 3080 m), assim como calcário, como pode ser verificado na Figura 5.13.

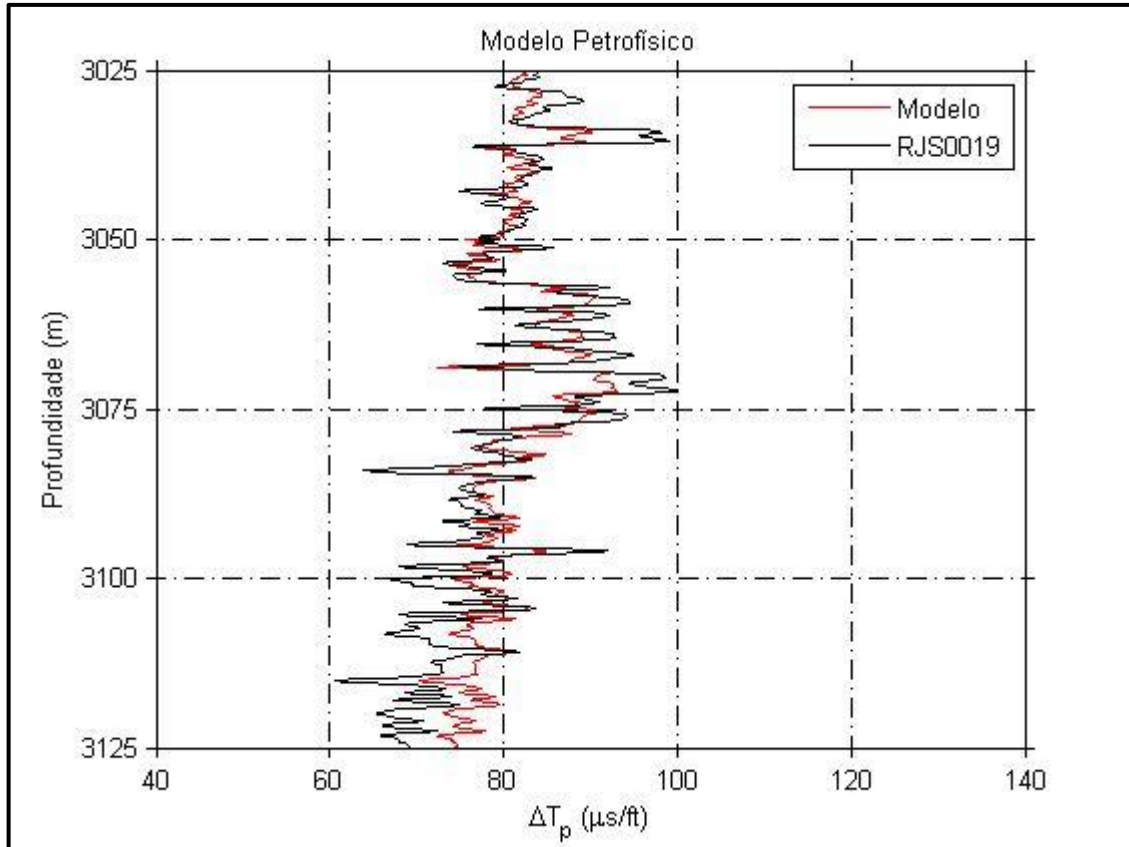


Figura 5-13: Modelo petrofísico para estimar a vagarosidade (em vermelho), em comparação com as medições do poço RJS0019, em preto.

Assim como no poço NA01, os valores de vagarosidade das regiões argilosas são inferiores a $100 \mu\text{s}/\text{ft}$ (assim como no poço inteiro no intervalo estudado – como pode ser visto na Tabela a seguir), não havendo necessidade para correção para rochas compactada.

Na tabela 5.1, são mostrados os valores de máximo, mínimo, média, desvio padrão e variância do perfil modelado e do perfil real, aplicados tanto para o poço NA01, e o poço RJS0019. Vale destacar que estes valores são próximos às medidas de poço.

Tabela 5-1: Análise Estatística dos Poços NA01 e RJS0019

	<i>NA01</i>		<i>RJS0019</i>		
	Modelo	NA01	Modelo	RJS0019	
<i>Máx</i>	96,5162	112,9198	<i>Máx</i>	93,2101	100,1360
<i>Min</i>	57,2420	54,9655	<i>Min</i>	70,2179	60,5374
\bar{x}	83,9665	88,1137	\bar{x}	81,0245	79,9874
<i>S</i>	7,8719	10,7389	<i>s</i>	4,7861	8,1303
S^2	61,9662	115,1529	S^2	22,9068	66,1023

5.2.1 Comparação com o modelo de Gardner

O modelo de Gardner mostrou medidas exageradas quando comparado ao modelo petrofísico, como se verifica na Figura 5.14. Como este modelo não incorpora argilosidade, que diminui a vagarosidade, como verificado na modelagem numérica realizada por Moreira *et al.* (2014). No Poço NA01, o modelo empírico de Gardner não se ajustou bem, apresentando discrepâncias ao longo de todo o poço. Nas poucas regiões com carbonatos, foram possíveis de verificar um ajuste melhor. Já o modelo calibrado para arenito se foi um mais preciso, mas, como esperado, o modelo que se ajusta melhor é o petrofísico.

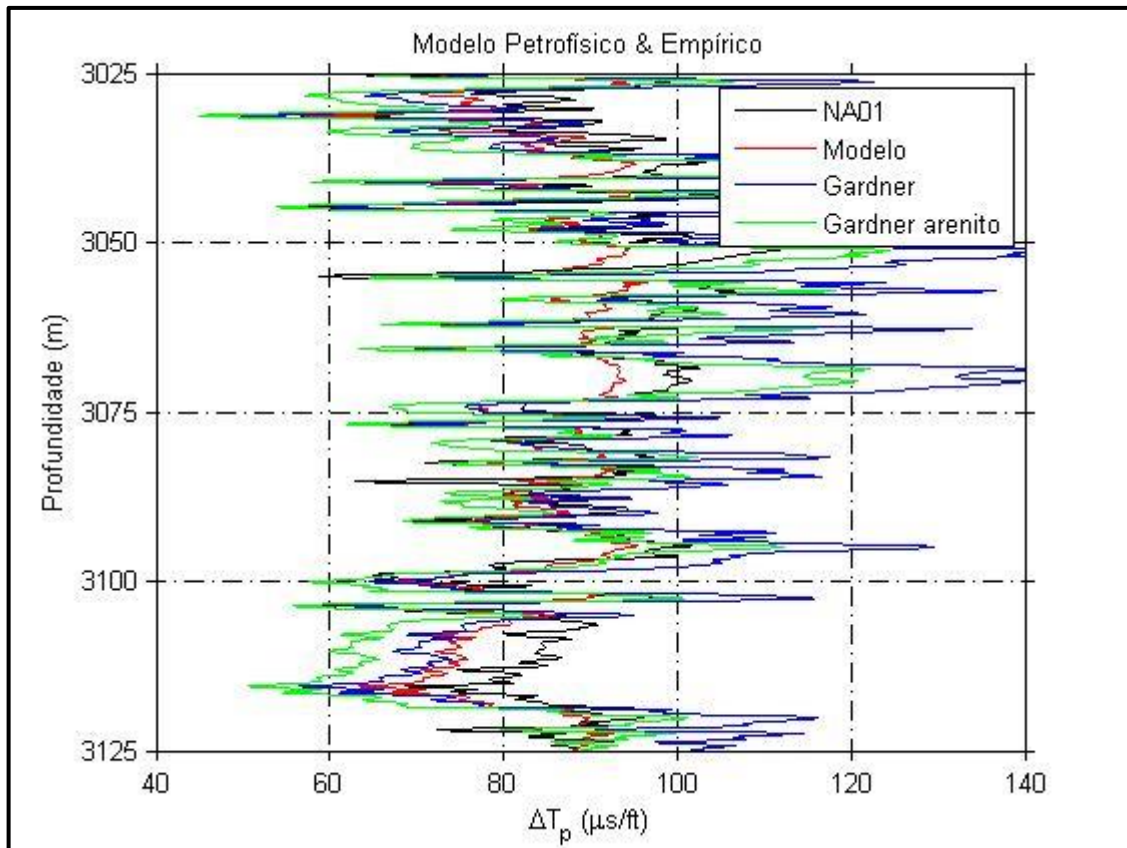


Figura 5-14: Comparação dos modelos petrofísico e empírico com os dados do poço NA01

Como foi analisado para o modelo petrofísico, na Tabela 5.2 os mesmos valores de desvio padrão, variância, valor máximo, valor mínimo e média foram analisadas. As medidas de dispersão mostraram valores muito superiores quando comparados com os do Poço e do modelo petrofísico, mas, como no trabalho de Castagna & Backus, (1993) o modelo foi ajustado para arenitos, o que fornece valores melhores para prever o tempo de trânsito no poço NA01. Tratando dos erros relativos médios, o modelo petrofísico apresentou erro de 7,38%, enquanto que os modelos de Gardner e Gardner Ajustado apresentaram, erros de 14,68% e 11,74%, respectivamente. Os erros nos valores modelados (petrofísico) devem ser relacionados à inversão mineralógica, por causa da exclusão do perfil sônico e dos erros residuais dos mínimos quadrados.

Tabela 5-2: Análise Estatística dos Modelos Empíricos comparados com o Modelo Petrofísico e os dados do Poço NA01

<i>NA01</i>	<i>Poço</i>	<i>Modelo Empírico</i>	<i>Empírico Ajustado</i>	<i>Modelo petrofísico</i>
<i>Máx</i>	112,9198	144,2463	124,4361	96,5162
<i>Min</i>	54,9655	49,7862	44,9181	57,2420
\bar{x}	88,1137	95,1775	83,4772	83,9665
<i>S</i>	10,7389	20,8312	17,5086	7,8719
S^2	115,1529	433,9388	306,5521	61,9662

Para o poço RJS0019, verifica-se que os valores não foram próximos do real, mas apresentou menores discrepâncias. Ao comparar a Figura 5.11 com a Figura 5.6, pode-se verificar intervalos que possuem pacotes de arenito (presença de quartzo). Já nos intervalos com carbonato, o modelo, apesar de não se ajustar tão bem quanto o modelo petrofísico, apresenta resultados melhores. O modelo ajustado para calcário se ajusta melhor ao intervalo com arenito do que com os de calcário, apesar de a equação de Gardner ser ajustada para calcário.

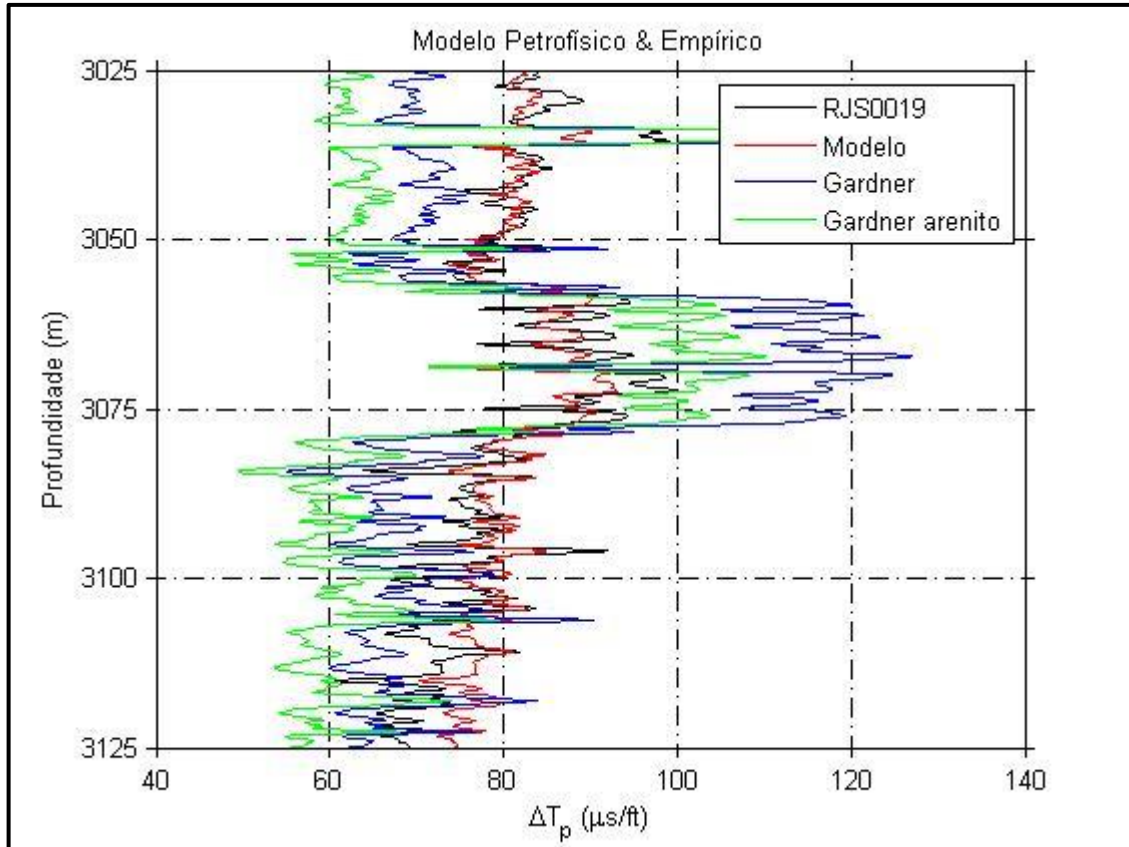


Figura 5-15: Comparação dos modelos petrofísico e empírico com os dados do poço RJS0019.

Ao analisar a Figura 2.11, tanto os arenitos quanto os carbonatos possuem valores para se adaptarem a relação 2.33. Mas, os modelos empíricos são realizados a partir de determinadas condições naturais e de laboratório. Como o arenito do Campo de Namorado é rico em K-feldspato pode não ter sido contemplado nos testes realizados e, talvez por isso, os valores sejam tão superestimados. Em relação aos carbonatos argilosos, predominantes no poço RJS0019, o ajuste dos dados foi melhor. Na tabela 5.3, pode-se notar que tanto o modelo empírico de Gardner, e o Gardner Ajustado, possuem medidas discrepantes com relação as medidas do perfil. Enquanto que o erro relativo médio do modelo petrofísico é 5,43%, o modelo de Gardner apresentou erro relativo de 14,90% e o modelo de Gardner ajustado de 56,27%.

Tabela 5-3: Análise Estatística dos Modelos Empíricos comparados com o Modelo Petrofísico e os dados do Poço RJS0019.

<i>RJS0019</i>	<i>Poço</i>	<i>Modelo Empírico</i>	<i>Empírico Ajustado</i>	<i>Modelo Petrofísico</i>
<i>Máx</i>	100,1360	137,5731	64,8531	93,2101
<i>Min</i>	60,5374	55,1540	23,4892	70,2179
\bar{x}	79,9874	79,4195	35,3515	81,0245
<i>S</i>	8,1303	20,1667	10,0894	4,7861
S^2	66,1023	406,6970	101,7956	22,9068

A análise estatística foi importante para verificar que, conforme esperado, o modelo petrofísico forneceu valores mais precisos para estimar a vagarosidade sônica do que os modelos empíricos. Para o poço NA01, o modelo de Gardner ajustado estimou melhor os valores que no poço RJS0019.

6 CONCLUSÕES

As simulações numéricas para estimativa da vagarosidade em rochas siliciclásticas mostraram a dependência dos parâmetros: mineralogia, porosidade, saturação e argila. Destacamos que a porosidade e a argilosidade são os fatores que mais influenciam as medidas de vagarosidade: quanto maior a porosidade, maior serão as medições do perfil de vagarosidade.

No modelo petrofísico foram incorporados as frações volumétricas do arcabouço da rocha, da argilosidade e dos fluidos, que contribuem volumetricamente para a vagarosidade. Esta escolha foi baseada em análises de testemunho, o que faz existir a dependência das amostras utilizadas para a caracterização litológica. No entanto, o modelo apresentou resultados satisfatórios nos poços avaliados, mesmo com a eliminação do perfil sônico do cálculo, importante para a estimativa do volume de calcita.

O modelo empírico utilizado para comparar ao petrofísico superestimou as variações dos perfis. Tanto a equação de Gardner e Gardner ajustada produziram erros bem maiores que o modelo proposto. Isso se deve ao fato de modelos empíricos serem estimativas a partir de observações de testemunhos e/ou laboratoriais que não conseguem abranger todas as situações reais.

Destacamos a versatilidade da Inversão Mineralógica que, dependendo da disponibilidade de dados, pode ter a quantidade de perfis geofísicos presentes nos cálculos dos parâmetros alterada. Realizamos testes com dois perfis ausentes e os resultados foram consideravelmente diferentes, mas o modelo petrofísico apresentou baixos erros relativos médios.

O modelo petrofísico analisado é relevante para a Indústria de Petróleo, pois, para poços com dados ausentes, a inversão mineralógica pode fornecer a fração volumétrica dos constituintes da rocha. Isto permitirá a estimativa do perfil de litologias em intervalo sem dados do poço original e calcular o perfil sônico onde não haja dados disponíveis, com uma margem de erro aceitável.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLIOLI, F., CRETOIU, V., MAUBORGUE, M-L, EVANS, M., GRIFFITHS, R., HARANGER, F. STOLLER, C., MURRAY, D., REICHEL, N., 2013 – **Formation Density from a cloud, while drilling**. Schlumberger Oilfield Review Verão 2013: 25, no.2.
- ALLARD, L. & MARTIN, M., 1997 – **Schlumberger, the history of technique**. New York, John Wiley Sons.
- ASQUITH, G. & KRYGOWSKI, D.; 2004, **Basic Well Log Analysis: AAPG Methods In Exploration**, 16:31-35
- BARBOZA , E. G., TOMAZELLI , L. J., AYUP-ZOUAIN, R. N., ROSA, M. L. C. C. **Análise Faciológica e Modelo Depositional do Arenito Namorado, Bacia de Campos, RJ**. 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, IBP, Salvador, 2004
- BORGES, Y. A. & MARTINS, J. L., 2011, **Mineralogical analysis for a well in the Namorado Reservoir**, 12 th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 15-18, Paper SBGF_3040.
- BURST, J. F. **Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration**. AAPG Bulletin, January, v. 53 no. 1 p. 73-93, 1969
- CASTAGNA, J.P. & BACKUS M.M., 1993, **AVO analysis-tutorial and review**, in Castagna, J. and Backus, M.M., eds, Offset-dependent reflectivity ñ Theory and practice of AVO analysis: Soc. Expl. Geophys., 3-37.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F. & BENDER, A.A. 1992. **Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an Overview.** Tectonophysics, 213 (1-2): 97138.

CLAVIER, C., COATES, G., e DUMANOIR, J., **The theoretical and experimental bases for the dual-water model for the interpretation of shaly sands SPE-6859:** Society of Petroleum Engineers, 52nd Annual Technical Conference and Exhibition preprint, pag. 16, 1977, Later published in 1984: Society of Petroleum Engineers Journal, v. 24, no. 2, pag. 153-169.

CRUZ, M. M. **Aplicação de Perfilagem Geofísica e sísmica na caracterização da faciologia do reservatório de Namorado.** Tese de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2003 121p.

DEWAN, J. T., 1983, **Essentials of modern open-hole log interpretation,** PennWell Publishing Co., Tulsa, OK, 361 p.

DIAS, J. L. **Aspectos da Evolução Tectono-Sedimentar e a Ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos.** In: Gabaglia, G.P.R & Milani, E.J. (cood.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Petrobras, 1990. P.333-360

ELLIS, D. V., 1987. **Well Logging for Earth Scientists.** Elsevier Science Publishing Co.,Inc. New York. USA. ISBN 0-444-01180-3 520p.

FOLK, R. L., 1974. **Petrology of sedimentary rocks.** - Hemphill Pub. Co, Austin, Texas

GARCIA, L. S., MARTINS, J. L. & OLIVEIRA, J. S. 2014. **Dynamic young modulus variation through a turbiditic sedimentary interval.** Revista Brasileira de Geofísica, 32 (1), 71-84.

GARDNER, G.H.F., GARDNER, L.W., and GREGORY, A.R., 1974, **Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps**: Geophysics, 39, 770-780.

LARIONOV, W. W., 1969, **Borehole Radiometry**, Nedra, Moscow

LAWSON C. L. & HANSON R. J., 1974. **Solving least squares problems**. Prentice-Hall, 340 p.

LUCIA, F.J., 1999. **Carbonate Reservoir Characterization**. Springer-Verlag, Berlin

MAGALHÃES, M. F., and MARTINS, J. L., 2008, **Modelagem numérica da densidade efetiva de reservatórios de petróleo e gás**: III Simpósio Brasileiro de Geofísica, Belém (Sessão Poster: Petrofísica - P10).

MAGALHÃES, M. F. & MARTINS, J. L., 2012, **Petrophysical model for bulk density of complex lithologies**, Revista Brasileira de Geofísica, 30, 63-79.

MILLIOT, G. **Geology of Clays**. Paris: Masson & Cie, 1970.

MOREIRA, T.A.D., MARTINS, J. L., CASTRO, T. M. de, SANTOS, M.A.C. & ARAUJO, J. F. **Modelagem numérica de vagarosidades sônicas usando um modelo petrofísico**. VI Simpósio Brasileiro de Geofísica. Brasil. SBGf. 2014.

NERY, G. G. 1990. **Perfilagem Geofísica em Poço Aberto**. Salvador, BA, 231p.

NERY. G.G., 2013. **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

- RIDER, M. **The Geological Interpretation of Well Logs**. 2 ed. Scotland. Rider-French Consulting Ltd, Sutherland. 2002. 280p.
- RIDER, M. & KENNEDY, M. **The Geological Interpretation of Well Logs**. 3 ed. Scotland. Rider-French Consulting Ltd. 2011. 432p.
- SCHALLER, H. 1973. **Estratigrafia da Bacia de Campos**. In: 2º Congresso Brasileiro de Petróleo. Rio de Janeiro, 1982. Anais... Rio de Janeiro, IBP, trabalho nº 18.
- SCHALLER, H. **Estratigrafia da Bacia de Campos**. In: Congresso Brasileiro de Petróleo 2. Rio de Janeiro, 1982. Anais... Rio de Janeiro, IBP, trabalho nº 18, 1982.
- SCHÖN, J.H. **Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics**. Handbook of Geophysical Exploration, Seismic Exploration. Pergamon, Vol. 18, 583 p., 1996.
- SCHÖN, J.H. **Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics**. Handbook of Geophysical Exploration, Seismic Exploration. Pergamon, Vol. 8, 494 p., 2011.
- SCHLUMBERGER. **Log Interpretation Chartbook**, 2009.
- SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Edgard Blücher. 2003.
- TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (Orgs.) **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 568 p., 2000.
- THOMAS, J. E., TRIGGIA, A. A., CORREIA, C. A., FILHO, C. V., XAVIER, J. A. D, MACHADO, J. C. V., FILHO, J. E. S., PAULA, J. L., ROSSI, N. C. M de, PITOMBO, N. E. S, GOUVEA, P. C. V. M, CARVALHO, R. S, BARRAGAN, R.

B. Fundamentos de Engenharia de Petróleo. Editora Interciência, Rio de Janeiro, 2^a ed. 271p, 2001.

WEAVER, C. E. **Possible uses of clay minerals in the search for oil.** Bulletin AAPG 44, 1505-18p., 1960.

WINTER, W. R., JAHNERT, R.J. & FRANÇA, A.B. **Bacia de Campos.** Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro. v.15, n.2, p. 511-529, maio/nov. 2007.

WYLLIE, M. R. J., GREGORY, A. R.. & GARDNER, L.W., 1956, **Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media:** Geophysics, 21, 41-70

WYLLIE, M. R. J., GREGORY, A. R.. & GARDNER, L.W., 1958, **An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media:** Geophysics, 23, 459-493

8 APÊNDICE



Modelagem numérica de vagarosidades sônicas usando um modelo petrofísico

Thiago A. D. Moreira^{1*}, Jorge L. Martins², Thais M. de Castro¹, Marco A. Cetale Santos¹ & Juliana F. Araújo¹

¹Departamento de Geologia e Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense

²Coordenação da Área de Geofísica, Observatório Nacional, Ministério da Ciência, Tecnologia & Inovação

Copyright 2014, SBGF - Sociedade Brasileira de Geofísica.

Este texto foi preparado para a apresentação no VI Simpósio Brasileiro de Geofísica, Porto Alegre, 14 a 16 de outubro de 2014. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do VI SimBGf, mas não necessariamente representa a opinião da SBGF ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGF.

ABSTRACT

In comparison to empirical models, petrophysical models are capable of predicting rock properties with less contamination by uncertainties. We investigate a petrophysical model for estimating the variation of P-wave sonic slownesses in clastic sedimentary rocks. The model incorporates contributions of the rock matrix (minerals, clay minerals and biogenetic material), porosity and fluid saturations as parameters of the dependency. Numerical investigation using specific models for hypothetical sandstone reservoirs indicates consistency and robustness in the predictions of P-wave sonic slownesses of clastic sediments.

INTRODUÇÃO

A caracterização petrofísica de um reservatório de petróleo e gás é fundamental na definição dos procedimentos técnicos a serem implementados para o aumento da produção. Os resultados obtidos ao longo da caracterização são potencialmente relevantes para minimização das incertezas na locação de poços produtores adicionais, conduzindo ao aumento da produção.

A caracterização de reservatórios é executada primordialmente através de perfis geofísicos de poços (Ellis and Singer, 2007). As anomalias registradas pelas ferramentas de perfilagem são estudadas ao longo de um fluxo de interpretação e processamento de perfis, fornecendo propriedades físicas adicionais relevantes ao desenvolvimento do campo. É possível, por exemplo, construir um perfil de impedância acústica a partir do perfil de vagarosidades sônicas de ondas compressoriais e do perfil de litodensidades. Sem o perfil de impedância acústica torna-se impossível a construção de sismogramas sintéticos, usados na calibração de dados sísmicos (Yilmaz, 2001). A interpretação das zonas sedimentares selantes e porosas, efetuada com o perfil de raios gama é outro exemplo de produto obtido ao longo do fluxo de interpretação e processamento de perfis. Usando-se uma relação empírica adequada, os registros no perfil

de raios gama permitem estimar a argilosidade dos sedimentos (Larionov, 1969).

Os modelos empíricos incorporados aos softwares de interpretação e processamento de perfis superestimam propriedades petrofísicas. Portanto, tem-se observado na literatura uma busca por modelos petrofísicos para fins de predição de propriedades petrofísicas menos contaminados por incertezas. Nesse sentido, apresentamos neste trabalho um modelo petrofísico geral para descrever a variação das vagarosidades sônicas (Δt) de rochas sedimentares multiminerálicas, porosas e com algum grau de saturação de fluidos. O modelo mostra explicitamente que os parâmetros da dependência são aqueles definidos na literatura (Wyllie et al., 1958): (1) composição mineralógica; (2) porosidade; e (3) saturação de fluidos. Na matriz da rocha, consideramos os grãos minerais e as argilas, além de um termo que incorpora a provável presença de matéria orgânica. Os testes numéricos com modelos petrofísicos específicos para arenitos limpos e argilosos, mono- e biminerálicos, saturados com água e/ou óleo revelam a capacidade de prever satisfatoriamente valores práticos de vagarosidade sônica para aquelas litologias.

METODOLOGIA

O modelo petrofísico que descreve a variação das vagarosidades sônicas (*ondas compressoriais*) em litologias clásticas incorpora as contribuições individuais dos principais componentes sólidos e fluidos presentes na rocha. Conforme descrito na literatura, i.e., Wyllie et al. (1958) e Schön (1996), grãos minerais, (i.e., feldspato, quartzo, calcita e dolomita), argilas e matéria orgânica constituem a porção sólida da rocha, e água, óleo e gás são os componentes fluidos. Note que o cimento litológico, geralmente carbonático, está incluído na porção tipificada como "grão mineral". Assim, usando o "modelo conceitual de camadas paralelas" (Schön, 1996), o modelo petrofísico para vagarosidade sônica é dado por:

$$\langle \Delta t \rangle = \langle \Delta t_{ma} \rangle + \langle \Delta t_{clay} \rangle + \langle \Delta t_{mo} \rangle + \langle \Delta t_f \rangle \quad (1)$$

A contribuição dos constituintes sólidos e fluidos estão representados, respectivamente, por $\langle \Delta t_{ma} \rangle + \langle \Delta t_{clay} \rangle + \langle \Delta t_{mo} \rangle$ e pelo termo $\langle \Delta t_f \rangle$; e $\langle \bullet \rangle$ denota valor médio. Na equação 1 a contribuição global das vagarosidades sônicas dos principais constituintes minerais da matriz, $\langle \Delta t_{ma} \rangle$, é dada por:

$$\langle \Delta t_{ma} \rangle = (1 - V_{clay,t} - V_{mo,t} - \phi_e) \times \left[\frac{1}{V_{ma,t}} \sum_{i=1}^{n_{mk}} V_{ma,i} \Delta t_{ma,i} \right] \quad (2)$$

Modelagem numérica de vagarosidades sônicas

onde ϕ_e é a porosidade efetiva; $V_{ma,i}$ e $\Delta t_{ma,i}$ representam a fração volumétrica e a vagarosidade sônica, respectivamente, do i -ésimo constituinte mineralógico ($i = 1, 2, \dots, n_{ma}$). O total da fração volumétrica dos constituintes mineralógicos, da fração volumétrica de argila e da fração volumétrica de matéria orgânica, são dados por: $V_{ma,t} = \sum_{i=1}^{n_{ma}} V_{ma,i}$, $V_{clay,t} = \sum_{j=1}^{n_{clay}} V_{clay,j}$ e $V_{mo,t} = \sum_{k=1}^{n_{mo}} V_{mo,k}$, respectivamente. O termo $V_{clay,j}$ é a fração volumétrica do j -ésimo componente argiloso ($j = 1, 2, \dots, n_{clay}$), e $V_{mo,k}$, a fração volumétrica do k -ésimo componente orgânico ($k = 1, 2, \dots, n_{mo}$). A contribuição total da média das vagarosidades sônicas das argilas, é dada por:

$$\langle \Delta t_{clay} \rangle = \sum_{j=1}^{n_{clay}} V_{clay,j} \Delta t_{clay,j}, \quad (3)$$

onde $clay \equiv$ argila e/ou silte. Definimos a contribuição total da média das vagarosidades sônicas dos componentes orgânicos por:

$$\langle \Delta t_{mo} \rangle = \sum_{k=1}^{n_{mo}} V_{mo,k} \Delta t_{mo,k}, \quad (4)$$

e a contribuição total da média das vagarosidades sônicas dos fluidos nos espaços porosos da rocha por:

$$\langle \Delta t_f \rangle = \phi_e \sum_{n=1}^{n_f} S_{f,n} \Delta t_{f,n}, \quad (5)$$

em que $S_{f,n}$ e $\Delta t_{f,n}$ denotam a saturação e a vagarosidade sônica, respectivamente, da n -ésima fase fluida ($n = 1, 2, \dots, n_f$). Se representarmos a fração volumétrica total de fluidos por $V_{f,t}$ e assumirmos os poros 100% saturados, teremos $V_{f,t} \equiv \phi_e$. Conseqüentemente, $V_{ma,t} + V_{clay,t} + V_{mo,t} + V_{f,t} = 1$.

O modelo petrofísico na equação 1 permite calcular a vagarosidade sônica de rochas clásticas, mono- ou poliminerálicas, incorporando porosidade, argilosidade e saturação de fluidos. Apresentamos a seguir modelos petrofísicos específicos para o estudo numérico da variação das vagarosidades sônicas em rochas sedimentares clásticas.

1) Arenitos limpos monomineralógicos

Consideremos um arenito limpo, livre de matéria orgânica, e com 100% de saturação de água: $V_{clay,t} = V_{mo,t} = 0$, $S_w = 1$ e $\phi_e \equiv \phi_t$. A equação 1 então se reduz a

$$\Delta t = (1 - \phi_t) \Delta t_{ma} + \phi_t \Delta t_w, \quad (6)$$

onde Δt_{ma} e Δt_w denotam as vagarosidades sônicas do grão mineral predominante na matriz e da água contida nos poros da rocha, respectivamente. A partir da equação 6 obtemos $\phi_t = (\Delta t - \Delta t_{ma}) / (\Delta t_w - \Delta t_{ma})$, que é comumente usada na estimativa da porosidade total a partir do perfil sônico (Dewan, 1983). Os registros da ferramenta de perfilagem sônica são representados por Δt ; $\Delta t_w \approx 185 \mu s/ft$ é o valor adotado para a vagarosidade sônica da lama de perfuração contendo sal diluído.

Para sedimentos clásticos, $\Delta t_{ma} = \Delta t_{qtz} = 55,50 \mu s/ft$ (i.e., a vagarosidade sônica do quartzo). Quando duas fases fluidas estão presentes (por exemplo, água e óleo), modelo para a vagarosidade sônica evolui para:

$$\Delta t = (1 - \phi_t) \Delta t_{ma} + \phi_t (S_w \Delta t_w + S_o \Delta t_o), \quad (7)$$

onde S_w e $S_o = 1 - S_w$ são as saturações de água e de óleo, respectivamente.

2) Arenitos argilosos monomineralógicos

No caso de um arenito argiloso ($V_{clay,t} = V_{clay}$), sem matéria orgânica ($V_{mo,t} = 0$) e com 100% de saturação de água ($S_w = 1$), escrevemos:

$$\Delta t = (1 - V_{clay} - \phi_e) \Delta t_{ma} + V_{clay} \Delta t_{clay} + \phi_e \Delta t_w, \quad (8)$$

onde ϕ_e é porosidade efetiva, pois estamos assumindo que os minerais de argila obstruem as conexões entre os poros (Dewan, 1983). Como a argilosidade V_{clay} é estimada na prática (Larionov, 1969), podemos escrever: $\phi_e = \phi_t - V_{clay} [(\Delta t_{clay} - \Delta t_{ma}) / (\Delta t_w - \Delta t_{ma})]$, que é a equação usada para estimativa da porosidade efetiva a partir do perfil sônico. O termo Δt_{clay} é a vagarosidade sônica no ponto de folhelho do intervalo sedimentar sob investigação (Dewan, 1983). Segundo Ellis & Singer (2007), a predominância do argilo-mineral ilita em rochas sedimentares clásticas é notória, i.e., $\Delta t_{clay} = 47,20 \mu s/ft$. Considerando a rocha saturada com duas fases fluidas (i.e., saturação de água, S_w , e de óleo, S_o), o modelo petrofísico correspondente será

$$\Delta t = (1 - V_{clay} - \phi_e) \Delta t_{ma} + V_{clay} \Delta t_{clay} + \phi_e (S_w \Delta t_w + S_o \Delta t_o). \quad (9)$$

Neste trabalho, adotamos para a vagarosidade sônica do óleo o seguinte valor: $\Delta t_o = 234,50 \mu s/ft$.

3) Arenitos limpos bimineralógicos

A derivação do modelo petrofísico que descreve a vagarosidade sônica de um arenito limpo bimineralógico requer a descrição dos grãos minerais predominantes na matriz e das suas respectivas frações volumétricas. Ou seja: as frações volumétricas $V_{ma,i}$ e as vagarosidades sônicas $\Delta t_{ma,i}$ devem ser definidas a priori. Seja então uma litologia porosa limpa, cuja matriz é composta por quartzo e feldspato, e com saturação de água S_w . Nesse caso particular, a equação 1 evolui para:

$$\Delta t = (1 - \phi_t) \frac{V_{qtz} \Delta t_{qtz} + V_{fpt} \Delta t_{fpt}}{V_{qtz} + V_{fpt}} + \phi_t S_w \Delta t_w. \quad (10)$$

Os termos $\Delta t_{qtz} = 55,50 \mu s/ft$ e $\Delta t_{fpt} = 69 \mu s/ft$ são as vagarosidades sônicas do quartzo e do feldspato, respectivamente. Note que as frações volumétricas V_{qtz} e V_{fpt} refletem os pesos das contribuições de cada grão mineral. Semelhantemente, o modelo para a vagarosidade sônica de um arenito limpo bimineralógico será:

$$\Delta t = (1 - \phi_t) \frac{V_{qtz} \Delta t_{qtz} + V_{fpt} \Delta t_{fpt}}{V_{qtz} + V_{fpt}} + \phi_t (S_w \Delta t_w + S_o \Delta t_o). \quad (11)$$

Modelagem numérica de vagarosidades sônicas

caso consideremos água e óleo preenchendo os poros da rocha.

4) Arenitos argilosos bimineralógicos

Especificando o modelo petrofísico para as vagarosidades sônicas de um arenito bimineralógico, contendo quartzo e feldspato, e com argila preenchendo uma fração da matriz, teremos:

$$\Delta t = (1 - V_{\text{clay}} - \phi_e) \frac{V_{\text{qtz}} \Delta t_{\text{qtz}} + V_{\text{fpt}} \Delta t_{\text{fpt}}}{V_{\text{qtz}} + V_{\text{fpt}}} + V_{\text{clay}} \Delta t_{\text{clay}} + \phi_e S_w \Delta t_w \quad (12)$$

onde assumimos apenas água saturando os poros da rocha. As quantidades V_{clay} e Δt_{clay} denotam a fração volumétrica e a vagarosidade sônica da argila. Incorporando o óleo como uma fase fluida adicional presente na rocha, escrevemos:

$$\Delta t = (1 - V_{\text{clay}} - \phi_e) \frac{V_{\text{qtz}} \Delta t_{\text{qtz}} + V_{\text{fpt}} \Delta t_{\text{fpt}}}{V_{\text{qtz}} + V_{\text{fpt}}} + V_{\text{clay}} \Delta t_{\text{clay}} + \phi_e (S_w \Delta t_w + S_o \Delta t_o) \quad (13)$$

Os modelos petrofísicos especificados nas equações acima permitem uma investigação numérica da variação das vagarosidades sônicas em rochas reservatórios de petróleo e gás. A consistência numérica dos modelos é analisada a seguir, a partir de resultados obtidos usando os mesmos critérios de Magalhães & Martins (2008).

RESULTADOS

Nos testes numéricos a seguir analisamos os resultados dos modelos petrofísicos para a descrição da vagarosidade sônica em arenitos limpos e argilosos, mono- e bimineralógicos. Assumimos os valores práticos para os parâmetros das respectivas dependências apresentados no texto próximo às equações dos modelos petrofísicos correspondentes. Onde se aplica, levamos em conta a argilosidade associada à presença de illita.

Usamos os modelos especificados nas equações 6, 7, 8 e 9, para investigar a variação das vagarosidades sônicas em arenitos, limpos e argilosos, monomineralógicos e saturados a 100% com uma e duas fases fluidas. Adotamos o quartzo como o grão mineral predominante, construindo o gráfico em que Δt varia com a Δt_{min} . Os resultados da modelagem podem ser observados nas Figuras 1 e 2, para os seguintes valores de porosidade: 10, 20, 30 e 40%.

Os resultados numéricos dos modelos petrofísicos para a variação das vagarosidades sônicas em arenitos limpos e argilosos, bimineralógicos e 100% de saturação (somente com água ou com água e óleo), são mostrados nas Figuras 3 e 4. Adotamos quartzo e feldspato como os dois minerais presentes na matriz, de tal forma que, na Figura 3: (1) $V_{\text{qtz}} = 90\%$ e $V_{\text{fpt}} = 10\%$, para o arenito limpo, e (2) $V_{\text{qtz}} = 50\%$, $V_{\text{fpt}} = 20\%$ e $V_{\text{clay}} = 30\%$, para o arenito argiloso. Na Figura 4, estudamos apenas um arenito argiloso bimineralógico saturado com água e óleo, variando $V_{\text{clay}} = 10, 20, 30$ e 40% e assumindo

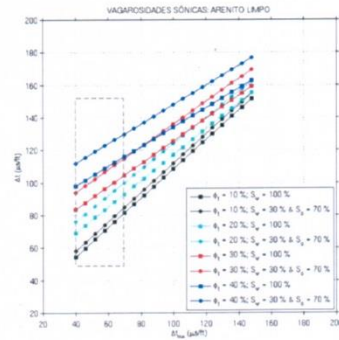


Figura 1: Arenito limpo monomineralógico 100% saturado com água (eq. 6 – quadrados) e com água e óleo (eq. 7 – círculos). De cima para baixo, $\phi_t = 40, 30, 20$ e 10%, respectivamente.

$V_{\text{qtz}} = 50\%$ e $V_{\text{fpt}} = 20\%$. Portanto, para construir os gráficos da Figura 3, usamos os modelos petrofísicos representados pelas equações 10, 11, 12 e 13. Para as variações de vagarosidade sônica mostradas na Figura 4, usamos apenas a equação 13. Note que, assumindo predominância de dois minerais na matriz da rocha e fixando a argilosidade, optamos por investigar a variação de Δt com a porosidade.

Assim como em Magalhães and Martins (2008), todos gráficos revelam a influência da porosidade em nos modelos estudados. Um aumento da porosidade acarreta um aumento acentuado das vagarosidades sônicas (i.e.,

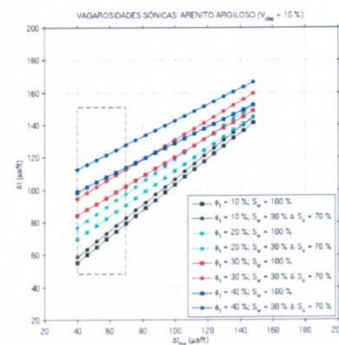


Figura 2: Arenito argiloso monomineralógico 100% saturado com água (eq. 8 – quadrados) e com água e óleo (eq. 9 – círculos). De cima para baixo, $\phi_t = 40, 30, 20$ e 10%, respectivamente.

Modelagem numérica de vagarosidades sônicas

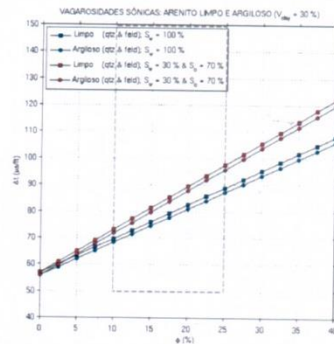


Figura 3: Arenito *limpo* e *argiloso*, bimineralico, 100% saturado. Quadrados: modelos para arenitos limpos saturados com água e com água e óleo (eqs. 10 e 11, respectivamente). Círculos: modelos para arenitos argilosos com água e com água e óleo (eqs. 12 e 13, respectivamente).

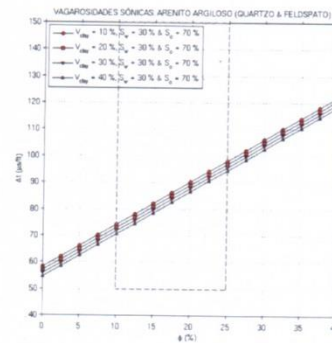


Figura 4: Arenito *argiloso*, bimineralico. Variação da argilosidade: $V_{clay} = 10, 20, 30$ e 40% . Uso do modelo petrofísico na eq. 13 (arenitos argilosos 100% saturados com água e óleo).

diminuição das velocidades). A saturação de fluidos também tem sua contribuição no aumento das vagarosidades sônicas, mas de forma bastante suave em comparação com o aumento da porosidade, independente de tratarmos rochas mono- ou bimineralicas (vide Figuras 1, 2 e 3). Outro parâmetro que influencia as vagarosidades sônicas é a argilosidade. Um aumento desse parâmetro provoca um decréscimo moderado nas vagarosidades sônicas (Figura 4), i.e., aumento das velocidades de ondas compressoriais. As figuras mostram também valores improváveis para Δt . Embora descrevam a variação das vagarosidades sônicas, os modelos petrofísicos que utilizamos fornecem valores inaceitáveis para Δt em rochas sedimentares. Por conta dessa particularidade, destacamos uma 'janela de validade' dos modelos adotados para descrever Δt . Consideramos os seguintes intervalos práticos para os parâmetros da dependência dos modelos estudados: $40 \mu s/ft \leq \Delta t_{min} \leq 70 \mu s/ft$, $50 \mu s/ft \leq \Delta t \leq 150 \mu s/ft$ e $10\% \leq \phi \leq 25\%$.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Composição mineralógica, porosidade e saturação de fluidos são fatores que influenciam quaisquer registros petrofísicos. Assim como no trabalho de Magalhães & Martins (2008), que estudaram modelos petrofísicos para a densidade efetiva, tais fatores também exercem influência nas vagarosidades sônicas. As simulações numéricas aqui apresentadas, para arenitos mono- e bimineralicos, confirmam a dependência daqueles parâmetros. Destaca-se que, além da porosidade, a influência da argilosidade, mesmo se considerada em frações volumétricas baixas, provoca um decréscimo perceptível no valor da vagarosidade sônica da rocha. Portanto, os modelos petrofísicos utilizados predizem satisfatori-

amente a vagarosidade sônica de rochas reservatórios dentro dos intervalos observados em situações reais.

AGRADECIMENTOS

Jorge L. Martins recebe o apoio do CNPq, Cons. Nac. de Desenv. Científico & Tecnológico, através de uma bolsa de produtividade em pesquisa PQ (proc. 302.480/2011-0). O PIBIC-ON/CNPq-MCTI apoia os estudantes de geofísica Thiago Moreira (proc. 115.941/2013-4), Thais de Castro (proc. 115.307/2013-3) e Juliana Araújo (proc. 100.408/2013-3).

REFERÊNCIAS

- Dewan, J. T., 1983, *Essentials of modern open-hole log interpretation*: PennWell Books.
- Ellis, D. V., and Singer, J. M., 2007, *Well logging for earth scientists* (2nd Edition): Springer.
- Larionov, W. W., 1969, *Borehole radiometry: Nedra (In Russian)*.
- Magalhães, M. F., and Martins, J. L., 2008, Modelagem numérica da densidade efetiva de reservatórios de petróleo e gás: III Simpósio Brasileiro de Geofísica, Belém (Sessão Poster: Petrofísica - P10).
- Schön, J. H., 1996, *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics*: Pergamon.
- Wyllie, M. R. J., Gregory, A. R., and Gardner, L. W., 1958, An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media: *Geophysics*, **23**, 459–493.
- Yilmaz, O., 2001, *Seismic data analysis: Society of Exploration Geophysicists*, Tulsa.