

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

**UMA NOVA ABORDAGEM PARA ESTIMATIVA DE ARGILOSIDADE USANDO  
PERFIS DE POROSIDADE**

**THAIS MALLET DE CASTRO**

NITERÓI - RJ

2016

THAIS MALLET DE CASTRO

**UMA NOVA ABORDAGEM PARA ESTIMATIVA DE ARGILOSIDADE USANDO  
PERFIS DE POROSIDADE**

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 em Geofísica.

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

Co-orientador: Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci (LAGEMAR-UFF)

NITERÓI – RJ

2016

THAIS MALLETT DE CASTRO

**UMA NOVA ABORDAGEM PARA ESTIMATIVA DE ARGILOSIDADE USANDO  
PERFIS DE POROSIDADE**

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. Wagner Moreira Lupinacci – LAGEMAR (UFF)

---

Prof. Dr. Rogério de Araújo Santos – LAGEMAR (UFF)

---

Prof. Dr. Luiz Alberto Santos – LAGEMAR (UFF)

NITERÓI – RJ

2016

C355

Castro, Thais Mallet de

Uma nova abordagem para estimativa de argilosidade usando perfis de porosidade / Thais Mallet de Castro. – Niterói : [s.n.], 2016.

83 f.

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

1.Estimativa de argilosidade. 2.Porosidade. 3.Modelos empíricos. 4.Modelos petrofísicos. II.Título.

CDD 552.06

## AGRADECIMENTOS

Aos meus grandes exemplos, meus pais Thales e Claudia, por todo incentivo, amor, carinho e suporte ao longo de todos esses anos. À minha avó Adelaide, que sempre me ensinou a enxergar o lado positivo de tudo, por seu imensurável carinho e dedicação. À minha tia Patricia, pela incrível experiência de estudar nos Estados Unidos e por todo carinho, suporte e conselhos. Às minhas irmãs Gabriela e Carolina e ao meu afilhado Arthur por tornarem meus dias mais leves e alegres. Ao meu namorado Marcus por todos os conselhos, apoio, paciência, incentivo e companheirismo ao longo de toda minha jornada universitária. À minha madrastra Elaine Loureiro por toda ajuda e conselhos (geofísicos ou não) ao longo da faculdade e pelas leituras e contribuições a este trabalho.

Às instituições Universidade Federal Fluminense (UFF) e Observatório Nacional (ON) e seus professores por contribuírem para o meu crescimento profissional ao longo desses anos de estudo. Ao meu orientador Jorge Leonardo Martins por me apresentar o fascinante caminho da pesquisa através da iniciação científica e por todas as contribuições, toda a paciência, dedicação e conhecimento trocado ao longo desses três anos de orientação. Ao meu co-orientador Wagner Lupinacci por todo auxílio e atenção, assim como pelas contribuições de grande valia para a conclusão deste trabalho. Ao professor Rogerio Santos pela oportunidade de estágio, por toda atenção, ensinamentos e conselhos. Ao professor Luiz Alberto Santos por aceitar ser membro da banca.

Ao CNPQ/ON pelo apoio financeiro com bolsa de Iniciação Científica (proc. no.115.307/2013-3) e à Agência Nacional de Petróleo (ANP) por ter cedido os dados de perfilagem de poços.

Aos meus amigos, Thiago Araújo e Juliana Araujo, por todos os projetos desenvolvidos juntos, por todos os momentos de estudo e diversão e por todo companheirismo, que fizeram com que estes anos de faculdade fossem tão especiais.

## RESUMO

A estimativa de argilosidade ( $V_{clay}$ ) das formações representa uma etapa essencial no fluxo de interpretação de perfis geofísicos devido à sua grande importância para a compreensão do sistema petrolífero de bacias sedimentares, bem como para a redução de impactos negativos na recuperação de óleo e gás. Classicamente, tais estimativas são realizadas a partir dos registros do perfil de raios gama (GR), usando relações empíricas. Entretanto, apesar de simples, os modelos empíricos tendem a superestimar a argilosidade. Uma forma de obter uma estimativa de argilosidade mais robusta, que pode evitar avaliações equivocadas, é por meio do uso de modelos petrofísicos. Dessa forma, esse trabalho visa investigar a estimativa da argilosidade em sedimentos turbidíticos, mediante uma análise dos resultados obtidos utilizando modelos empíricos clássicos e três modelos petrofísicos que incorporam informações de três perfis geofísicos: os perfis sônico, densidade e nêutrons. Dois destes modelos petrofísicos foram apresentados por Kamel & Mabrouk (2003) e Mabrouk & Kamel (2011) para formações argilosas. O outro modelo, proposto neste projeto e referenciado como Castro & Martins, apresenta uma nova abordagem para a estimativa de argilosidade em formações com a presença de hidrocarbonetos leves. O modelo Castro & Martins mostrou resultados consistentes para a zona com presença de hidrocarbonetos leves (gás) e forneceu estimativas de argilosidade mais robustas que as produzidas pelos modelos empíricos e pelos modelos petrofísicos usados como comparação nesta pesquisa.

**Palavras-chave:** estimativa de argilosidade, porosidade, modelos empíricos, modelos petrofísicos.

## ABSTRACT

The shaliness estimation ( $V_{\text{clay}}$ ) represents an essential step for well log interpretation due to its great importance to understanding the petroleum system of sedimentary basins, as well to reduce negative impacts on oil and gas recovery. Classically, these estimations are realized by gamma ray well log responses, using empirical models. However, despite their simplicity, empirical models tend to overestimate the shaliness. A way to obtain robust shaliness estimates, which can avoid misleading evaluations, it is by using petrophysical models. Thus, this project wants to investigate shaliness estimate of turbidite sediments by an analysis of the results obtained using classical empirical models and three petrophysical models that incorporate data from three geophysical logs: sonic, density and neutron logs. Kamel & Mabrouk (2003) and Mabrouk & Kamel (2011) presented two of these petrophysical models for shaly formations. The other model, proposed at this project and referenced as Castro & Martins, shows a new approach for shaliness estimation in gas-bearing formations. Castro & Martins model has exhibited consistent results for the gas-bearing zone and has provided shaliness estimates more robust than the ones produced by the empirical and petrophysical models used as comparison at this research.

**Keywords:** shaliness estimation, porosity, empirical models, petrophysical models.

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO .....	1
1.1	Objetivos.....	3
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1	Propriedades Petrofísicas .....	4
2.1.1	Porosidade .....	5
2.1.2	Argilosidade .....	6
2.2	Perfis de Poço .....	9
2.2.1	Perfis de Porosidade .....	10
2.2.1.1	Perfil Sônico.....	10
2.2.1.2	Perfil de Nêutrons.....	11
2.2.1.3	Perfil de Densidade .....	13
2.2.1.4	Combinação dos Perfis de Porosidade (sônico, nêutrons e densidade) .....	14
2.2.1.5	Estimativas de porosidade.....	15
2.2.2	Perfis para Análise de Zonas Permeáveis.....	18
2.2.2.1	Perfil de Potencial Espontâneo.....	18
2.2.2.2	Perfil de Raios Gama.....	21
2.2.2.3	Estimativas de Argilosidade.....	24
	Modelos Empíricos.....	25
	Modelos Petrofísicos .....	26
3	ÁREA DE ESTUDO .....	30
3.1.1	Campo de Namorado .....	35
4	METODOLOGIA .....	38
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	44
5.1	Interpretação dos Dados de Perfis de Poços .....	44
5.2	Validação do Modelo Proposto.....	48



5.3	Análise dos Resultados Obtidos .....	54
6	CONCLUSÃO .....	58
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	59
8	APÊNDICE .....	64

## Índice de Figuras

Figura 3-1: Localização da Bacia de Campos com a demonstração de seus principais limites e campos de petróleo. Fonte: Revista Phoenix, ano 6, número 75, maio de 2004. ....	30
Figura 3-2: Modelo esquemático da geodinâmica do Atlântico Sul. Fonte: Domingues (2011 apud Cainelli & Mohriak, 1999).....	32
Figura 3-3: Carta Estratigráfica da Bacia de Campos. Fonte: Winter et al. (2007). ....	34
Figura 3-4: Mapa de Localização do Campo de Namorado. Fonte: Barboza <i>et al.</i> (2003).....	36
Figura 3-5: Esquema de deposição dos turbiditos do Campo de Namorado. Fonte: Barboza et al. (2003).....	37
Figura 4-1: Fluxograma da metodologia de pesquisa.....	38
Figura 5-1: Perfis de cáliber (CAL) e raios gama (GR) para os poços (a) NA-01, (b) NA-04 e (c) NA-07.....	44
Figura 5-2: Topo e base do reservatório para o poço NA-01. <i>Track</i> 1: perfil de raios gama (GR); <i>Track</i> 2: crossover entre perfis de nêutrons (PHIN) e densidade (RHOB); <i>Track</i> 3: perfil de resistividade (ILD). ....	45
Figura 5-3: Topos e bases dos reservatórios do poço NA-04. <i>Track</i> 1: perfil de raios gama (GR); <i>Track</i> 2: crossover entre os perfis de nêutrons (PHIN) e densidade (RHOB); <i>Track</i> 3: perfil de resistividade (ILD). ....	46
Figura 5-4: Topo e base do reservatório do poço NA-07. <i>Track</i> 1: perfil de raios gama (GR); <i>Track</i> 2: crossover entre os perfis de nêutrons (PHIN) e densidade (RHOB); <i>Track</i> 3: perfil de resistividade (ILD).....	47
Figura 5-5: Comparação entre a porosidade de Gaymard ( $\phi_t, ND$ ) e a aproximação binomial da porosidade de Gaymard ( $\phi_t, ND, Bin$ ).....	48
Figura 5-6: Estimativa de argilosidade proveniente de diferentes modelos empíricos para o poço NA-07. <i>Track</i> 1 - perfil de raios gama (GR); <i>Track</i> 2 - perfil de resistividade (ILD); <i>Track</i> 3 - estimativas de argilosidade usando modelos empíricos: Stieber_Terciário (v verde), Stieber_Cretáceo (rosa), Stieber_Antigas (azul escuro), Larionov_Terciário (azul claro); Larionov_Antigas (cinza); Clavier (vermelho); Brock (amarelo).....	50
Figura 5-7: Estimativa de argilosidade usando diferentes modelos empíricos para o poço NA-07 com enfoque no reservatório. Legenda de cores: Stieber_Terciário (verde),	

Stieber\_Cretáceo (rosa), Stieber\_Antigas (azul escuro), Larionov\_Terciário (azul claro); Larionov\_Antigas (cinza); Clavier (vermelho); Brock (amarelo)..... 51

Figura 5-8: Poço NA-07. *Track 1*: perfil de densidade (RHOB); *Track 2*: estimativas de porosidade – Gaymard (PhitND,G -  $\emptyset t, ND$ ), nêutrons (PhiN -  $\emptyset N$ ), aproximação binomial (Phit,ND,Bin -  $\emptyset t, ND, Bin$ ), sônico (PhitS -  $\emptyset t, S$ ) e densidade (PhitD -  $\emptyset t, D$ ); *Track 3*: estimativas de argilosidade usando o modelo empírico de Clavier *et al.* (1971) e os modelos petrofísicos Kamel-Mabrouk (KM2003), Mabrouk-Kamel (MK2011) e a metodologia proposta (Nova\_Abordagem); *Track 4*: perfil de resistividade (ILD)..... 52

Figura 5-9: Perfis para o intervalo do reservatório do poço NA-07, com pico de baixa porosidade destacado na área do retângulo laranja. *Track 1* - Perfil de raios gama (GR); *Track 2* – Perfil sônico (Dtp); *Track 3* - Perfil de densidade (RHOB); *Track 4* - Porosidades: sônica (PhitS -  $\emptyset t, S$ ), Gaymard (PhitND,G -  $\emptyset t, ND$ ), densidade (PhitD -  $\emptyset t, D$ ), aproximação binomial (Phit,ND,Bin -  $\emptyset t, ND, Bin$ ) e nêutrons (PHIN -  $\emptyset N$ ). ..... 53

Figura 5-10: Perfis para análise das estimativas de argilosidade no reservatório do poço NA-07. *Track 1*: Porosidades - nêutrons (PHIN -  $\emptyset N$ ), densidade (PhitD -  $\emptyset t, D$ ) e sônico (PhitS -  $\emptyset t, S$ ). *Track 2*: estimativas de argilosidade usando o modelo empírico de Clavier *et al.* (1971) e os modelos petrofísicos Kamel-Mabrouk (KM2003), Mabrouk-Kamel (MK2011) e a metodologia proposta (Nova\_Abordagem). *Track 3*: perfil de resistividade (ILD)..... 55

## Índice de Tabelas

Tabela 1: Propriedades dos argilominerais. Fonte: Dewan (1983) .....	6
Tabela 2: Principais usos dos perfis geofísicos de poço aberto. Fonte: modificado de Rider (2002). .....	10

# 1 INTRODUÇÃO

A partir da segunda metade dos anos 1980, teve início uma intensa busca por jazidas petrolíferas em águas profundas e ultraprofundas. Essas diferentes condições de exploração de petróleo se associam à necessidade de desenvolvimento de novas técnicas que permitam solucionar as complexidades tecnológicas associadas a esses processos. De forma contínua, a indústria petrolífera segue em busca de tecnologias e métodos que possam reduzir as incertezas inerentes ao processo de exploração e que permitam uma melhor caracterização dos reservatórios, a fim de gerar estimativas de produtividade mais precisas.

No Brasil, foi a exploração em águas profundas que impulsionou o país na área de exploração de hidrocarbonetos a uma busca permanente de inovações tecnológicas que permitissem viabilizar a produção de petróleo em condições complexas. Tal fato rendeu ao Brasil, a partir de 1986, o título de líder mundial na produção em águas profundas (Morais, 2013). De acordo com Milani *et al.* (2000), a prospecção neste tipo de ambiente foi incentivada pelos baixos custos de descoberta e pela abundante produtividade dos reservatórios turbidíticos.

Como destaque, a Bacia de Campos foi laboratório mundial de desenvolvimento tecnológico para águas profundas. Esta Bacia possui folhelhos como principais rochas geradoras e uma grande variedade de rochas reservatório, dentre as quais estão basaltos fraturados, carbonatos, calcarenitos e turbiditos (Bastos, 2015). No caso da área de estudo deste trabalho, que corresponde ao Campo de Namorado, na Bacia de Campos, os reservatórios são turbidíticos.

Os turbiditos são depósitos sedimentares formados por correntes de turbidez, que podem ter origem marinha ou lacustre (Suguio, 1998). Eles são importantes reservatórios de hidrocarbonetos e representam o principal *play* do pós-sal no Brasil. Já os folhelhos, que no Campo de Namorado ocorrem como rochas geradoras ou selantes, correspondem a uma mistura de argilominerais e silte (Dewan, 1983).

A importância dos argilominerais não se limita somente ao fato de serem os principais constituintes dos folhelhos. Suguio (2003) destaca que além de determinados tipos de argilominerais serem indicadores de áreas potencialmente petrolíferas, eles estão presentes em 50 a 60% das rochas sedimentares.

O efeito dos argilominerais nas rochas é fortemente influenciado pelo tipo de distribuição de argila<sup>1</sup>. Segundo Schön (2011), as argilas definem um tamanho de partícula – menor que 0,002 mm – e descrevem um grupo de minerais, os argilominerais. Ainda segundo o autor, o tipo de distribuição de argila pode ser: laminar, estrutural ou dispersa. O primeiro corresponde a argilas organizadas em finos estratos entre as camadas de areias limpas. O segundo corresponde a uma matriz sólida formada pela argila juntamente com grãos de outros minerais. Por fim, a argila dispersa é a que se encontra envolvendo os grãos minerais de maior granulometria na matriz da rocha (Dewan, 1983; Ellis & Singer, 2007). Entre as formas de ocorrência, a argila dispersa é a que mais desperta o interesse dos intérpretes de perfis geofísicos. Isso ocorre porque este tipo de argila obstrui as conexões porosas, impedindo o fluxo de fluidos no reservatório e, conseqüentemente, causa um impacto negativo na produção de óleo e gás (Wyllie *et al.*, 1958). Este é apenas um dentre os vários efeitos causados pela presença de argila nas formações. Além de afetar os registros de diferentes perfis de poços, a existência da argila em rochas reservatório é um fator que prejudica a avaliação da formação (Dewan, 1983). Portanto, a influência exercida pela argila é um assunto de extrema importância que será devidamente aprofundado ao longo deste trabalho. Todavia, cabe salientar que não apenas a presença da argila é importante, mas também a quantidade da mesma em uma rocha é um fator determinante para saber se sua interferência será benéfica ou não.

Nesse contexto, a quantidade de argila existente em uma formação corresponde ao conceito de argilosidade. Este é definido como o percentual volumétrico de argila presente em reservatórios clásticos obstruindo as conexões porosas. A argilosidade pode ser estimada tanto a partir da interpretação dos registros do perfil de potencial espontâneo (SP) e/ou de raios gama (GR), quanto por meio de modelos empíricos e petrofísicos. No caso dos modelos empíricos, o uso do registro de apenas um perfil de poço em sua formulação (no caso, o de raios gama) gera uma incerteza na estimativa de argilosidade calculada por estes métodos que, geralmente, superestimam o volume de argila presente em uma formação. Isto compromete o cálculo da porosidade efetiva – aquela que considera apenas os poros interconectados. Conseqüentemente, as incertezas na avaliação do volume de óleo recuperável do reservatório crescem (Dewan, 1983). Por sua vez, os modelos petrofísicos, ao incorporarem uma maior quantidade de parâmetros provenientes de diferentes perfis de poços, tendem a fornecer estimativas de argilosidade mais confiáveis.

---

<sup>1</sup> A discussão acerca do termo “argila” é complexa e será abordada com mais detalhes ao longo do trabalho.

Neste trabalho serão apresentados os modelos empíricos clássicos – Larionov (1969), Brock (1981), Stieber (1970) e Clavier *et al.* (1971) – e analisados três modelos petrofísicos para estimativa de argilosidade que incorporam informações de três perfis geofísicos: perfil de nêutrons, perfil de densidade e perfil sônico. Um desses modelos petrofísicos, aqui referido como modelo Castro & Martins, foi proposto neste trabalho pela autora em coautoria com o Prof. Dr. Jorge Leonardo Martins e teve seus resultados preliminares apresentados no VII Simpósio Brasileiro de Geofísica (Castro & Martins, 2016). Os outros dois modelos petrofísicos foram propostos por Kamel & Mabrouk (2003) e por Mabrouk & Kamel (2011).

A performance destes dois modelos petrofísicos diante de modelos empíricos clássicos em sedimentos turbidíticos do Campo de Namorado, Bacia de Campos, foi publicada em Castro *et al.* (2014). Neste trabalho, os autores constataram que esses modelos petrofísicos apresentam estimativas confiáveis de argilosidade em formações argilosas, mesmo que outros elementos radioativos que não sejam folhelhos estejam presentes. Kamel & Mabrouk (2003) e Mabrouk & Kamel (2011) apontam que os modelos por eles propostos também apresentam bons resultados em formações portadoras de hidrocarbonetos, embora no caso específico do gás a utilização de outra abordagem seja mais adequada.

## 1.1 Objetivos

Apresentar um modelo petrofísico para estimativa de argilosidade, incorporando informações de perfis utilizados para o cálculo da porosidade (i.e, sônico, nêutrons e densidade), assim como a porosidade de Gaymard. Dessa forma, têm-se o propósito de que essa nova formulação represente um modelo petrofísico adequado para estimar a argilosidade em formações que possuem a presença de hidrocarbonetos leves, como o gás. E também analisar a estimativa de argilosidade em sedimentos turbidíticos usando os modelos empíricos clássicos, os modelos petrofísicos propostos por Kamel & Mabrouk (2003) e Mabrouk & Kamel (2011) e o novo modelo aqui desenvolvido.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Propriedades Petrofísicas

O termo petrofísica foi introduzido por Archie (1950) para caracterizar o estudo das propriedades físicas das rochas que estão relacionadas à distribuição de fluidos em seus poros. Tiab & Donaldson (2012) acrescentam que a petrofísica engloba o estudo referente aos mecanismos de deslocamento de soluções químicas, armazenamento de óleo, medição da saturação do óleo residual, relação entre as fases fluidas em meios porosos e outras características complexas do comportamento dos fluidos nas rochas. Portanto, as propriedades petrofísicas controlam parâmetros essenciais na avaliação e exploração de um reservatório. Sendo, assim, de grande interesse e importância para a indústria do petróleo.

Nesse contexto, destaca-se o estudo das rochas sedimentares, já que a maior parte da produção de petróleo ocorre nessas rochas. Segundo Suguio (2003), as rochas sedimentares dividem-se em três classes principais: clásticas, biogênicas e quimiogênicas. As rochas clásticas são formadas pela acumulação de materiais erodidos fora da bacia de sedimentação e que são transportados até a bacia. As rochas bioconstruídas são resultantes do retrabalhamento de sedimentos biológicos depositados dentro da própria bacia. Já as rochas quimiogênicas representam depósitos químicos resultantes da precipitação de minerais em solução.

Segundo Nery (2004), para efeito petrofísico, uma rocha sedimentar constitui-se mineralogicamente por três elementos. Entretanto, ainda que exerçam a mesma função, estas componentes podem possuir diferentes nomenclaturas a depender do tipo de rocha. Para rochas carbonáticas, os elementos são: ortoquímicos, micrita e espató. Já para as rochas clásticas são: arcabouço, matriz e cimento.

O arcabouço corresponde à fração da rocha que normalmente lhe dá sustentação, sendo formado por grãos de maior diâmetro. A matriz representa a fração fina que dá consistência à rocha e que, a depender das condições ambientais, pode preencher os espaços vazios entre grãos. Por sua vez, o cimento é o componente precipitado quimicamente nos espaços porosos, sendo o responsável pela rigidez da rocha.

É importante destacar que para fins da perfilagem geofísica, a rocha sedimentar é dividida apenas em duas partes: matriz (engloba o arcabouço, cimento e a matriz) e poro (todo o espaço vazio da rocha). De acordo com Nery (2013), isso ocorre devido à dificuldade das ferramentas em distinguir, por exemplo, um grão de sílica de uma matriz ou um cimento



silicoso. Desse modo, as propriedades petrofísicas das rochas, bem como o transporte de fluidos, irão depender fortemente de fatores como composição mineral; tamanho, orientação e empacotamento dos grãos; grau de compactação e cimentação (Tiab & Donaldson, 2012).

Dentre os vários tipos de propriedades petrofísicas, duas serão detalhadas a seguir: porosidade e argilosidade. Isso se deve ao fato de que essas propriedades são as mais relevantes para o objetivo proposto.

### 2.1.1 Porosidade

A porosidade é a relação entre o volume de espaços vazios de uma rocha e o volume total da mesma. Ela pode ser classificada em porosidade deposicional (ou primária) e porosidade pós-deposicional (ou secundária). A porosidade primária é adquirida pela rocha durante a sua deposição ou bioconstrução, correspondendo, por exemplo, à porosidade intergranular nos arenitos. Já a porosidade secundária é fruto de processos posteriores à conversão do sedimento em rocha, como por exemplo, as fraturas em arenitos e folhelhos.

Além dessas classificações, a porosidade também se divide em total e efetiva. A porosidade total representa o volume total de vazios, enquanto que a efetiva considera somente os espaços vazios interconectados. Nery (2013) destaca que a porosidade efetiva é a mais importante comercialmente e, por isso, é o tipo de porosidade desejável nos cálculos de interpretações dos perfis. De acordo com Schön (2011), a importância deste tipo de porosidade decorre da sua contribuição para o transporte de fluidos dos poros, o que não acontece em rochas com poros separados.

A porosidade não é uma propriedade constante nas rochas, podendo sofrer variações de acordo com alguns elementos. Nery (2013) afirma que a cimentação, a dissolução, o conteúdo da matriz ou aloquímicos e a dolomitização são os principais fatores que afetam a porosidade das rochas carbonáticas.

Nas rochas clásticas, Tiab & Donaldson (2012) explicam quatro fatores que governam a porosidade: uniformidade do tamanho dos grãos, o grau de cimentação ou consolidação, o nível de compactação antes e após a deposição e o empacotamento. A presença de partículas menores misturadas com grãos de maior granulometria (areias) provoca a diminuição da porosidade. O aumento da consolidação e da cimentação também provoca diminuição da porosidade. Geralmente, a porosidade é menor em rochas mais antigas e compactadas. Com o aumento da pressão de sobrecarga, grãos de areia mal selecionados

podem mudar progressivamente seu empacotamento, resultando em esmagamentos e deformações plásticas das partículas de areia e, conseqüentemente, em diminuição da porosidade.

Embora existam vários métodos laboratoriais para a determinação da porosidade em rochas consolidadas, elas também podem ser obtidas por meio do uso dos perfis de poços. Os principais perfis responsáveis por fornecer essa propriedade são os perfis sônico, densidade e de nêutrons. O aprofundamento acerca destes tipos de perfis, bem como a determinação da porosidade por meio deles, serão abordados no tópico de perfis de poços.

### 2.1.2 Argilosidade

A argilosidade, também conhecida como volume de argila, corresponde ao percentual volumétrico de argila presente na formação. Segundo Schön (2011), o termo “argila” descreve um grupo de minerais denominado aluminossilicatos (argilominerais com estrutura laminar) e também define um tamanho de partícula, que é inferior a 0,002 mm. Já o termo “folhelho”, de acordo com Ellis & Singer (2007), corresponde a rochas de granulometria fina que contêm uma fração considerável de minerais de argila e silte.

Dewan (1983) destaca que os argilominerais são classificados em grupos de acordo com sua estrutura cristalina. Os que interessam nas rochas sedimentares são: montmorilonita, illita, caulinita e clorita. A Tabela 1 lista as principais propriedades desses argilominerais que são relevantes na avaliação das formações.

Tipo de argila	Componentes					
	CEC meq/g	$\phi_N$	$\rho$ (média) g/cm <sup>3</sup>	Raio Gama Espectral		
				K, %	U, ppm	Th, ppm
Montmorilonita	0,8 – 115	0,24	2,45	0,16	2 – 5	14 – 24
Ilita	0,1 – 0,4	0,24	2,65	4,5	1,5	< 2
Clorita	0 – 0,1	0,51	2,8	–	–	–
Caulinita	0,03 – 0,06	0,36	2,65	0,42	1,5 – 3	6 - 19

Tabela 1: Propriedades dos argilominerais. Fonte: Dewan (1983)

A primeira coluna de dados da Tabela 1 corresponde a um importante parâmetro chamado Capacidade de Troca de Cátions (CEC). Conforme Odom (1984), isso significa que os argilominerais têm cátions fixados na superfície, entre camadas e dentro dos canais da

estrutura cristalina, que podem ser trocados por meio de reação química por outros íons em solução aquosa sem que isso acarrete em modificações de sua estrutura cristalina. A capacidade de troca catiônica é, portanto, uma propriedade importante dos argilominerais, já que os cátions trocáveis influem intensamente sobre as suas propriedades físico-químicas. Schön (2011) destaca que a troca de cátions é a origem física da condutância da interface argila – água. A CEC é geralmente expressa em meq/g, ou seja, miliequivalentes por 100g do argilomineral seco a 110°C.

A segunda coluna da Tabela 1 corresponde aos valores que o perfil de nêutrons teoricamente leria para uma formação de argila totalmente (100%) seca, devido à ligação do hidrogênio com a estrutura cristalina (Dewan, 1983). Ellis & Singer (2007) afirmam que o hidrogênio é um membro proeminente em todos os argilominerais presentes na tabela, gerando grandes impactos nas respostas da porosidade de nêutrons.

A terceira coluna da Tabela 1 mostra a densidade média da argila seca, que depende tanto da concentração de hidrogênio como do conteúdo de pequenos componentes de minerais pesados, como o ferro (Dewan, 1983). Desse modo, a presença de variação de densidade entre os diferentes tipos de argilominerais influencia a densidade dos folhelhos. Já que estes, de acordo com Nery (2013), possuem densidades altamente variáveis em virtude de suas composições mineralógicas – aproximadamente 60% de argilominerais e 40% de outros minerais.

As três últimas colunas da Tabela 1 listam a concentração média dos elementos radioativos naturais em cada argilomineral. Corroborando os dados apresentados nesta tabela, Rider (2002) afirma que como indicador de folhelho por meio do perfil espectral, o tório (Th) pode ser usado na maioria dos casos.

Schön (2011) salienta que o efeito dos minerais de argila nas rochas depende não só das suas propriedades, mas também do tipo de distribuição da argila, que pode ser: laminar, estrutural e dispersa. Conforme Tiab & Donaldson (2012), a primeira estrutura corresponde a argilas organizadas em finos estratos entre as camadas de areias limpas. Nesse tipo de arranjo, a porosidade e a permeabilidade são afetadas de forma considerável. Dewan (1983) acrescenta que essas argilas são de origem detrítica, podendo corresponder a uma mistura de dois ou mais tipos de argilominerais.

Na configuração estrutural, a argila forma a matriz sólida juntamente com grãos de outros minerais. Tiab & Donaldson (2012) dizem que este tipo de distribuição é raro e que

suas características são semelhantes às das argilas laminares. Entretanto, a porosidade e a permeabilidade permanecem constantes (Nery, 2013).

De acordo com Schön (2011), a argila dispersa é formada dentro do sedimento quando cristais de argilas precipitam a partir de fluidos presentes nos poros. Dessa forma, as argilas podem preencher os poros e aderir a grãos de maior granulometria, envolvendo-os. Dewan (1983) destaca que este tipo de distribuição pode ser bastante prejudicial, já que uma quantidade relativamente pequena de argila pode obstruir os poros e reduzir consideravelmente os valores de porosidade e permeabilidade. Além disso, ao afetar a conexão entre os poros da rocha, a argila pode impedir o fluxo de fluidos no reservatório, causando um impacto negativo da produtividade de óleo e gás. Assim, do ponto de vista econômico, este é o tipo de distribuição de argila que mais desperta interesse.

Dewan (1983) afirma que a existência de argila em rochas reservatório é um fator fortemente incômodo na avaliação da formação, pois ela não só complica a determinação dos hidrocarbonetos *in place*, como também afeta a habilidade do reservatório de produzir estes hidrocarbonetos. O autor ainda acrescenta que a presença de argila em uma rocha reservatório pode ser benéfica ou não. O fator determinante será a quantidade de argila presente: enquanto grandes quantidades de argila em um reservatório podem acabar com sua produção por meio da redução excessiva de sua permeabilidade, uma pequena quantidade de argila disseminada nos poros pode ser benéfica ao servir como uma trapa para a água intersticial.

Hilchie (1978) ressalta que a redução do contraste de resistividade entre óleo ou gás e a água é o efeito mais significativo da argila em uma formação. Para Kamel & Mabrouk (2003), isso implica que se uma quantidade suficiente de argila estiver presente em um reservatório, pode ser muito difícil determinar se a zona é produtiva. Dessa forma, a determinação da qualidade de um reservatório em termos da identificação da litologia, dos tipos e distribuição de fluidos, da porosidade, da permeabilidade e de outros parâmetros petrofísicos, é baseada principalmente na avaliação do volume de argila (Kamel & Mabrouk, 2003).

Cabe ressaltar que a presença de argila não influencia apenas as estimativas de reservas e produtividade dos reservatórios. Ela também atinge diretamente a leitura e a interpretação dos perfis de poço. Como exemplo, temos os efeitos causados nos perfis usados para a estimativa da porosidade. No caso do perfil sônico, a presença de argila nas camadas permoporosas amplia a quantidade de água intersticial (comparadas àquelas limpas ou sem argila) e aumenta o intervalo de tempo registrado. Já no perfil de densidade, quanto menos

densa por unidade de volume (devido ao excesso de água presa na molécula de argila) for a argila, menor será a resposta do perfil.

No contexto da interpretação de perfis, Nery (2013) evidencia que dentre todos os problemas que o intérprete enfrenta, a argilosidade é o parâmetro mais desafiante. Visto que a correção proposta para os efeitos causados pela presença de argila depende da argilosidade em primeira instância. Portanto, uma estimativa robusta de argilosidade é de extrema importância para a interpretação e extração de informações confiáveis a partir dos perfis de poços e, conseqüentemente, para a avaliação econômica de sistemas petrolíferos.

## 2.2 Perfis de Poço

Inicialmente, os perfis de poço eram utilizados para correlacionar padrões similares de condutividade elétrica de um poço para outro (Ellis & Singer, 2007), visando atender à crescente demanda da indústria de exploração de hidrocarbonetos. Com o passar dos anos, as técnicas de perfilagem foram aperfeiçoadas, permitindo também uma avaliação quantitativa das formações.

Segundo Nery (2004), os cálculos quantitativos, necessários para avaliar o potencial comercial de um poço, se correlacionam bem com as profundidades registradas nos perfis geofísicos, se os cabos de perfilagem forem calibrados para um limite máximo de erro da ordem de 1 m para cada 1000 m de poço.

A interpretação de um conjunto de perfis geofísicos fornece, quantitativamente, propriedades petrofísicas tais como porosidade, permeabilidade, teor de argila e saturação. Visando a determinação dessas propriedades e a avaliação do potencial de um poço, existem diversos tipos de perfis com diferentes aplicações (ver Tabela 2). Neste trabalho serão abordados, de acordo com a divisão proposta por Dewan (1983), os perfis de porosidade – sônico (DT), nêutrons (PHIN), e densidade (RHOB); e os perfis para análise de zonas permeáveis – potencial espontâneo (SP) e raios gama (GR).

	Geologia Geral				Geologia de Reservatório		Geoquímica		Petrofísica				Sísmica		
	Litologia	Identificação Mineral	Correlação Estratigráfica	Fácies Depositionais	Identificação de Fraturas	Identificação de Altas Pressões	Identificação da Rocha Geradora	Maturidade	Porosidade	Permeabilidade	Volume de Folhelho	Saturação de Hidrocarbonetos	Identificação de Gás	Velocidade Intervalar	Impedância Acústica
Temperatura								+							
Cáliper					-					-					
SP			-	-						-	+				
Resistividade	-		-	-		+	+	+	+	-		*	-		
Raios Gama	-	-	-	-			+				+				
Sônico	+		-		+	+	+		*				-	*	*
Densidade	+	-		-	+	-	+		*				-		*
Fotoelétrico	+	+													
Nêutron	+	-		-			-		*		-		-		
	+ uso quantitativo				- uso qualitativo			* uso semi-quantitativo/quantitativo							

Tabela 2: Principais usos dos perfis geofísicos de poço aberto. Fonte: modificado de Rider (2002).

## 2.2.1 Perfis de Porosidade

A porosidade, como destacado previamente, pode ser calculada por meio de três perfis convencionais de poços: sônico (DT), nêutrons (PHIN) e densidade (RHOB).

O perfil sônico, originalmente criado para auxiliar na construção de sismogramas sintéticos, foi durante muitos anos a ferramenta mais popular para o cálculo da porosidade. Entretanto, atualmente, a combinação entre os perfis de densidade e nêutrons tem se tornado a primeira opção.

Dewan (1983) destaca que quando a matriz é conhecida e o fluido do poro é totalmente líquido, uma só ferramenta pode ser suficiente. Em outros casos, a combinação de duas, ou até mesmo das três ferramentas pode ser necessária.

### 2.2.1.1 Perfil Sônico

O perfil sônico registra a medida do tempo de trânsito de uma onda mecânica através das rochas. A velocidade de propagação de uma onda compressional sofre alterações de acordo com o meio em que se propaga. Além disso, ela possui uma relação inversa com o tempo de propagação. Tal fato implica que o tempo gasto pela onda para percorrer uma mesma distância fixa será menor nos sólidos do que nos líquidos e gases, visto que os meios sólidos possuem velocidade de propagação maior.

Nery (2004) ressalta que o perfil sônico mostra uma relação direta entre o tempo de propagação de uma onda compressional e a porosidade das rochas, pois ao se considerar duas rochas semelhantes, a que contiver mais fluidos dentro de seus poros (maior porosidade) mostrará um tempo de trânsito maior do que uma com menos fluidos (menor porosidade).

De acordo com Kearey *et al.* (2009), a ferramenta de medição deste perfil consiste em uma fonte que emite pulsos ultrassônicos a uma frequência de 20-40 kHz detectados, normalmente, por dois receptores separados por uma distância de cerca de 300 mm.

Por convenção do Instituto Americano de Petróleo (em inglês, *American Petroleum Institute* – API), a unidade de medida usada para o tempo de trânsito é o  $\mu\text{s}/\text{pé}$  (ou  $\mu\text{s}/\text{m}$ ).

Rider (2002) evidencia que, quantitativamente, o perfil sônico pode ser utilizado no cálculo da porosidade – obtida por meio de uma relação matemática que será explicitada no tópico de estimativas de porosidade – e na interpretação sísmica ao fornecer a velocidade intervalar. Além dessas aplicações, o perfil também auxilia na identificação do grau de compactação das rochas e na detecção e fraturas.

Cabe destacar que a presença de hidrocarbonetos nas formações afeta o registro do perfil sônico. Conforme Nery (2004), o tempo de trânsito na água é da ordem de 189 a 200  $\mu\text{s}/\text{pé}$  (salgada ou doce, respectivamente), o do óleo (menos denso) é de 236  $\mu\text{s}/\text{pé}$  e o do gás (menos denso ainda) é da ordem de 600  $\mu\text{s}/\text{pé}$ . Assim, camadas portadoras de hidrocarbonetos têm um pequeno (óleo) ou grande (gás) aumento no tempo de trânsito ( $\Delta t$ ). Ou seja, ocorre um retardamento no tempo total de propagação de uma onda compressional nas camadas que possuem uma mistura de óleo e água, quando comparadas com aquelas que contêm apenas água. Dessa forma, em zonas portadoras de gás (hidrocarbonetos leves), a porosidade estimada a partir do perfil sônico é ligeiramente superior, devido ao tempo de propagação da onda compressional que é maior no gás. Além disso, a presença de argila na formação também causará aumento na porosidade estimada a partir do sônico, já que o excesso de água intersticial adsorvida aos argilominerais atenua a velocidade da onda compressional.

#### 2.2.1.2 Perfil de Nêutrons

O perfil de nêutrons mede uma radioatividade induzida artificialmente, por meio do bombardeio das rochas com nêutrons de alta energia ou velocidade. Ainda segundo Nery (2013), ao longo da trajetória fonte-captura, um nêutron passa pelas fases de colisão,

amortecimento, termalização e absorção. Entretanto, Rider (2002) afirma que dentre estas fases, duas se destacam: colisão e absorção.

A colisão ocorre quando os nêutrons bombardeados nas camadas do poço se chocam sucessivamente com os átomos do meio. Durante esse processo, os nêutrons adquirem uma nova trajetória e perdem parte de sua energia cinética para o núcleo dos átomos. Esta perda de energia depende da massa relativa do núcleo. Isto justifica a alta perda de energia decorrente das colisões entre um nêutron e um núcleo de hidrogênio, já que ambos possuem massas iguais. Após choques sucessivos, os nêutrons tendem a atingir a energia termal do meio ambiente ( $0,025 \text{ eV}^2$ ). Embora as colisões permaneçam, os nêutrons não perdem mais energia; apenas se afastam cada vez mais da fonte até serem capturados por um núcleo. Ocorre, então, a conversão de pequena porção da massa do nêutron em energia para o núcleo. A excitação do núcleo, oriunda dessa energia adicional, fará com que o mesmo emita raios gama de alta energia.

A intensidade da radiação gama é controlada pela distância que ela percorreu desde o ponto da captura do nêutron até o cintilômetro. Essa distância será afetada, principalmente, pela concentração de íons de hidrogênio: quanto mais alta a concentração deles, mais próxima da parede do poço é a captura de nêutrons e maior o nível de radiação (Kearey *et al.*, 2009).

A compreensão sobre a existência de uma relação entre a distância captura-cintilômetro e a concentração de íons de hidrogênio pode ser depreendida de Nery (2013). O autor afirma que os choques e amortecimentos dos nêutrons são tarefas preferencialmente realizadas pelos núcleos de hidrogênio. Isto seria também a principal razão para se falar em Índice de Hidrogênio (HI) no lugar de porosidade. O índice de hidrogênio representa assim a quantidade de hidrogênio por unidade de formação.

Segundo Ellis & Singer (2007), como o hidrogênio das formações pode estar presente na forma de hidrocarbonetos ou água e tende a ocorrer nos espaços porosos, uma correlação entre ele e a porosidade da formação é facilmente realizada. Kearey *et al.* (2009) acrescentam que em arenitos e calcários todos os íons de hidrogênio estão presentes nos hidrocarbonetos ou nos fluidos dos poros, de forma que a concentração de íons de hidrogênio é totalmente dependente da porosidade. Corroborando tais afirmações, Nery (2013) explica que o índice de

---

<sup>2</sup>Símbolo de "elétron-volt". Representa uma unidade de medida de energia empregada em física atômica e nuclear. Por definição, um elétron-volt é a quantidade de energia cinética adquirida por um único elétron quando acelerado por uma diferença de potencial elétrico de um volt, no vácuo.



hidrogênio (HI) pode ser calibrado em valores de porosidade utilizando-se uma rocha padrão de laboratório, com porosidade conhecida e totalmente saturada em água.

Cabe destacar que a presença de hidrocarbonetos leves (gás) e argila nas camadas afeta diretamente a resposta do perfil de nêutrons. Para um volume investigado de rocha, a presença de hidrocarboneto leve (gás), que é expansivo, resulta em um baixo valor de densidade de hidrogênio (concentração/volume). Dessa forma, o perfil de nêutrons lerá baixa porosidade nestas zonas. Já o excesso de água intersticial adsorvida aos argilominerais, aumenta a quantidade de  $H^+$  das camadas. Consequentemente, o perfil de nêutrons lerá alta porosidade em intervalos argilosos.

Quantitativamente, o perfil de nêutrons é usado para medir tanto a porosidade quando o índice de hidrogênio da formação. Qualitativamente, este perfil é um excelente discriminador de óleo e gás (Rider, 2002). Nery (2013) destaca que é preciso ter cuidado na interpretação do perfil de nêutrons, pois uma rocha com 10% de porosidade manterá este valor para qualquer tipo de fluido intersticial, seja ele água, óleo, gás ou uma mistura deles. Portanto, exploratoriamente, a fim de minimizar os cálculos, utiliza-se sempre uma combinação de perfis. As aplicações fruto da interpretação conjunta entre os perfis sônico, nêutrons e densidade serão abordadas ao final do tópico de perfis de porosidade.

#### 2.2.1.3 Perfil de Densidade

O perfil de densidade é um registro da densidade global das formações em função da profundidade. Segundo Rider (2002), a densidade global da rocha é aquela que inclui a matriz sólida e os fluidos presentes nos poros. Essa densidade é medida por meio do bombardeamento das camadas por feixes de raios gama, utilizando uma fonte que contém Césio ( $Cs^{137}$ ) ou Cobalto ( $Co^{60}$ ). Devido à presença desses dois elementos, que possuem nível médio de energia, a interação entre os raios gama e as rochas se dará preferencialmente por meio do Efeito Compton. Tal efeito, que será mais aprofundado no tópico referente ao perfil de raios gama, se origina da colisão entre um fóton de média energia e um átomo qualquer.

Após sucessivas colisões entre os feixes monoenergéticos de raios gama e os elétrons das formações, os raios gama vão se dispersando ou sendo absorvidos, fazendo com que a intensidade inicial dos feixes diminua. O detector mede, então, essa atenuação de intensidade,

que é resultado da mudança na densidade eletrônica (número de elétrons por unidade de volume) do meio.

O Efeito Compton é diretamente proporcional à densidade eletrônica, e esta é proporcional à densidade das formações. Logo, a ferramenta irá responder diretamente à densidade da formação e inversamente à sua porosidade. Kearey *et al.* (2009) ressaltam que a fração de raios gama que retorna para o detector é que determina o valor da densidade (normalmente expressa em  $\text{g/cm}^3$ ). Portanto, quanto maior a intensidade da radiação no detector, menos densa é a rocha e vice-versa.

Rider (2002) destaca que, quantitativamente, o perfil de densidade é usado para calcular a porosidade e, indiretamente, a densidade de hidrocarbonetos. No caso da porosidade, ela é obtida por meio de uma equação que será detalhada no tópico de estimativas de porosidade. Qualitativamente, o perfil de densidade é um bom indicador de litologias, podendo ser usado para identificar certos minerais e auxiliar na identificação de regiões de fraturas e altas pressões.

Vale destacar que a porosidade estimada a partir do perfil de densidade será mais alta em zonas portadoras de gás (hidrocarbonetos leves) devido à baixa densidade do gás. Comportamento contrário ao que ocorre em formações com a presença de argila, onde são observados valores de porosidade menores.

Também é importante ressaltar que para a maioria das litologias a densidade raramente é usada como fator diagnóstico sem a consideração de outros perfis (Stevanato, 2011). Isso se deve ao fato de que a densidade das rochas é influenciada por vários fatores, tais como: composição mineralógica, porosidade, idade e compactação. As rochas mais compactadas, assim como as mais antigas, por exemplo, tendem a ser mais densas.

Portanto, a interpretação conjunta do perfil de densidade com outros perfis garante maior confiabilidade às informações extraídas. Além disso, a sua combinação com os demais perfis convencionais usados para a estimativa da porosidade (sônico e nêutrons), permite estender seus usos a outras aplicações.

#### 2.2.1.4 Combinação dos Perfis de Porosidade (sônico, nêutrons e densidade)

A interpretação integrada dos perfis de porosidade, além de diminuir as incertezas decorrentes da avaliação de um único tipo de perfil, pode fornecer informações muito relevantes do ponto de vista econômico. Embora o perfil de densidade quando usado sozinho

seja um pobre indicador litológico, a combinação dele com o perfil de nêutrons representa o melhor indicador qualitativo de litologia geral (Rider, 2002).

Outra aplicação da combinação de perfis nêutrons-densidade é a identificação de zonas de hidrocarbonetos leves. Segundo Nery (2013), em uma zona com gás o perfil de densidade terá sua leitura aumentada, enquanto que o perfil de nêutrons terá seu índice de hidrogênio diminuído. Portanto, a combinação entre esses dois perfis é um excelente recurso na identificação da presença de hidrocarbonetos nas rochas reservatórios. Além disso, a combinação de ambos é importante para determinar o “ponto de folhelho”, fator amplamente utilizado nas correções do efeito de argila dos perfis de poço, na estimativa da porosidade efetiva e, conseqüentemente, nos modelos petrofísicos que serão apresentados mais adiante. O “ponto de folhelho” ocorre, de acordo com Dewan (1983), quando a porosidade calculada pelo perfil de nêutrons é maior que a porosidade apresentada pelo perfil de densidade ( $\phi_{t,D} < \phi_{t,N}$ ). Assim, o “ponto de folhelho” é calculado como o ponto no perfil em que a diferença entre a porosidade fornecida pelo perfil de nêutrons e a porosidade estimada pelo perfil de densidade ( $\phi_{t,N} - \phi_{t,D}$ ) é máxima. Devido a esses fatores, Ellis & Singer (2007) destacam que em condições de poço aberto, o perfil de nêutrons é utilizado quase que exclusivamente em conjunto com o perfil de densidade.

Cabe ressaltar, entretanto, que a utilização desses dois perfis também pode ser combinada com o perfil sônico. De acordo com Nery (2013), a determinação da litologia e a identificação de zonas de hidrocarbonetos leves, podem também ser obtidas por meio da combinação dos perfis de densidade, de nêutrons e sônico.

Por sua vez, os perfis sônico e de densidade também podem ser combinados. A utilização conjunta desses dois perfis é de grande importância para a confecção de sismogramas sintéticos. Já que usando dessa combinação é possível calcular o coeficiente de reflexão e a impedância acústica do meio, além das constantes elásticas e da velocidade intervalar.

#### 2.2.1.5 Estimativas de porosidade

A seguir serão apresentadas as fórmulas básicas para a estimativa da porosidade, uma vez que a formulação dos modelos petrofísicos incorporam informações dos perfis sônico, densidade e de nêutrons. Como destacado previamente, os registros dos perfis de densidade e sônico fornecem estimativas de porosidade de forma indireta, por meio de

fórmulas específicas para cada perfil sob investigação. Já o perfil de nêutrons, ao ter o índice de hidrogênio calibrado em valores de porosidade utilizando-se uma rocha padrão de laboratório, de porosidade conhecida e totalmente saturada com água, fornece diretamente os valores de porosidade.

Por meio dos perfis de densidade e sônico, é possível obter tanto a porosidade total ( $\Phi_t$ ) como a porosidade efetiva ( $\Phi_e$ ). Entretanto, o cálculo da  $\Phi_e$  está vinculado à influência da presença de argila, dependendo de parâmetros como a estimativa de argilosidade e o “ponto de folhelho”. Desse modo, tanto a estimativa da porosidade total quanto da efetiva a partir do perfil de densidades,  $\Phi_t \equiv \Phi_{t,D}$  e  $\Phi_e \equiv \Phi_{e,D}$ , são fornecidas, respectivamente, pelas seguintes relações (Dewan, 1983; Schön, 1996):

$$\Phi_{t,D} = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f}, \quad (1)$$

e:

$$\Phi_{e,D} = \Phi_{t,D} - V_{clay}\Phi_{t,D,clay}, \quad (2)$$

nas quais,  $\rho_{ma}$  é a densidade média dos grãos minerais que formam a matriz,  $\rho_b$  é o registro do perfil de densidade,  $\rho_f$  é a densidade do filtrado de lama,  $V_{clay}$  é a estimativa de argilosidade e  $\Phi_{t,D,clay}$ , é a porosidade aparente no “ponto de folhelho”, que é expressa por:

$$\Phi_{t,D,clay} = \frac{\rho_{ma} - \rho_{clay}}{\rho_{ma} - \rho_f}, \quad (3)$$

na qual,  $\rho_{clay}$  é o registro do perfil de densidade no “ponto de folhelho”.

A partir do perfil sônico, a estimativa da porosidade total,  $\Phi_t \equiv \Phi_{t,S}$ , é expressa por (Dewan, 1983; Schön, 1996):

$$\Phi_{t,S} = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}}, \quad (4)$$

na qual,  $\Delta t$  = intervalo de tempo da formação,  $\Delta t_{ma}$  = intervalo de tempo de trânsito da matriz sólida e  $\Delta t_f$  = intervalo de tempo de trânsito do fluido.

Nery (2013) destaca que nas rochas não compactadas a água suporta a pressão das camadas sobrepostas. Portanto, essa maior quantidade de água, em relação à matriz, gera uma atenuação nas ondas em forma de leve estiramento (*stretch*) das amplitudes e, conseqüentemente, o intervalo de tempo medido aumenta. Logo, a porosidade sônica para rochas não compactadas precisa de uma correção que as compatibilize com as rochas compactadas. Assim, na presença de rochas não compactadas, insere-se um Fator de Compactação ( $C_p$ ) na equação 4, como apresentado abaixo:

$$\Phi_{t,S} = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \times \frac{1}{C_p}, \quad (5)$$

e:

$$C_p = \frac{\Delta t_{clay} \times C}{100}, \quad (6)$$

na qual,  $\Delta t_{clay}$  = intervalo de tempo de trânsito no “ponto de folhelho” e  $C$  = constante que, normalmente, é igual a 1,0. Mas seu valor pode variar de acordo com o meio, a área e a formação.

O cálculo da porosidade efetiva por meio do perfil sônico,  $\Phi_{e,S}$ , é dado por:

$$\Phi_{e,S} = \Phi_{t,S} - V_{clay} \Phi_{t,S,clay}, \quad (7)$$

na qual a porosidade aparente no “ponto de folhelho” ( $\Phi_{t,S,clay}$ ) usando o perfil sônico, corresponde a:

$$\Phi_{t,S,clay} = \frac{\Delta t_{clay} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}}. \quad (8)$$

Como abordado previamente, a combinação entre os perfis de porosidade é largamente empregada com o objetivo de potencializar suas aplicações. Desse modo, a combinação entre o registro do perfil de nêutrons e do perfil de porosidade total estimado a partir do perfil de densidade, fornece uma relação mais robusta para a estimativa da porosidade. Nesse caso,  $\Phi_t \equiv \Phi_{t,ND}$ , onde a relação é expressa por (Dewan, 1983):

$$\Phi_{t,ND} = \delta \Phi_{t,D} + (1 - \delta) \Phi_N, \quad (9)$$

na qual  $0,5 \leq \delta \leq 1,0$ . Segundo Asquith & Gibson (1983), em zonas de água,  $\delta = 0,5$ , resultando em:

$$\phi_{t,ND} = \frac{\phi_N + \phi_{t,D}}{2}. \quad (10)$$

Visando solucionar o problema imposto pela influência da presença de argila na interpretação dos perfis de poço, Gaymard & Poupon (1970) propuseram um método baseado na consideração de vários indicadores de argila. Estes foram avaliados estatisticamente durante o intervalo de poço a ser interpretado. Dentre os indicadores estudados, destaca-se a relação fruto da combinação entre os perfis de densidade e de nêutrons. Esta relação, que é conhecida como Porosidade de Gaymard, é comumente empregada em zonas de hidrocarbonetos leves (gás), sendo representada por:

$$\phi_{t,ND}^2 = \frac{\phi_N^2 + \phi_{t,D}^2}{2}. \quad (11)$$

Cabe ressaltar que nas equações 9, 10 e 11 é possível considerar a estimativa da porosidade efetiva  $\phi_{e,ND}$ .

## 2.2.2 Perfis para Análise de Zonas Permeáveis

De acordo com Dewan (1983), o primeiro passo na análise de um conjunto de perfis de poços para a determinação das zonas permeáveis e das zonas impermeáveis, pode ser realizado utilizando os perfis de potencial espontâneo (SP) e raios gama (GR). A partir da utilização de mecanismos diferentes, ambos os perfis podem distinguir folhelhos de não folhelhos. Enquanto o SP corresponde a uma medida elétrica, o GR é uma medida nuclear.

### 2.2.2.1 Perfil de Potencial Espontâneo

A presença de um fluido de perfuração (lama) no processo da perfuração é de suma importância, visto que esse fluido é responsável por preservar as seções não consolidadas, lubrificar a broca e a coluna de perfuração, evitar desmoronamentos e permitir a coleta de amostras de calha para análise. Entretanto, por possuir características eletrolíticas, ele também pode ocasionar distúrbios nos perfis. Desse modo, para que uma operação de perfuração seja

bem executada, a lama de perfuração deve ter suas características controladas. Nery (2004) ainda destaca que para contrabalancear a pressão exercida pelos fluidos interporosos (PE) das camadas, a pressão hidrostática (PH) do fluido de perfuração deveria ser aproximadamente igual à pressão estática intrínseca dessas camadas. Mas, para evitar surgências fluidas indesejáveis, generalizou-se que as lamas devem ter pressão hidrostática (PH) um pouco maior que a pressão estática (PE). Esta diferença de pressão entre o fluido de formação e o fluido de perfuração acarreta no processo conhecido como infiltração ou invasão.

A invasão ocorre quando a fase contínua da lama, o filtrado, penetra nos poros ou fraturas das rochas. A fase descontínua, como argilas incorporadas e/ou adicionadas, não adentra as camadas rochosas com facilidade e, portanto, impermeabiliza gradualmente a parede do poço. Esta deposição de partículas carregadas em suspensão pelo fluido de perfuração que sela as rochas porosas forma um reboco. Ou seja, toda vez que a broca penetra uma camada permoporosa ocorrem os processos de invasão do filtrado e formação do reboco. Entretanto, a infiltração tem caráter dinâmico e estático, pois enquanto houver movimentação da coluna de perfuração, o reboco sofrerá reduções e novas frentes de infiltração podem ocorrer.

O perfil de potencial espontâneo é resultado das diferenças de potencial medidas entre eletrodos localizados dentro do poço e eletrodos situados na superfície, sem que nenhuma corrente artificial seja aplicada. Para que as medições sejam realizadas, os poços devem ser preenchidos com um fluido de perfuração condutivo (base água). De acordo com Rider (2002), também são necessários outros dois fatores para que a diferença de potencial eletroquímico ocorra: presença de uma camada permeável e porosa circundada por uma formação impermeável e diferença de salinidade (ou pressão) entre o fluido de perfuração e o fluido de formação.

A força eletromotriz que gera a curva do SP é decorrente de processos eletrocinéticos e eletroquímicos. O potencial de eletrofiltração ou eletrocinético ocorre quando há um eletrólito se movimentando através de um meio permeável. Na indústria do petróleo, onde os poços são bastante profundos, o potencial eletrocinético torna-se relevante devido aos altos valores de pressão hidrostática que são atingidos.

Já o potencial eletroquímico é a fonte mais importante de potencial espontâneo natural, sendo formado pela junção de diferentes soluções dentro de um poço. Esta junção é produzida de acordo com elos, dentre os quais se destacam: água de formação – folhelho, que

gera o potencial de membrana ( $E_m$ ); filtrado – água de formação, que gera o potencial de junção líquida ( $E_j$ ).

O potencial de membrana ( $E_m$ ) corresponde a um fenômeno elétrico adicional que possui valores muito mais altos que o potencial de junção líquida e ocorre quando existem interlaminações ou disseminações de folhelho ou argila separando as soluções envolvidas no processo, fazendo com que os íons tenham que se movimentar através deles.

Como o filtrado de lama é feito a partir de soluções condutoras, o contato entre ele e a água interporosa das camadas gera correntes elétricas naturais, devido à difusão de íons que ocorre da solução mais salina para a menos salina. Portanto, o potencial de junção líquida ( $E_j$ ) é resultado do movimento das cargas elétricas na zona de contato entre duas soluções de concentrações iônicas distintas.

A explicação de tais processos permite compreender a afirmação feita por Kearey *et al.* (2009) de que o efeito do potencial espontâneo é originado pelo movimento de íons a diferentes velocidades entre dois fluidos de concentrações diferentes.

Segundo Rider (2002), o perfil de potencial espontâneo fornece quantitativamente a resistividade da água de formação e o volume de folhelho. O método de obtenção da argilosidade, ou volume de folhelho, a partir do perfil de potencial espontâneo será mostrado no tópico de estimativas de argilosidade. Qualitativamente, ele fornece a permeabilidade, a correlação estratigráfica e a identificação de fácies deposicionais. Como destacado por Kearey *et al.* (2009), isto permite, por exemplo, realizar uma distinção entre arenitos e folhelhos, visto que o primeiro possui uma anomalia negativa em relação ao segundo no perfil de SP.

Para que essas informações possam ser obtidas por meio do perfil de potencial espontâneo é preciso que se defina a Linha Base de Folhelho (LBF). Esta ocorre devido à tendência a um valor constante que a curva do SP adquire perante folhelhos de características petrofísicas iguais. Deve-se lembrar de separar individualmente os intervalos de formações diferentes, pois os folhelhos não possuem potencial de membrana ( $E_m$ ) fixo. Segundo Nery (2013), a LBF deve representar, para cada intervalo em análise, uma tangente média dos valores máximos dos folhelhos de um mesmo pacote. Cabe ressaltar que cada formação possui sua própria Linha Base de Folhelho, portanto, a LBF de uma formação nunca poderá ser utilizada em outro poço.

Na presença de folhelhos, a curva do perfil de potencial espontâneo apresenta tendência retilínea e, no caso de camadas permeáveis (onde ocorre invasão do filtrado), a curva irá apresentar deflexões. Rider (2002) destaca que quanto maior a deflexão do SP,



maior é o contraste de salinidade entre o filtrado de lama e a água de formação. Logo, o sinal do perfil de potencial espontâneo é função do contraste de resistividades entre o filtrado de lama e a água de formação. A deflexão será para a direita (positiva) quando o filtrado for mais salgado que a água intersticial e para a esquerda (negativa), quando a água intersticial for mais salgada que o filtrado. Nas zonas portadoras de hidrocarbonetos, o perfil SP possui uma menor deflexão que o normal, podendo esta “atenuação por hidrocarboneto” ser um indicador de sua presença (Kearey *et al.*, 2009).

#### 2.2.2.2 Perfil de Raios Gama

Radioatividade é o decaimento espontâneo, ou desintegração, de um núcleo atômico instável seguido da emissão de radiação. Esta última, a partir de Fresnel e Young, corresponde a ondas eletromagnéticas invisíveis que podem ser detectadas devido aos seus efeitos ionizantes.

A radioatividade pode ser natural ou artificial. A primeira se manifesta espontaneamente nos elementos radioativos e isótopos que se encontram na natureza, enquanto que a segunda está relacionada ao bombardeamento de átomos através de partículas aceleradas. Existem três tipos de radioatividade natural: radiação alfa ( $\alpha$ ), radiação beta ( $\beta$ ) e radiação gama ( $\gamma$ ). Segundo Schön (2011), a profundidade de penetração das radiações alfa e beta é muito pequena e, por isso, para aplicações práticas, como no caso da perfilagem de poços, utiliza-se a radiação gama.

Os raios gama, ou fótons, correspondem a uma energia eletromagnética que pode reagir de diferentes maneiras com a matéria. Existem, entretanto, três tipos de interação que são de interesse para a perfilagem: Efeito de Produção de Par, Efeito Fotoelétrico e Efeito Compton (Ellis & Singer, 2007).

O efeito de produção de par é originado da interação entre um fóton de alta energia (maior que  $1,02 \text{ MeV}^3$ ) com o campo elétrico gerado pelo núcleo dos átomos. A energia do fóton se converte em um par de elétrons, um positivo e outro negativo. O elétron com carga negativa se torna um elétron livre, enquanto o outro elétron tem curta durabilidade devido à sua facilidade de interação com elétrons da vizinhança.

---

<sup>3</sup>Símbolo de "megaelétron-volt". Representa uma unidade de medida de energia, empregada em física atômica e nuclear, equivalente a um milhão de elétrons-volt.

O efeito fotoelétrico ocorre quando um fóton de baixa energia (menor que 75 keV<sup>4</sup>) transfere toda sua energia para um elétron orbital. Consequentemente, o fóton é completamente absorvido e desaparece do meio, enquanto que o elétron se transforma em um fotoelétron livre.

O efeito Compton é resultado da colisão entre um fóton de média energia (entre 75 keV e 1,02 MeV) com um elétron orbital. Durante este processo, o fóton retira o elétron de sua órbita, desviando-se de sua trajetória e cedendo ao elétron parte de sua energia cinética. Como resultado, o fóton permanece no meio, mas com sua energia reduzida.

Schön (2011) destaca que apenas três processos de decaimento radioativo, produzindo quantidades mensuráveis de raios gama, ocorrem naturalmente nas rochas: a série Urânio-Rádio, a série do Tório e o Potássio K<sup>40</sup>. Os raios gama naturais oriundos dessas fontes, por possuírem níveis energéticos da ordem de 1,4 a 2,6 Me, interagem principalmente por meio do Efeito Compton.

Os elementos radioativos naturais supracitados ocorrem naturalmente nas rochas ígneas e são espalhados nos sedimentos e na água do meio ambiente durante os processos de intemperismo e erosão. Fatores como a presença de organismos vivos na água do ambiente deposicional e a composição mineralógica dos sedimentos é que determinam a concentração desses elementos nas rochas sedimentares. Devido às possíveis diluições, contaminações e intemperismos, o nível de radioatividade dos sedimentos é sempre menor do que o das rochas ígneas.

Dentre as rochas sedimentares, as argilas e/ou folhelhos se destacam pelo seu alto teor de radioatividade natural, devido à sua capacidade em reter íons metálicos. Segundo Nery (2004), a radioatividade nesses sedimentos é significativa, pois eles são ricos em matéria orgânica (microorganismos tendem a retirar elementos radioativos da água do mar, retendo-os em seus corpos) e possuem grande capacidade de realizar trocas iônicas com as soluções intersticiais do ambiente deposicional. Esse fato justifica a afirmação de Schön (2011) de que a radioatividade das rochas sedimentares aumenta das rochas “limpas” (sem presença de argila) para as rochas “argilosas”. Ou seja, quanto maior o conteúdo de argila de determinada rocha, maior será sua radioatividade. Porém, existem exceções que serão mostradas no tópico seguinte.

Existem dois tipos de perfis baseados na radioatividade gama. O primeiro é o perfil de raios gama, que mede a radioatividade natural das rochas proveniente dos elementos instáveis

---

<sup>4</sup>Abreviatura de mil elétrons-volt.

potássio ( $K^{40}$ ), urânio ( $U^{235}$ ) e tório ( $Th^{232}$ ). O segundo perfil corresponde ao perfil espectral de raios gama, que mede separadamente os três elementos radioativos. Cabe salientar que apenas o primeiro tipo será relevante para este trabalho, visto que seu objetivo não contempla a contribuição individual de cada elemento radioativo.

Rider (2002) destaca que os raios gama podem ser detectados principalmente por três tipos de ferramentas: câmaras de ionização, cintilômetros e, eventualmente, contadores Geiger-Muller. A radioatividade medida é normalmente expressa em Unidades API, ou Grau API, (em inglês, *American Petroleum Institute* – Instituto Americano de Petróleo), determinadas segundo níveis de referência de um poço teste da Universidade de Houston.

Conforme Ellis & Singer (2007), o perfil de raios gama foi introduzido no final dos anos 1930 como o primeiro método de perfilagem não elétrica, sendo imediatamente útil no processo de distinção entre formações limpas e argilosas.

Rider (2002) destaca que atualmente o perfil é muito utilizado, quantitativamente, para o cálculo do volume de folhelho, processo que será explicitado no tópico referente à argilosidade. Além disso, qualitativamente, é empregado na correlação de fácies e na identificação de litologias (argilosas).

Dewan (1983) afirma que o perfil de raios gama é, também, efetivo na distinção de zonas permeáveis, pois os elementos radioativos tendem a estar mais concentrados nos folhelhos, que são muito impermeáveis, do que em carbonatos e arenitos, que são mais permeáveis.

Para que tais informações possam ser obtidas por meio do perfil GR, deve-se compreender o funcionamento de seu registro. Segundo Nery (2013), por convenção, na curva GR a radioatividade cresce da esquerda para a direita (normalmente de 0 a 150 API). O autor ainda destaca que a amplitude normal para os folhelhos é da ordem de 75 a 150 unidades API.

Stevanato (2011), diz que um arenito sem a presença de argila (“limpo”) possui baixos valores medidos em API. Ainda de acordo com a autora, as rochas que possuem menor radioatividade e, conseqüentemente, menor resposta no perfil são calcários, evaporitos e carvão.

Como destacado anteriormente, existem exceções que podem gerar picos anômalos no perfil de raios gama. Alguns exemplos são os folhelhos negros, os sais potássicos e os arenitos arcósios (Stevanato, 2011). Os últimos correspondem a arenitos que possuem feldspatos detríticos com conteúdo de potássio em sua composição e, portanto, possuem

considerável radioatividade. Deve-se, então, ter cautela para que os picos não sejam interpretados de forma equivocada.

Nery (2013) enumera a definição da linha de base defronte aos folhelhos (LBF), como o primeiro passo para a interpretação quantitativa do perfil de raios gama. O autor ressalta que devido à radioatividade ser um evento estatístico, a LBF deve ser traçada representando a média dos valores máximos dos folhelhos. Por meio dela é possível determinar os valores  $GR_{max}$  e  $GR_{min}$ , que correspondem, respectivamente, às leituras máxima e mínima do perfil GR. Esses valores, assim como o registro do perfil de raios gama (GR), são imprescindíveis para o cálculo do índice de raios gama ( $IGR$ ). Segundo Castro *et al.* (2014), os modelos empíricos para estimativa de argilosidade, que serão abordados no próximo tópico, possuem a comum dependência deste índice, que é expresso por:

$$IGR = \frac{GR - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}}. \quad (12)$$

### 2.2.2.3 Estimativas de Argilosidade

A argilosidade pode ser estimada a partir da interpretação dos perfis potencial espontâneo e raios gama e por meio de modelos empíricos e petrofísicos.

A argilosidade,  $V_{clay}$ , pode ser calculada utilizando o perfil de potencial espontâneo (SP) a partir da relação:

$$V_{clay}(\%) = \left(1 - \frac{SP}{SSP}\right) \times 100, \quad (13)$$

na qual  $SP$  é o valor lido em uma camada que possua alguma argilosidade inclusa e  $SSP$  é o valor lido na areia mais limpa (não argilosa) do intervalo.

Rider (2002) destaca que esse método assume que a deflexão da curva SP entre a linha base de folhelho (100% de argila) e o potencial espontâneo estático (SSP) em uma areia limpa (0% de argila) é proporcional à argilosidade. Esta relação é verdadeira qualitativamente, mas quantitativamente não possui nenhuma base teórica. Assim, a argilosidade estimada a partir do perfil de potencial espontâneo não é comumente utilizada e, normalmente, fornece valores superestimados.

Como mostrado no t3pico do perfil de raios gama, por meio de sua leitura, 3 poss3vel obter os valores que comp3e o 3ndice de raios gama (*IGR*) (equa33o 12). A determina33o do *IGR* 3 de grande importa3cia para os modelos emp3ricos de estimativa de argilosidade, pois como mostrado a seguir, todos eles possuem a comum depend3ncia deste 3ndice.

### Modelos Emp3ricos

De um modo geral, uma rela33o emp3rica 3 uma rela33o matem3tica que por meio da an3lise do comportamento de determinados fatores estabelece uma correla33o para os mesmos.

No caso da petrof3sica, os modelos emp3ricos s3o formulados a partir de medidas de propriedades de rochas, normalmente, realizadas em laborat3rios usando testemunhos de uma bacia sedimentar espec3fica.

Segundo Larionov (1969), a estimativa da argilosidade  $V_{\text{clay}}$  para rochas do Terci3rio (i.e., sedimentos recentes) pode ser calculada por meio de:

$$V_{\text{clay}} = 0,083 [2^{3,7 \times IGR} - 1]. \quad (14)$$

Para rochas mais antigas, Larionov (1969) prop3e o uso da rela33o:

$$V_{\text{clay}} = 0,33 [2^{2,0 \times IGR} - 1]. \quad (15)$$

A estimativa de argilosidade para rochas do Oligoceno-Mioceno, proposta por Brock (1984), possui uma estrutura semelhante 3s equa333es de Larionov (1969):

$$V_{\text{clay}} = 0,21 [2^{2,9 \times IGR} - 1]. \quad (16)$$

J3 Stieber (1970) derivou uma equa33o geral, que tamb3m considera a idade da rocha:

$$V_{\text{clay}} = \frac{IGR}{A - (A - 1) \times IGR}, \quad (17)$$

na qual, os valores  $A = 3$ ,  $A = 2$  e  $A = 0,15$  se aplicam, respectivamente, a rochas do Terci3rio, rochas mais antigas e rochas do Cret3ceo. Por fim, a rela33o para estimativa de argilosidade proposta em Clavier *et al.* (1971) 3:

$$V_{clay} = 1,70 - \sqrt{3,38 - [IGR + 0,7]^2}. \quad (18)$$

A validade dos modelos empíricos supracitados é sempre questionável. Isto porque os coeficientes de cada modelo empírico estão associados a rochas específicas, que possuem características sedimentológicas que podem ser distintas daquelas sob investigação. Além disso, a utilização de um único registro de perfil de poço, no caso o perfil de raios gama, pode ser problemática. Um exemplo é a presença de outros minerais radioativos na formação além das argilas. Como o perfil de raios gama é resultado da radioatividade natural das rochas, esses minerais radioativos irão influenciar diretamente nos valores da estimativa de argilosidade.

#### Modelos Petrofísicos

Os modelos petrofísicos que serão abordados foram propostos por Kamel & Mabrouk (2003) e Mabrouk & Kamel (2011). Os autores afirmam que estes modelos fornecem bons resultados para formações muito argilosas independente da distribuição e do tipo das argilas. Isso ocorre devido à incorporação de diversos parâmetros que direta ou indiretamente afetam a determinação da argilosidade, levando em consideração não só o efeito da argila, como também da matriz e dos fluidos.

A formulação matemática desses modelos para a estimativa da argilosidade usa a relação fundamental entre a porosidade total  $\phi_t$ , a porosidade efetiva  $\phi_e$  e a porosidade aparente no “ponto de folhelho”  $\phi_{clay}$ , expressa por:

$$\phi_e = \phi_t - V_{clay}\phi_{clay}, \quad (19)$$

a qual pode ser reescrita como:

$$V_{clay} = \frac{\phi_t - \phi_e}{\phi_{clay}}. \quad (20)$$

Note que  $\phi_t$ ,  $\phi_e$  e  $\phi_{clay}$  podem ser estimadas por meio dos três perfis de porosidade, i.e., perfil de nêutrons (PHIN), perfil de densidade (RHOB) e perfil sônico (DT).

Em formações sedimentares clásticas muito argilosas é possível aproximar  $V_{clay} \approx 100\%$  resultando em  $\phi_e \approx 0$  (Kamel & Mabrouk, 2003; Mabrouk & Kamel, 2011).

Nesse caso,  $\phi_t \approx \phi_{clay}$  e a equação 20 se torna:

$$V_{clay} = 1 - \frac{\phi_e}{\phi_t}, \quad (21)$$

na qual a  $\phi_t$  é estimada combinando os perfis de nêutrons e densidade ( $\phi_t \equiv \phi_{t,ND}$ , usando as equações 9, 10 e 11). Já para a porosidade efetiva  $\phi_e$ , podemos usar os registros do perfil de densidade ( $\phi_e \equiv \phi_{e,D}$ ) ou do perfil sônico ( $\phi_e \equiv \phi_{e,S}$ ).

### (I) Modelo petrofísico Kamel-Mabrouk (2003)

No modelo petrofísico Kamel-Mabrouk, assume-se que a porosidade total estimada pelo perfil densidade é equivalente à porosidade efetiva estimada por meio do perfil densidade ( $\phi_{t,D} \equiv \phi_{e,D}$ ). Dessa forma, os autores reescrevem a equação 10 como:

$$\phi_{t,ND} = \frac{\phi_N + \phi_{e,D}}{2}. \quad (22)$$

Realizada esta alteração, este modelo insere a relação da estimativa de porosidade efetiva a partir do perfil de densidade (equação 2), na equação 22, obtendo como resultado a seguinte relação:

$$\phi_{t,ND} = \frac{\phi_N + (\phi_{t,D} - V_{clay}\phi_{t,D,clay})}{2}. \quad (23)$$

Posteriormente, eles retomam a equação 21, previamente calculada, e consideram  $\phi_e \equiv \phi_{e,S}$  e  $\phi_t \equiv \phi_{t,ND}$ , realizando as substituições necessárias e obtendo:

$$V_{clay} = 1 - \frac{(\phi_{t,S} - V_{clay}\phi_{t,S,clay})}{\left[ \frac{\phi_N + (\phi_{t,D} - V_{clay}\phi_{t,D,clay})}{2} \right]}. \quad (24)$$

Após as devidas manipulações algébricas, os autores obtêm como resultado a seguinte equação quadrática:

$$A_1 V_{clay}^2 + B_1 V_{clay} + C_1 = 0, \quad (25)$$

na qual os coeficientes  $A_1$ ,  $B_1$  e  $C_1$  são:

$$A_1 = \phi_{t,D,clay}, \quad (26)$$

$$B_1 = -\phi_N - \phi_{t,D} - A_1 + 2\phi_{t,S,clay}, \quad (27)$$

$$C_1 = \phi_N + \phi_{t,D} - 2\phi_{t,S} \frac{100}{\Delta t_{clay}}. \quad (28)$$

Resolvendo a equação 25 e considerando apenas a raiz positiva, tem-se:

$$V_{clay} = \frac{-B_1 + \sqrt{\Delta}}{2 \times A_1}, \quad (29)$$

na qual:

$$\Delta = B_1^2 - 4A_1C_1. \quad (30)$$

## (II) Modelo petrofísico de Mabrouk-Kamel (2011)

O modelo Mabrouk-Kamel para estimativa de argilosidade apresenta uma formulação matemática mais simplificada. Ao invés de assumirem  $\phi_{t,D} \equiv \phi_{e,D}$ , o modelo adota que  $\phi_{t,D} \equiv \phi_{t,ND}$  (equação 10) e  $\phi_e \equiv \phi_{e,S}$  na equação 21. Com a manipulação algébrica se obtém:

$$V_{clay} = 1 - \frac{(\phi_{t,S} - V_{clay}\phi_{t,S,clay})}{\left[ \frac{\phi_N + \left( \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f} \right)}{2} \right]}. \quad (31)$$

Então, o modelo petrofísico para a argilosidade é expresso como:



$$V_{clay} = \frac{\Phi_N + A_2(\rho_b - \rho_{ma}) - B_2(\Delta t - \Delta t_{ma})}{\Phi_N + A_2(\rho_b - \rho_{ma}) - 2C_2}, \quad (32)$$

no qual os coeficientes  $A_2$ ,  $B_2$  e  $C_2$  são expressos por:

$$A_2 = \frac{1}{\rho_f - \rho_{ma}}, \quad (33)$$

$$B_2 = \frac{200}{\Delta t_{clay}(\Delta t_f - \Delta t_{ma})}, \quad (34)$$

$$C_2 = \Phi_{t,S,clay}. \quad (35)$$

### 3 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Campos encontra-se no litoral do Estado do Rio de Janeiro, entre os paralelos 21° e 24° de latitude sul, na margem Leste da Plataforma Continental Brasileira. Limitada por duas feições estruturais: o Arco de Vitória (limite setentrional, com a Bacia do Espírito Santo), no litoral sul do Espírito Santo, e o Arco de Cabo Frio (limite meridional, com a Bacia de Santos), no litoral norte fluminense (Figura 3-1). Até a cota batimétrica de 3.400 m, sua área é de aproximadamente 100.000 km<sup>2</sup>, da qual apenas 500 km<sup>2</sup> estão emersas. Classificada como bacia do tipo costeira de margem continental atlântica, é de idade mezozóica e caracterizada por riftes evoluindo para bacias transtensionais (Suguio, 2003).



Figura 3-1: Localização da Bacia de Campos com a demonstração de seus principais limites e campos de petróleo. Fonte: Revista Phoenix, ano 6, número 75, maio de 2004.

Dias *et al.* (1990) destacam que a Bacia de Campos possui características na sua evolução tectono-sedimentar que a tornam singular em relação ao potencial petrolífero, apesar de sua história evolutiva estar relacionada a das demais bacias da costa leste brasileira. Os autores acrescentam que diversos fatores, tais como reativação das fontes de sedimentos, baixo grau de afinamento crustal, forte tectônica adiastrófica e variações globais do nível do mar no Neo-Cretáceo e Terciário, interagiram de forma a propiciar a acumulações de grandes volumes de hidrocarbonetos.

## Geodinâmica da Margem

A margem divergente da América do Sul abrange um sistema contínuo de bacias sedimentares originadas por mecanismos de distensão litosférica que, a partir do Mesozóico, conduziram à ruptura do paleocontinente Gondwana, e à separação definitiva das placas Africana e Sul-Americana, acompanhando a formação do Oceano Atlântico Sul (Milani *et al.* 2000).

Bastos (2015) aponta que a abertura do Atlântico Sul se originou de um processo misto entre fenômenos controlados por estiramento litosférico (conforme o modelo clássico de McKenzie, 1978) e posterior anomalia termal (conforme modelo de Royden & Keen, 1980). A atividade termal da Pluma de Tristão da Cunha levou à formação de uma faixa mais larga de afinamento crustal (Platô de São Paulo), com menor taxa de estiramento na porção referente à Bacia de Santos, diferente da Bacia de Campos.

Cainelli & Mohriak (1999) detalham esses processos ao identificarem que a evolução sequencial do Atlântico Sul foi marcada por cinco principais fases que possuem diferentes padrões de tectônica e sedimentação (Figura 3-2). A primeira se destaca pelo início de processos extensionais que levaram à separação dos continentes africano e sul-americano, com a ocorrência de soerguimento da astenosfera e afinamento litosférico. Esta etapa apresenta falhas incipientes na crosta superior que controlam depocentros locais relacionados a uma sedimentação ampla, mas pouco espessa (Figura 3-2-I). Já a segunda fase, foi caracterizada por um aumento do estiramento litosférico com ocorrência de extrusão de lavas basálticas e posteriores falhamentos. Estes afetaram a crosta continental e deram origem a hemi-grábens (Figura 3-2-II). O período seguinte teve início quando o processo de rifteamento foi encerrado e um novo aumento de extensão litosférica teve início (Figura 3-2-III). A quarta fase foi associada a episódios de vulcanismo continental e oceânico, com a reativação de grandes falhas e erosão de blocos rifte anteriormente formados. Com isso, originou-se uma grande discordância regional, separando ambientes de deposição continental de ambientes transicionais e marinhos (Figura 3-2-IV). Posteriormente à deposição salina no Aptiano, a sedimentação se tornou predominantemente carbonática. Até o final do Albiano, um aumento na batimetria resultou no aprofundamento do ambiente de deposição concomitantemente com o encerramento das deposições carbonática e, em seguida, deu início ao acúmulo de sedimentos de águas profundas da quinta fase (Figura 3-2-V).

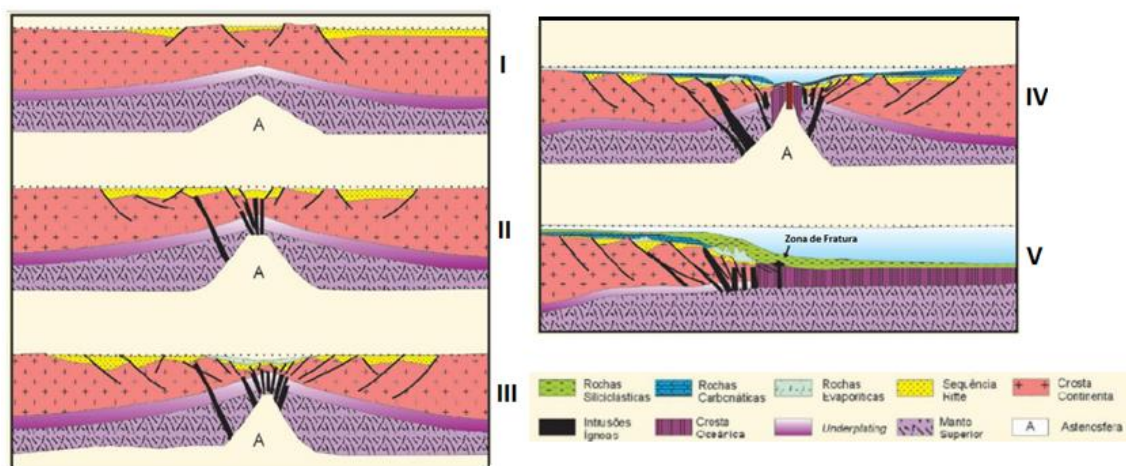


Figura 3-2: Modelo esquemático da geodinâmica do Atlântico Sul. Fonte: Domingues (2011 apud Cainelli & Mohriak, 1999).

### Evolução Tectono-Sedimentar

A Bacia de Campos tem sido ao longo dos anos foco de inúmeros estudos acerca de suas características geológicas, o que reflete na descrição de sua estratigrafia. A versão de Rangel *et al.* (1994) era a mais utilizada até que Winter *et al.* (2007) propuseram alterações para a estratigrafia da bacia, apresentando assim uma descrição mais atualizada. Dessa forma, o presente trabalho irá adotar a classificação realizada por Winter *et al.* (2007) que dividem a bacia em quatro pacotes principais: Formação Cabiúnas, Grupo Lagoa Feia, Grupo Macaé e Grupo Campos (Figura 3-3).

A Bacia de Campos foi originada sobre um cinturão orogênico (de idade pré-cambriana superior – Ciclo Brasileiro) e seus crátons adjacentes, denominados por Almeida *et al.* (1977) de Província Mantiqueira.

Segundo Guardado *et al.* (1990) dois estilos estruturais são marcantes na Bacia de Campos: falhamento em blocos e falhamentos lítricos. O primeiro está relacionado ao rifteamento inicial da separação América do Sul-África, enquanto que o segundo é decorrente da tectônica salífera na porção superior da bacia. Grassi *et al.* (2004) destacam que associado ao primeiro estilo estrutural estão feições como grábens, semi-grábens e horsts responsáveis por altos e baixos estruturais que contêm, respectivamente, os maiores campos de petróleo e vários depocentros de rochas geradoras da Bacia.

Conforme Grassi *et al.* (2004), a evolução tectono-sedimentar da Bacia de Campos, pode ser dividida em três megasequências: continental, transicional e marinha.

### Megasequência Continental

Esta, que está relacionada à fase rifte, corresponde a um pacote sedimentar de idade Neocomiana composto por basaltos e rochas vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas, bem como por sedimentos lacustres fluvio-deltáicos da porção inferior do Grupo Lagoa Feia. Tais sedimentos lacustres incluem conglomerados, arenitos, coquinas e folhelhos ricos em matéria orgânica. Estes correspondem a importantes rochas geradoras da bacia.

### Megasequência Transicional

Esta megasequência, que corresponde à passagem da fase rifte para a fase drifte, inclui a parte superior da Formação Lagoa Feia e marca a passagem de ambiente continental para marinho. Seu pacote sedimentar é composto principalmente por conglomerados e folhelhos de idade Aptiana na base e por evaporitos do Neoaptiano no topo. Demercian *et al.* (1993) dividiram a sequência evaporítica da Bacia de Campos em dois domínios principais, levando em consideração a direção de mergulho da bacia: o domínio superior (distensional) e o domínio inferior (contracional). Enquanto no domínio distensional – que se encontra próximo à costa – a sequência evaporítica da bacia é representada por almofadas (pillows) e rollovers, no domínio contracional – que se situa em direção ao mar – ela é representada por muralhas e diápiros salinos. Cainelli & Mohriak (1999) identificam que a tectônica salífera constituiu um dos mais importantes mecanismos de controle estrutural e estratigráfico na Bacia de Campos.

### Megasequência Marinha

A passagem da Megasequência Transicional para a Megasequência Marinha se deu de forma gradativa e foi marcada por algumas discordâncias regionais (Cainelli & Mohriak, 1999). Segundo Winter *et al.* (2007), essa megasequência compreende sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica associada a tectonismo adiastrófico.

Grassi *et al.* (2004) dividem a megasequência marinha em quatro subseqüências: Carbonática Nerítica Rasa, Hemipelágica, Transgressiva e Progradante. A primeira sequência corresponde à parte basal do Grupo Macaé e é composta por calcarenitos e calcilitos. Já a sequência Hemipelágica, que apresenta um aprofundamento da coluna d'água, é representada pela parte superior do Grupo Macaé e contém margas, calcilitos, folhelhos da formação Outeiro e arenitos turbidíticos conhecidos como Arenito Namorado. Segundo Grassi *et al.* (2004) os depósitos do Grupo Campos recobrem quase que a totalidade das seqüências

Transgressiva e Progradante. A sequência Transgressiva ocorreu após o Albiano, durante um período de subida do nível relativo do mar, resultando no afogamento da plataforma carbonática e consequente deposição de sedimentos de baixa energia. De acordo com Bastos (2015), depósitos turbidíticos estão presentes em toda essa sequência, sendo dois modelos identificados: canalizado, preferencialmente em mini bacias formadas pela tectônica salífera, e em lençol. Já a sequência progradante, cuja deposição exibe marcada ciclicidade, possui sedimentos clásticos progradantes e foi depositada entre o Paleoceno e o Holoceno Grassi *et al.* (2004).

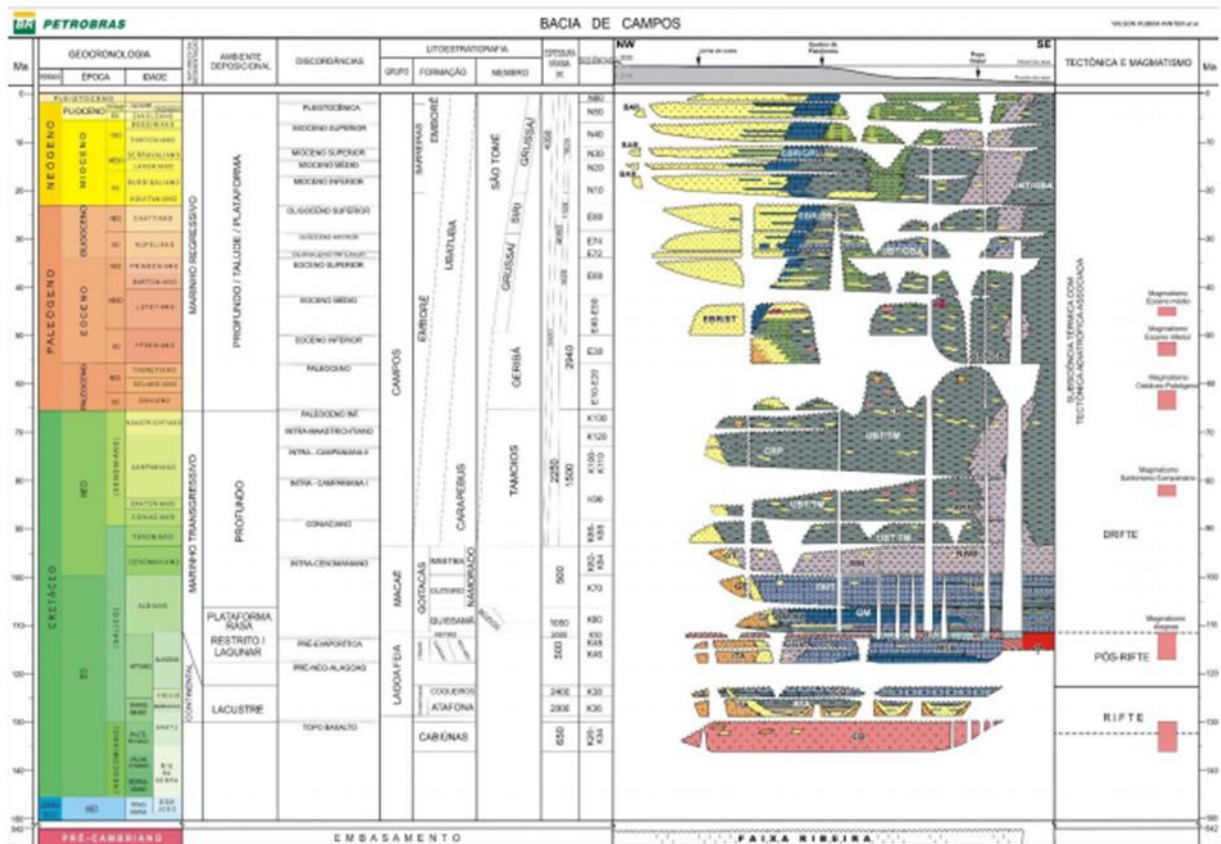


Figura 3-3: Carta Estratigráfica da Bacia de Campos. Fonte: Winter et al. (2007).

### Histórico Petrolífero e Importância Econômica

De acordo com Mendonça *et al.* (2003/2004), os trabalhos de exploração na Bacia de Campos tiveram início em 1959 com a perfuração do poço Cabo de São Tomé (2-CSTst-1-RJ), locado para testar as possibilidades de óleo e adquirir informações geológicas. No ano de 1971, o poço 1-RJS-1 foi perfurado com o intuito de testar uma estrutural anticlinal situada

sobre o Alto Estrutural Leste e encontrou indícios de petróleo em um intervalo correspondente a um arenito fino, argiloso.

Em 1974 teve início a primeira grande descoberta de petróleo na plataforma continental brasileira: o Campo de Garoupa. O óleo foi encontrado em uma seção de carbonatos albianos da Bacia de Campos (Mendonça *et al.*, 2003/2004).

A partir 1975, ano em que o Campo de Namorado foi descoberto, uma série de importantes campos marcaram o início do avanço tecnológico em águas profundas e a descoberta de enormes volumes de hidrocarbonetos. Dentre esses campos, Mendonça *et al.* (2003/2004) e Oliveira (2005) destacam os Campos de Cherne (primeiro levantamento sísmico tridimensional), Marimbá (primeira descoberta em águas profundas na Bacia de Campos), Albacora (gigante com volume de óleo *in place* da ordem de 4,5 bilhões de barris), Marlim (mais de 6 bilhões de barris de óleo *in place*), Roncador (volume de óleo *in place* de 9 bilhões de barris) e Jubarte (600 milhões de barris de óleo armazenados em reservatórios turbidíticos).

A importância da Bacia de Campos, entretanto, não se limita somente a tempos pretéritos. Passados 57 anos do início das atividades em sua área, ela se mantém como a bacia mais prolífica do Brasil. Segundo dados de março de 2015 fornecidos pela ANP, a Bacia de Campos é responsável por 74% da produção de óleo e 32% da produção de gás nacional, com uma produção total de aproximadamente 1.875.000 boe/dia.

### 3.1.1 Campo de Namorado

O Campo de Namorado está localizado na parte centro-norte da Bacia de Campos, a cerca de 80 km da costa, entre as cotas batimétricas de 140 a 250 m (Figura 3-4). Ele foi descoberto em 1975, por meio da perfuração do poço 1-RJS-19. A locação desse poço, em cota batimétrica de 172 m, foi baseada em uma interpretação sísmica de um alto estrutural que visava atingir os calcários albianos do Grupo Macaé. Entretanto, o poço penetrou uma seção portadora de petróleo em arenitos albianos. Estava, portanto, descoberto o Campo de Namorado, o primeiro gigante da plataforma continental brasileira, com reservas superiores a 250 milhões de barris. (Mendonça *et al.*, 2003/2004).



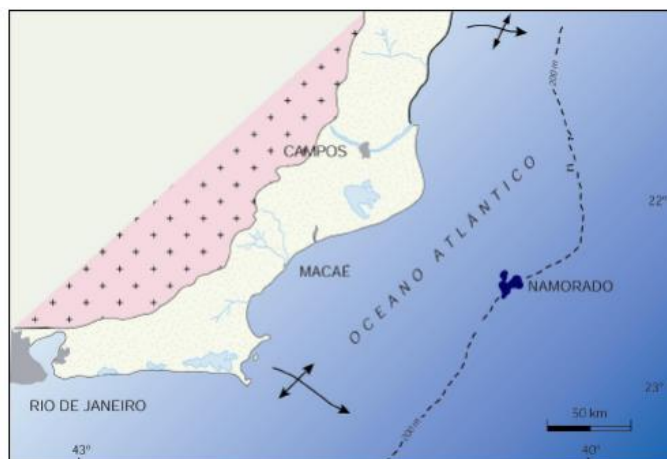


Figura 3-4: Mapa de Localização do Campo de Namorado. Fonte: Barboza *et al.* (2003).

### Arenito Namorado

O reservatório produtor no Campo de Namorado corresponde a arenitos arcoseanos de origem turbidítica e idade Albiano-Cenomaniano, informalmente conhecidos como Arenito Namorado. Conforme Souza Jr. (1997 *apud* Cruz, 2003), o reservatório situa-se entre 2500 e 3300 metros de profundidade e caracteriza-se por excelente porosidade (em torno de 26%) e permeabilidade (da ordem de 400 mD). Barboza *et al.* (2003) relatam que o reservatório foi interpretado como tendo sido formado pela coalescência de canais e lobos depositados sobre uma superfície irregular.

Em termos estratigráficos, o Arenito Namorado passou a ser denominado Formação Namorado do Grupo Macaé (Winter *et al.*, 2007). Ainda segundo os autores, a Formação Namorado representa reservatórios que ocorrem encaixados em baixos deposicionais gerados e controlados pela tectônica salífera albiana. Cruz (2003) acrescenta que a migração e acumulação dos hidrocarbonetos no Campo de Namorado são fortemente influenciadas pela tectônica salífera, visto que os corpos turbidíticos do Campo de Namorado encontram-se encaixados em falhamentos halocinéticos.

De acordo com Barboza *et al.* (2003), os depósitos turbidíticos do Campo de Namorado estão relacionados à primeira importante transgressão marinha e, portanto, fazem parte da megasequência marinha transgressiva da Bacia de Campos. Os autores acrescentam que os depósitos são bastante encaixados e desenvolvem feições canalizadas e alongadas.

Barboza *et al.* (2003) citam os trabalhos de Johann (1997) e Souza Jr. (1997) para explicar a origem de deposição do sistema turbidítico do Campo de Namorado. Os autores



associam as alterações no estilo da sedimentação na Bacia de Campos, originadas por uma tendência geral de aumento do nível do mar e por subsidência térmica, com a deposição do sistema turbidítico conhecido como Arenito Namorado (Figura 3-5). Cruz (2003) afirma que, segundo Souza Jr. (1997), o sistema turbidítico de Namorado se caracteriza pela formação de três sistemas de deposição que representam as diferentes fases do reabastecimento do canal turbidítico. A primeira fase corresponde a depósitos de materiais grossos ligados a correntes turbidíticas de alta densidade. A segunda fase representa depósitos de corrente de turbidez de baixa densidade. Por fim, a terceira fase condiz com um sistema de deposição de mar alto, em que ocorre uma associação de fácies pelíticas.

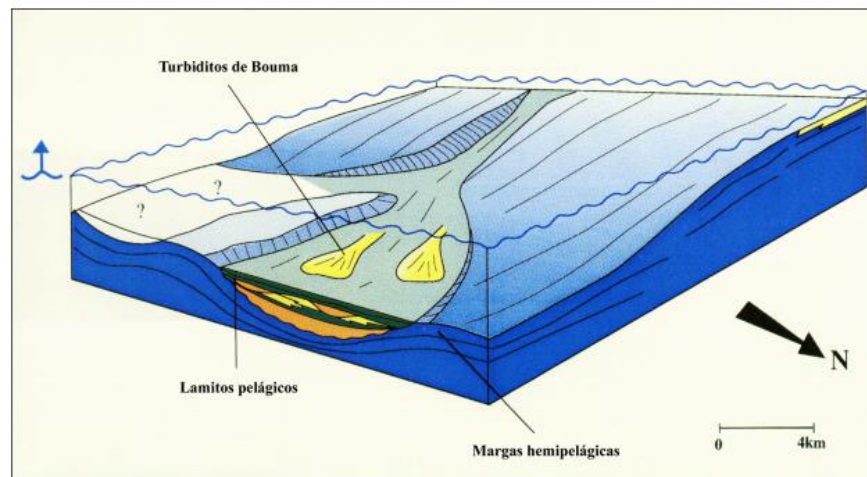


Figura 3-5: Esquema de deposição dos turbiditos do Campo de Namorado. Fonte: Barboza et al. (2003).

## 4 METODOLOGIA

Para a realização deste trabalho foram utilizados dados de perfis de três poços do Campo de Namorado, Bacia de Campos. Estes poços possuem dados fornecidos pela ANP referentes aos perfis de cáliber (CAL), raios gama (GR), nêutrons (PHIN), densidade (RHOB), sônico (DT) e resistividade (ILD).

A fim de atingir os objetivos propostos, a metodologia deste trabalho foi dividida em quatro fases: (I) desenvolvimento de uma nova abordagem para a estimativa de argilosidade, (II) interpretação dos dados de perfis de poços, (III) validação do modelo proposto e (IV) análise dos resultados obtidos.

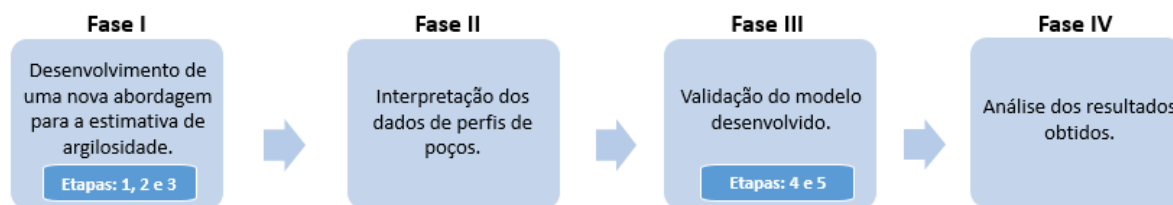


Figura 4-1: Fluxograma da metodologia de pesquisa.

### (I) Desenvolvimento de uma nova abordagem para a estimativa de argilosidade

O desenvolvimento da metodologia para a estimativa de argilosidade segue, de forma resumida, as seguintes etapas:

- (1) Aplicação do binômio de Newton na porosidade de Gaymard (Gaymard & Poupon, 1970), a fim de obter uma aproximação que pudesse ser incorporada nos modelos petrofísicos de Kamel & Mabrouk (2003) e Mabrouk & Kamel (2011);
- (2) Incorporação da relação obtida em (1) nos modelos petrofísicos supracitados, por meio de substituições e manipulações algébricas;
- (3) Desenvolvimento do resultado obtido em (2), a fim de obter uma nova relação para estimativa de argilosidade com base nos registros dos perfis usados para a estimativa da porosidade (perfis de densidade, nêutrons e sônico).

Embora a motivação para o desenvolvimento dessa nova abordagem consista na formulação de um modelo petrofísico para estimar a argilosidade em formações que possuem a presença de hidrocarbonetos leves (gás), a mesma pode ser aplicada em áreas com a presença de água e hidrocarbonetos de forma geral. Para tal, essa metodologia utiliza a

“porosidade de Gaymard” (equação 11) e a relação entre porosidade total e efetiva, utilizando como base as considerações atribuídas pelos modelos petrofísicos de Kamel-Mabrouk e Mabrouk-Kamel, que resultaram na equação 21.

A extração da raiz na fórmula da porosidade de Gaymard (equação 11) permitiu reescrevê-la da seguinte maneira:

$$\phi_{t,ND} = \sqrt{\frac{\phi_{t,D}^2 + \phi_{t,N}^2}{2}}. \quad (36)$$

Por sua vez, por meio de manipulações algébricas, esta equação pode ser reescrita do seguinte modo:

$$\phi_{t,ND} = \sqrt{\frac{1}{2}} \times (\phi_{t,D}^2 + \phi_{t,N}^2)^{\frac{1}{2}}. \quad (37)$$

Tal forma permite a aplicação do binômio de Newton  $(a + b)^n$  para o termo  $(\phi_{t,D}^2 + \phi_{t,N}^2)^{\frac{1}{2}}$ . Uma aproximação de dois termos para a equação 37, permite assinalar que  $(\phi_{t,D}^2 + \phi_{t,N}^2)^{\frac{1}{2}} \approx \phi_N(\phi_{t,D}^2/2\phi_N)$ . Realizando a devida substituição na equação 37, obtém-se a seguinte relação correspondente à aproximação binomial para a porosidade de Gaymard:

$$\phi_{t,ND,bin} = \sqrt{\frac{1}{2}} \times \left( \phi_{t,N} + \frac{\phi_{t,D}^2}{2\phi_{t,N}} \right). \quad (38)$$

De forma semelhante ao modelo Mabrouk-Kamel, a nova abordagem assume  $\phi_t \equiv \phi_{t,ND,bin}$  e  $\phi_e \equiv \phi_{e,S}$ , na equação 21. Assim, tem-se:

$$V_{clay} = \frac{\phi_{t,ND,bin} - \phi_{e,S}}{\phi_{t,ND,bin}}. \quad (39)$$

A fim de facilitar os cálculos, a estimativa da porosidade efetiva através do perfil sônico,  $\phi_{e,S}$  (equação 7), é reescrita da seguinte forma:

$$\phi_{e,S} = A - BV_{\text{clay}}, \quad (40)$$

na qual  $A = \phi_{t,S}$  e  $B = \phi_{t,S,\text{clay}}$ . A partir de tal consideração, a equação 39 pode ser reescrita como:

$$\phi_{t,\text{ND},\text{bin}} V_{\text{clay}} = \phi_{t,\text{ND},\text{bin}} - (A - BV_{\text{clay}}), \quad (41)$$

a qual, ao ser multiplicada por  $\phi_{t,\text{ND},\text{bin}}$ , resulta em:

$$\phi_{t,\text{ND},\text{bin}}^2 V_{\text{clay}} = \phi_{t,\text{ND},\text{bin}}^2 - \phi_{t,\text{ND},\text{bin}} (A - BV_{\text{clay}}). \quad (42)$$

A seguir, é apresentado o desenvolvimento algébrico na equação 42 a fim de isolar o termo  $V_{\text{clay}}$ :

$$\phi_{t,\text{ND},\text{bin}}^2 V_{\text{clay}} + \phi_{t,\text{ND},\text{bin}} (A - BV_{\text{clay}}) = \phi_{t,\text{ND},\text{bin}}^2, \quad (43)$$

$$\phi_{t,\text{ND},\text{bin}}^2 V_{\text{clay}} - B\phi_{t,\text{ND},\text{bin}} V_{\text{clay}} = \phi_{t,\text{ND},\text{bin}}^2 - A\phi_{t,\text{ND},\text{bin}}, \quad (44)$$

$$V_{\text{clay}} = \frac{\phi_{t,\text{ND},\text{bin}}^2 - A\phi_{t,\text{ND},\text{bin}}}{\phi_{t,\text{ND},\text{bin}}^2 - B\phi_{t,\text{ND},\text{bin}}}. \quad (45)$$

Por fim, a partir da simplificação da equação 45, obtêm-se a nova abordagem para estimativa de argilosidade:

$$V_{\text{clay}} = \frac{\phi_{t,\text{ND},\text{bin}} - A}{\phi_{t,\text{ND},\text{bin}} - B} \quad (46)$$

na qual  $A = \phi_{t,S} \times \frac{100}{\Delta t_{\text{clay}}}$  e  $B = \phi_{t,S,\text{clay}}$ .

## (II) Interpretação dos dados de perfis de poços

O objetivo dessa segunda fase corresponde à análise de qual poço apresenta os melhores indicativos para a presença de hidrocarbonetos leves (gás), sendo o mais adequado para ser utilizado na fase III. Para isto, foi feita uma análise preliminar de três poços do Campo de Namorado (NA-01, NA-04 e NA-07), visando identificar possíveis reservatórios.

Para que as informações extraídas da interpretação dos perfis de poços sejam confiáveis é preciso uma análise preliminar usando o perfil de calíper (CAL). Este perfil desempenha um importante papel ao fornecer informações sobre o diâmetro do poço que permitem identificar possíveis zonas de invasões e arrombamentos. Segundo Rider (2002), o aumento na leitura deste perfil aponta um possível desmoronamento, onde ocorrem dissolução e desintegração da rocha, seja por meio da circulação da lama ou da ação da ferramenta usada para perfurar. Já a diminuição da leitura pode apontar acúmulo de reboco na parede do poço ou mudança do diâmetro da broca utilizada na perfuração.

Realizado o controle de qualidade, teve início a identificação das zonas com potencial para reservatório em cada poço. Para isto, foram utilizados os perfis de raios gama (GR), densidade (RHOB), nêutrons (PHIN) e resistividade (ILD). Devido à presença de arenitos arcoseanos no Campo de Namorado, que podem ser responsáveis pela presença de picos no perfil de raios gama, fez-se necessário um estudo conjunto de todos os perfis a fim de evitar futuros equívocos na determinação do valor API para identificar o limite de classificação entre arenito e folhelho.

Os perfis densidade e de nêutrons foram inseridos em um mesmo *track*, para utilizar a técnica de *crossover* que permite identificar a presença de folhelhos quando o perfil de nêutrons apresenta valores maiores que o perfil de densidade  $\phi_N > \phi_D$  e a presença de hidrocarbonetos leves quando os valores do perfil de nêutrons são consideravelmente menores que o de densidade  $\phi_N \ll \phi_D$ . Entretanto, é importante atentar que, para este último caso, a distância de separação entre as curvas dos perfis pode influenciar no tipo de fluido presente. Nery (2013) destaca que quanto maior for a separação entre essas curvas, maior é a presença de hidrocarbonetos leves. Uma diminuição da separação entre as curvas dos perfis pode indicar também a presença de óleo ou água. Assim, faz-se necessário o uso do perfil de resistividade (ILD) para auxiliar na identificação do tipo de fluido presente no reservatório. De acordo com Contreras e Castro (2012), os fluidos, de modo geral, respeitam os seguintes

valores de resistividade: 0.000000001 a 2 ohm.m para água salgada; 1 a 10 ohm.m para água doce, 50 a 150 ohm.m para óleo; e valores maiores que 150 ohm.m para gás.

### (III) Validação do modelo proposto

A implementação da metodologia foi realizada no programa MATLAB por meio da redação de scripts e da utilização dos dados do poço selecionado na fase II e consistiu em:

- (4) Verificar se a porosidade de Gaymard e a porosidade aproximada pelo binômio de Newton possuíam resultados equivalentes.
- (5) Estimar a argilosidade no poço usando a nova metodologia, os modelos petrofísicos e um modelo empírico adequado à geologia local e, em seguida, comparar os resultados obtidos. Dessa forma foi possível realizar uma investigação da estimativa de argilosidade nos sedimentos turbidíticos da área em estudo.

Para executar a quinta etapa desta fase foi redigido um script no *MATLAB* dividido em três partes:

- 1) Cálculo dos parâmetros necessários para obter as estimativas de argilosidade. Estes parâmetros são: índice de raios gama, porosidade total e efetiva por meio dos perfis de densidade ( $\phi_{t,D}$  e  $\phi_{e,D}$ ) e sônico ( $\phi_{t,S}$  e  $\phi_{e,S}$ ), porosidade de Gaymard ( $\phi_{t,ND}^2$ ) e aproximação binomial da porosidade de Gaymard ( $\phi_{t,ND,Bin}$ ).
- 2) Cálculo das estimativas de argilosidade provenientes dos diferentes métodos citados (modelos empíricos e petrofísicos).
- 3) Gerar gráficos que auxiliassem na análise preliminar dos métodos de estimativa de argilosidade.

A estimativa de argilosidade realizada por meio do modelo empírico utilizou os dados do perfil de raios gama (GR). Já para o cálculo a partir da nova abordagem e dos modelos petrofísicos foram empregados os dados dos perfis de nêutrons (PHIN), densidade (RHOB) e sônico (DT).

É importante acrescentar que o cálculo das estimativas de argilosidade por meio dos modelos petrofísicos depende de alguns parâmetros adicionais que precisam ser determinados a priori. Darling (2005) destaca que a densidade da matriz ( $\rho_{ma}$ ) para arenitos costuma variar entre 2,65 e 2,67 g/cm<sup>3</sup>. Já a densidade do fluido ( $\rho_f$ ) depende do tipo de lama de perfuração usada e, segundo Nery (2013), é igual a 1 g/cm<sup>3</sup> para filtrado de água doce e 1,10 g/cm<sup>3</sup> para

filtrado de água salgada. Seguindo a mesma lógica, para um arenito o tempo de trânsito da matriz ( $\Delta t_{ma}$ ) é  $55,5 \mu s/pé$  e o tempo de trânsito para fluido ( $\Delta t_f$ ) água salgada é  $189 \mu s/pé$ .

Adicionados tais parâmetros ao script foi possível obter as estimativas de argilosidade e os gráficos desejados. Entretanto, em busca de uma melhor resolução e visualização dos resultados obtidos, os valores calculados usando o *MATLAB* foram importados para o programa *Techlog*. Assim, os gráficos gerados inicialmente no *MATLAB* puderam ser redesenhados no *Techlog*, para auxiliar na interpretação.

#### **(IV) Análise dos resultados obtidos**

Na quarta fase foi realizada uma análise dos resultados obtidos, a fim de avaliar a performance da nova metodologia proposta frente aos demais modelos.

Para realizar tal análise foram avaliadas as curvas referentes às porosidades estimadas usando os perfis de nêutrons, sônico e densidade, pois os modelos petrofísicos utilizam estes parâmetros para estimar a argilosidade. O perfil ILD foi usado para auxiliar na identificação da zona de hidrocarboneto leve (gás). Visando confirmar as observações gráficas realizadas em alguns pontos, também foi consultada uma planilha de dados com os valores referentes às estimativas de argilosidade e porosidade.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados os resultados e discussões referentes as fases II, III e IV da metodologia.

### 5.1 Interpretação dos Dados de Perfis de Poços

Os perfis de cáliper (CAL) dos poços NA-01, NA-04 e NA-07 foram analisados, a fim de verificar quais dados deveriam ser desprezados. A Figura 5-1 mostra a resposta do perfil de Cáliper para os poços NA-01, NA-04 e NA-07.

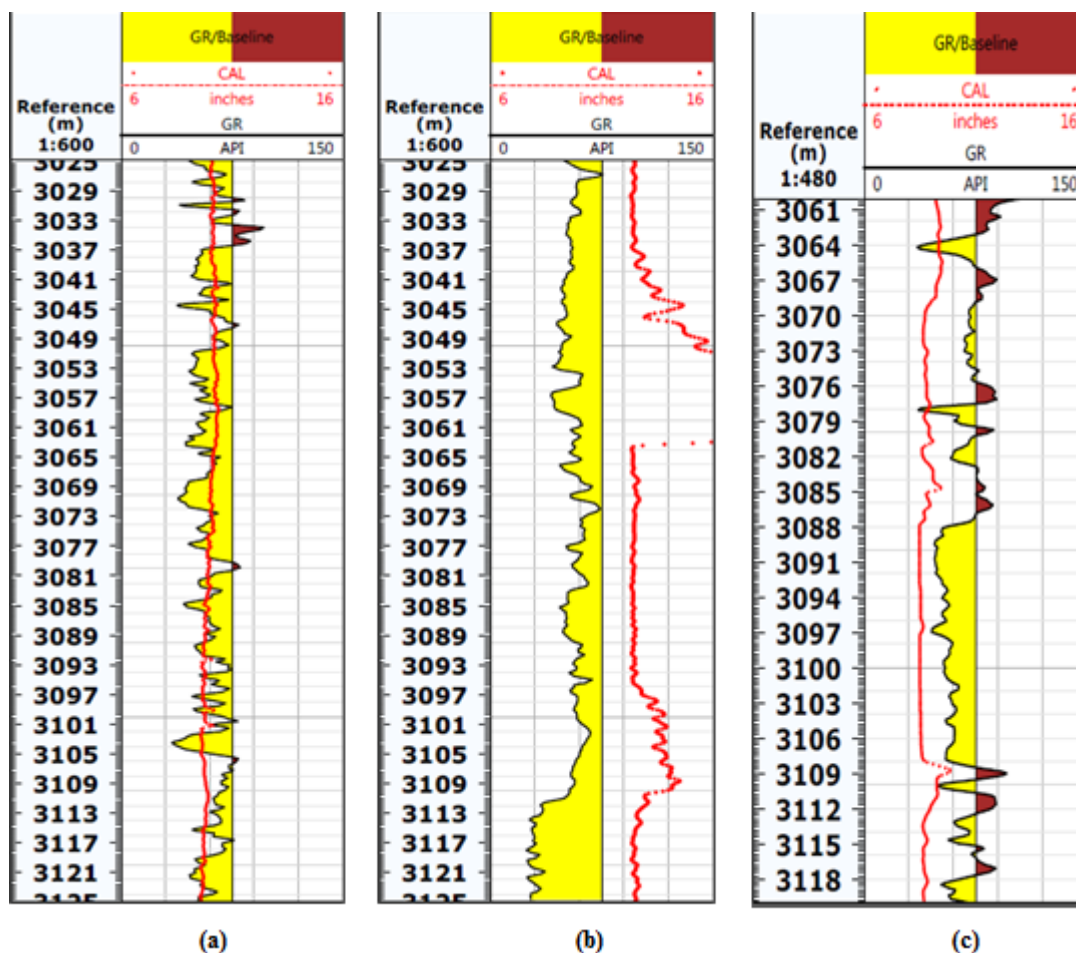


Figura 5-1: Perfis de cáliper (CAL) e raios gama (GR) para os poços (a) NA-01, (b) NA-04 e (c) NA-07.

Os poços NA-01 e NA-07 não apresentaram alterações significativas no perfil de cáliper e, portanto, não foram consideradas a presença de desmoronamento e/ou acúmulo de



reboco nesses poços. Já o poço Na-04 apresenta um grande desmoronamento no intervalo de 3037 a 3064 m e um pequeno desmoronamento no intervalo de 3097 a 3109 m.

Após a análise dos perfis de cáliper, o uso da técnica de *crossover* entre os perfis de nêutrons (PHIN) e densidade (RHOB), bem como a utilização dos perfis de raios gama (GR) e resistividade (ILD), permitiram identificar as zonas com potencial para reservatório, como também se havia indícios de hidrocarbonetos leves nos poços (Figuras 5-2, 5-3 e 5-4).

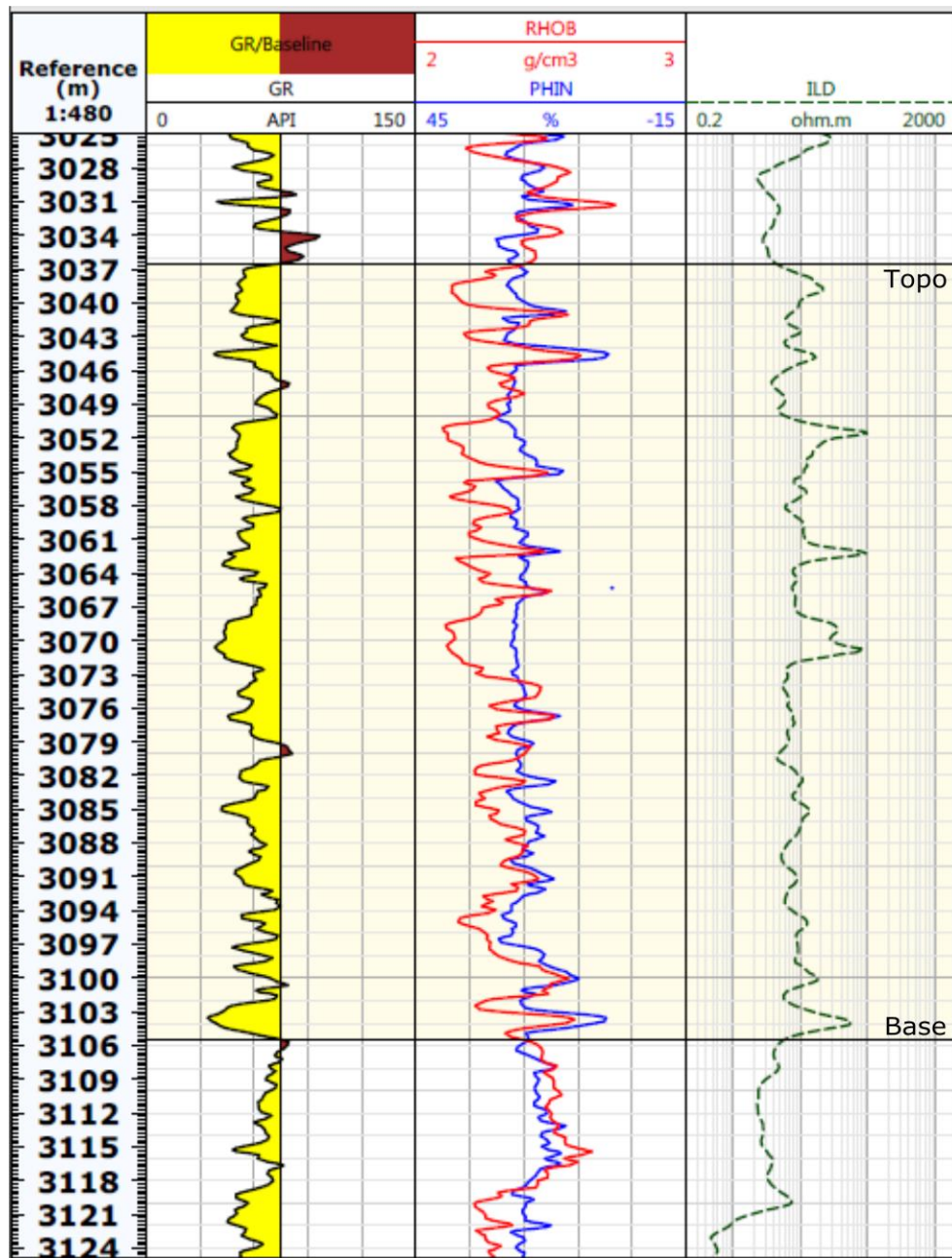


Figura 5-2: Topo e base do reservatório para o poço NA-01. *Track*1: perfil de raios gama (GR); *Track* 2: crossover entre perfis de nêutrons (PHIN) e densidade (RHOB); *Track* 3: perfil de resistividade (ILD).

Como ilustrado na Figura 5-2, no poço NA-01 a zona com potencial para reservatório foi delimitada entre 3036 e 3105 m, aproximadamente. O comportamento apresentado pelo *crossover* entre as curvas de densidade e nêutrons, bem como o valor máximo de 96,30 ohm.m para o perfil de resistividade, indicam apenas a presença de óleo, sem ocorrência de gás.

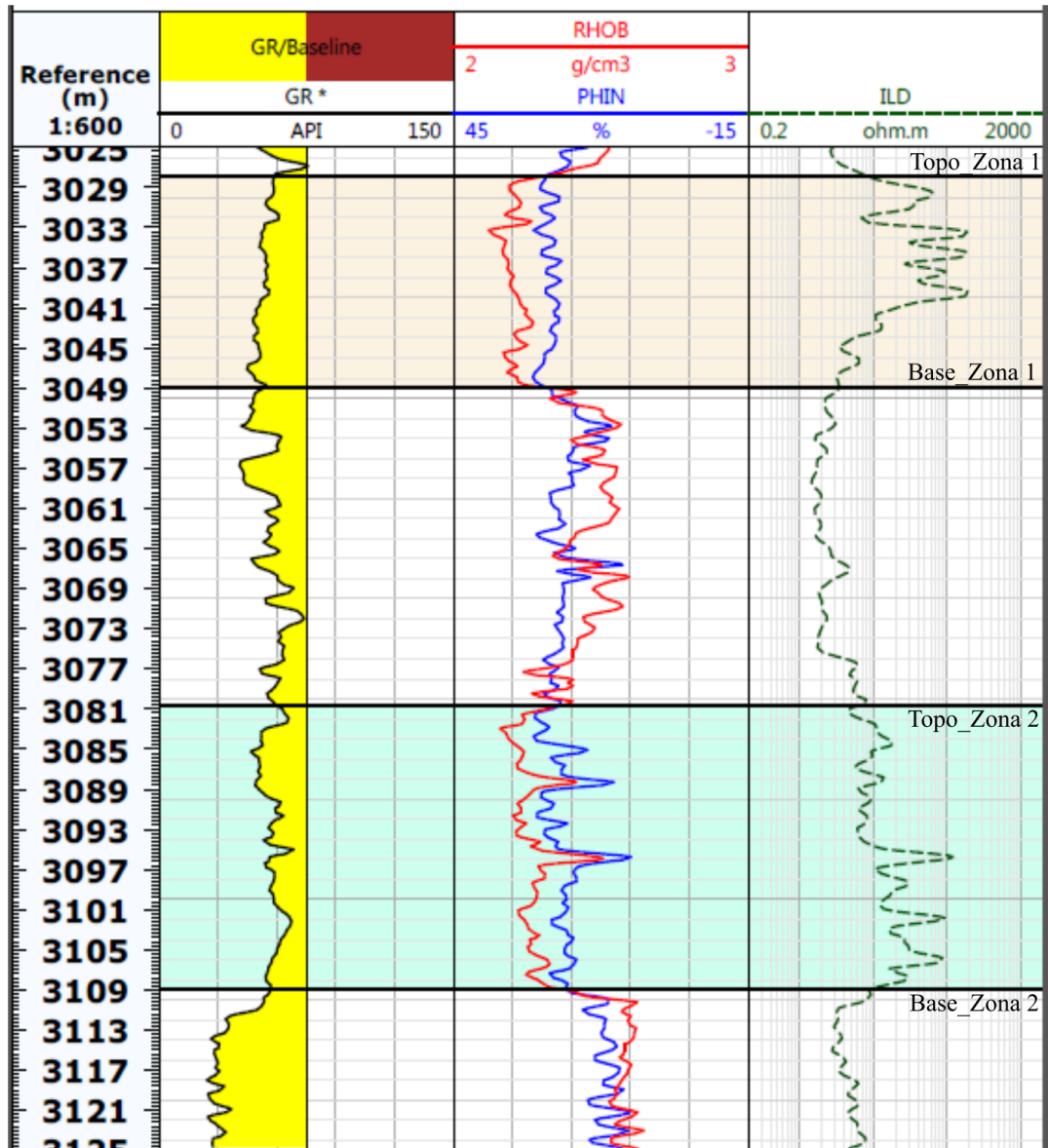


Figura 5-3: Topos e bases dos reservatórios do poço NA-04. *Track 1*: perfil de raios gama (GR); *Track 2*: crossover entre os perfis de nêutrons (PHIN) e densidade (RHOB); *Track 3*: perfil de resistividade (ILD).

O poço NA-04, apresenta duas zonas com potencial para reservatório: de 3028 a 3049 m (zona 1) e de 3081 a 3109 m (zona 2). Porém, seguindo as indicações do controle de qualidade realizado através do perfil calíper, apenas a parte superior da zona 2 (3081 a 3097

m) foi considerada e analisada, visto que a zona 1 e a parte inferior da zona 2 encontram-se em áreas de desmoronamento. Analisando o *crossover* entre as curvas de densidade e nêutrons e o valor máximo de 120,09 ohm.m para o perfil de resistividade, concluiu-se que a parte superior da zona 2 apresenta óleo e não possui indícios de gás.

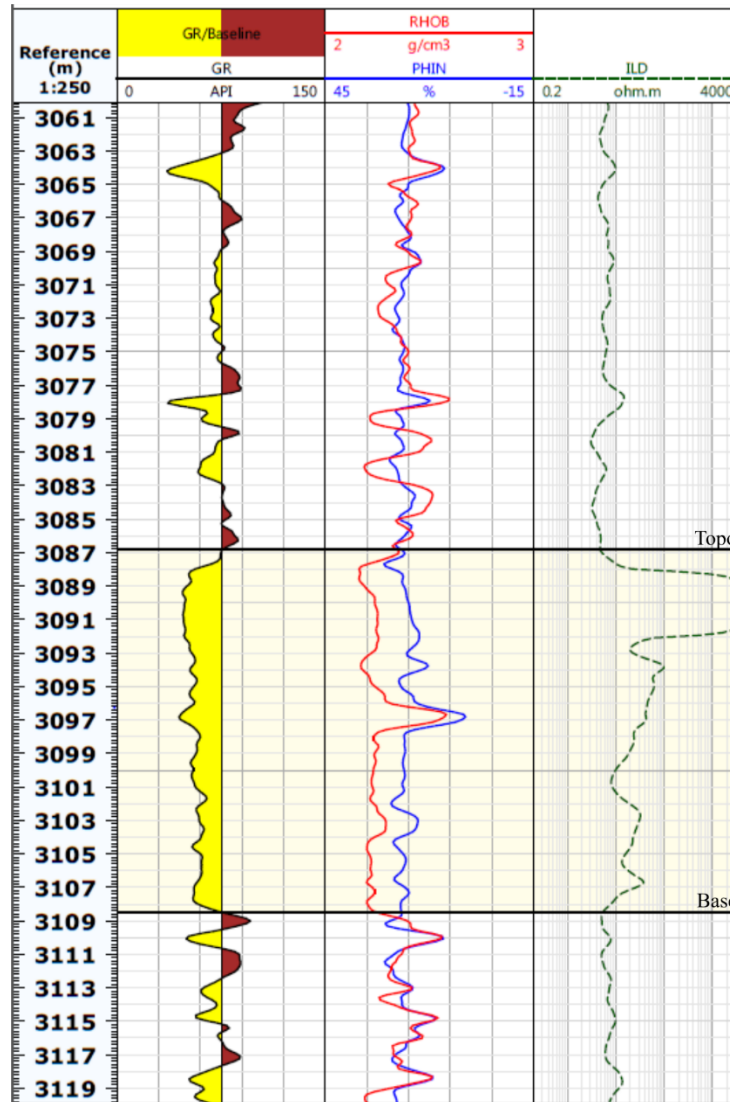


Figura 5-4: Topo e base do reservatório do poço NA-07. *Track 1*: perfil de raios gama (GR); *Track 2*: crossover entre os perfis de nêutrons (PHIN) e densidade (RHOB); *Track 3*: perfil de resistividade (ILD).

Para o poço NA-07 (Figura 5-4) a zona com potencial para reservatório foi determinada entre 3087 e 3108 m. Na análise do *crossover*, a separação entre as curvas de nêutrons e densidade não apresenta grande distanciamento, porém os altos valores de resistividade (máximo de 3236,29 ohm.m) permitiram identificar a presença de gás na área de

interesse. Assim, a partir dos valores de resistividade, a área de ocorrência de gás na zona de reservatório foi delimitada entre 3088 a 3091 m.

A partir das interpretações realizadas nos três poços, verificou-se que apenas o poço NA-07 possui indicativos de presença de gás e, portanto, foi o poço escolhido para analisar a nova metodologia de estimativa de argilosidade. Visto que a nova formulação para a estimativa de argilosidade proposta neste trabalho representa um diferencial para zonas portadoras de gás.

## 5.2 Validação do Modelo Proposto

Para verificar se a porosidade obtida por meio da aproximação binomial ( $\phi_{t,ND,bin}$ ) possuía uma correlação aceitável com a porosidade de Gaynard ( $\phi_{t,ND}$ , equação 11) foi redigido um script no *MATLAB*. Os valores das duas estimativas de porosidade no poço NA-07 são mostrados na Figura 5-5 para uma comparação entre as curvas geradas por essas estimativas.

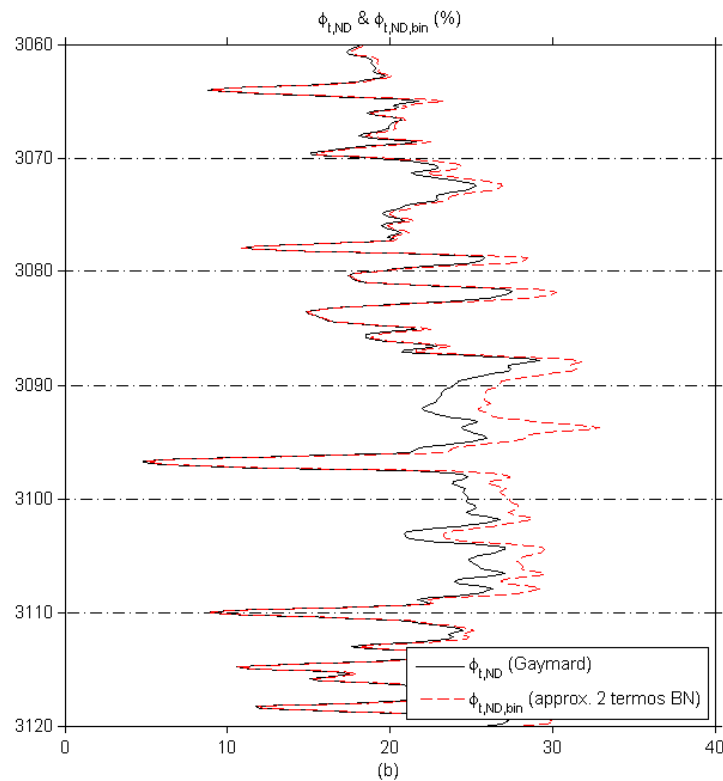


Figura 5-5: Comparação entre a porosidade de Gaynard ( $\phi_{t,ND}$ ) e a aproximação binomial da porosidade de Gaynard ( $\phi_{t,ND,Bin}$ ).

A análise da Figura 5-5 permite identificar que na maior parte do intervalo a estimativa de porosidade por meio da aproximação binomial apresenta valores mais altos que a estimativa de porosidade de Gaymard. Entretanto, de modo geral, os dois tipos de estimativa de porosidade apresentam uma boa correlação.

Sabe-se que os valores obtidos para ambos os métodos de cálculo de porosidade são estimativas e, portanto, não representam a real porosidade das rochas. Porém, a fim de mostrar numericamente a correlação entre as duas estimativas de porosidade, já que a porosidade binomial é uma aproximação da porosidade de Gaymard, realizou-se o cálculo de um erro relativo percentual entre as duas estimativas de porosidade, usando a seguinte equação:

$$\text{Diferença relativa entre as estimativas} = \frac{|\Phi_{t,ND} - \Phi_{t,ND,bin}|}{\Phi_{t,ND}} \times 100. \quad (47)$$

Tal cálculo forneceu como resultado uma diferença percentual média de 6,17% para a porosidade binomial ( $\Phi_{t,ND,bin}$ ) em relação à porosidade de Gaymard ( $\Phi_{t,ND}$ ) no intervalo analisado (3060 a 3120 m) do poço NA-07.

O resultado obtido mostra que as porosidades apresentam uma boa correlação e, como a porosidade binomial foi considerada para derivar o novo modelo petrofísico para estimar a argilosidade (equação 46), seu resultado positivo permitiu dar prosseguimento aos testes.

Para realizar o cálculo das estimativas de argilosidade por meio dos modelos petrofísicos, adotou-se os seguintes valores para os parâmetros *a priori*:  $\rho_{ma} = 2,65\text{g/cm}^3$ ;  $\rho_f = 1,10\text{ g/cm}^3$ ;  $\rho_{clay} = 2,54\text{g/cm}^3$ ;  $\Delta t_{ma} = 55,50\ \mu\text{s/pé}$ ;  $\Delta t_f = 189\ \mu\text{s/pé}$  e  $\Delta t_{clay} = 115\ \mu\text{s/pé}$ .

A Figura 5-6 apresenta a curva de raios gama (GR), a curva de resistividade (ILD) e as estimativas de argilosidade calculadas a partir dos diferentes modelos empíricos relacionados nas equações 14 a 18.

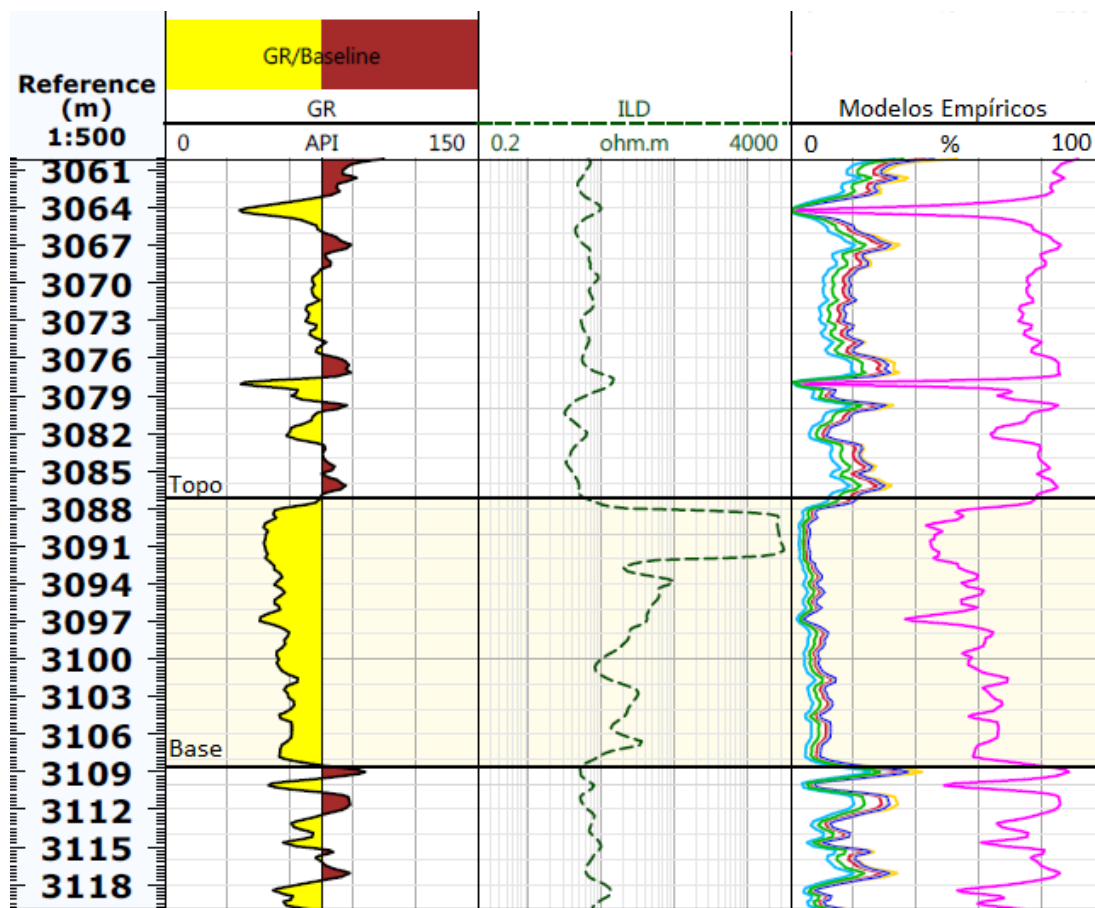


Figura 5-6: Estimativa de argilosidade proveniente de diferentes modelos empíricos para o poço NA-07. *Track 1* - perfil de raios gama (GR); *Track 2* - perfil de resistividade (ILD); *Track 3* - estimativas de argilosidade usando modelos empíricos: Stieber\_Terciário (v verde), Stieber\_Cretáceo (rosa), Stieber\_Antigas (azul escuro), Larionov\_Terciário (azul claro); Larionov\_Antigas (cinza); Clavier (vermelho); Brock (amarelo).

A avaliação da argilosidade nos sedimentos turbidíticos do reservatório no poço NA-07, mostra que as curvas dos diferentes modelos empíricos, apesar de apresentarem valores distintos, possuem uma mesma tendência (*track 3* da Figura 5-6). A observação conjunta dos *tracks 1* e *3* permite verificar que as curvas dos modelos empíricos (*track 1* da Figura 5-6) refletem a tendência apresentada pelo perfil de raios gama (*track 3* da Figura 5-6). Tal comportamento é esperado, já que as estimativas de argilosidade por meio de modelos empíricos dependem unicamente dos registros do perfil de GR. Além disso, verifica-se a obtenção de diferente estimativas de argilosidade para um mesmo intervalo sedimentar. Tais observações revelam que o uso dos modelos empíricos pode aumentar as incertezas das estimativas de argilosidade. Normalmente, na prática, o intérprete adota o menor valor estimado, que de acordo com a análise gráfica da Figura 5-7, corresponde ao modelo de Larionov (1969) para rochas do Terciário (equação 14). Entretanto, neste trabalho foi considerada também a idade do sedimento como critério para a escolha do modelo empírico.



Dessa forma, o arenito namorado que é de idade albio-cenomiana, não corresponde a um sedimento do Terciário. Portanto, o modelo de Larionov supracitado não atende a este critério. Sendo assim, os modelos empíricos que poderiam ser utilizados são: Larionov (1969) para rochas mais antigas (equação 15), Stieber (1970) para rochas do cretáceo (equação 17 com  $A = 0,15$ ) e Clavier *et al.* (1971) (equação 18) que propõe um modelo sem especificação de idade. De acordo com a análise da Figura 5-7, dentre estes três modelos o que possui o menor valor estimado é o de Clavier *et al.* (1971) e, portanto, este é o modelo utilizado para as comparações com os modelos petrofísicos.

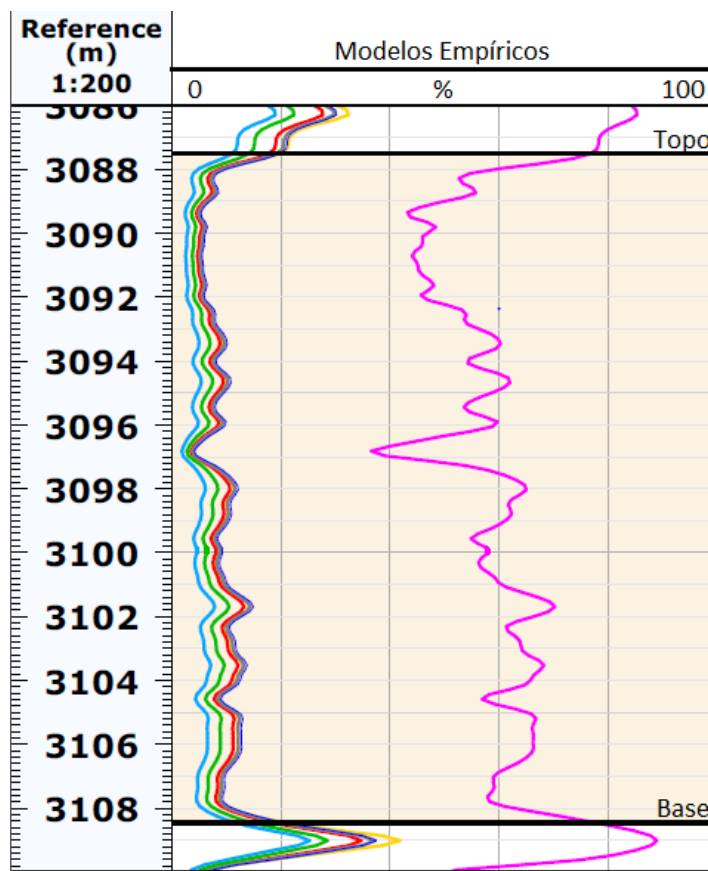


Figura 5-7: Estimativa de argilosidade usando diferentes modelos empíricos para o poço NA-07 com enfoque no reservatório. Legenda de cores: Stieber\_Terciário (verde), Stieber\_Cretáceo (rosa), Stieber\_Antigas (azul escuro), Larionov\_Terciário (azul claro); Larionov\_Antigas (cinza); Clavier (vermelho); Brock (amarelo).

A Figura 5-8, exibe no primeiro *track* o perfil de densidade; no segundo *track* as diferentes estimativas de porosidade total – nêutrons (vide resposta do próprio perfil), densidade (equação 1), sônico (equação 5), Gaymard (equação 11) e binomial (equação 38); no terceiro *track* as estimativas de argilosidade realizadas usando o modelo empírico de

Clavier *et al.* (1971), os modelos petrofísicos de Kamel-Mabrouk, Mabrouk-Kamel e a nova metodologia proposta e, por fim, no quarto *track* o perfil de resistividade (ILD).

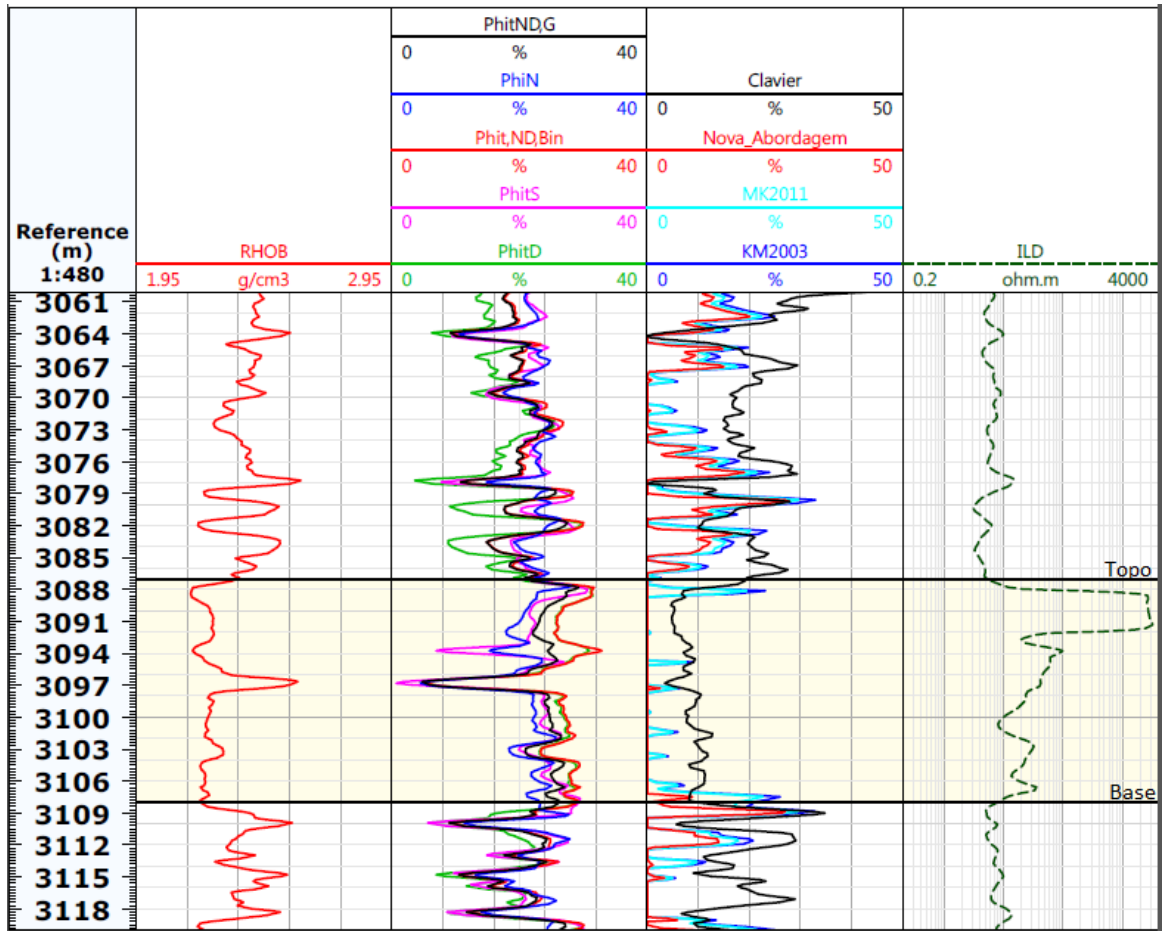


Figura 5-8: Poço NA-07. *Track* 1: perfil de densidade (RHOB); *Track* 2: estimativas de porosidade – Gaymard (PhitND,G -  $\phi_{t,ND}$ ), nêutrons (PhiN -  $\phi_N$ ), aproximação binomial (Phit,ND,Bin -  $\phi_{t,ND,Bin}$ ), sônico (PhitS -  $\phi_{t,S}$ ) e densidade (PhitD -  $\phi_{t,D}$ ); *Track* 3: estimativas de argilosidade usando o modelo empírico de Clavier *et al.* (1971) e os modelos petrofísicos Kamel-Mabrouk (KM2003), Mabrouk-Kamel (MK2011) e a metodologia proposta (Nova\_Abordagem); *Track* 4: perfil de resistividade (ILD).

A análise gráfica dos diferentes perfis de porosidade permite identificar que no intervalo de 3088 a 3094 m ocorre o maior distanciamento registrado entre as curvas de porosidade de nêutrons ( $\phi_N$ , em azul) e a porosidade estimada pelo perfil densidade ( $\phi_{t,D}$ , verde). Visto que a porosidade de nêutrons é consideravelmente menor que a porosidade estimada pelo perfil densidade, isto corrobora a indicação prévia da existência de gás na parte superior do reservatório. De modo geral, no intervalo do reservatório (3087 a 3108 m), a porosidade do perfil de nêutrons é sempre menor que as outras porosidades estimadas e as porosidades binomial e de densidade são praticamente equivalentes. Já a porosidade de



Gaymard representa valores medianos entre a estimativa otimista fornecida pelas porosidades de densidade e binomial e a estimativa pessimista fornecida pela porosidade de nêutrons. Por sua vez, quando comparada ao comportamento das demais porosidades, a porosidade estimada a partir do perfil sônico é a que apresenta uma maior variação de valores. Tais diferenças entre as curvas de porosidade são esperadas, pois como destacado previamente, cada uma delas é influenciada distintamente por fatores como argilosidade e presença de fluidos nos sedimentos. Por volta de 3097 m, todas as curvas seguem a mesma tendência de queda de porosidade, com valores praticamente equivalentes. Tal pico de baixa porosidade (Figura 5-9, *track 4*) associa-se com um pico de alta densidade (Figura 5-9, *track 3*) e diminuições nos perfis GR (Figura 5-9, *track 1*) e sônico (Figura 5-9, *track 2*). A partir das respostas observadas nos diferentes perfis, este pico de baixa porosidade pode ser interpretado como a presença de um arenito com alto nível de cimentação.

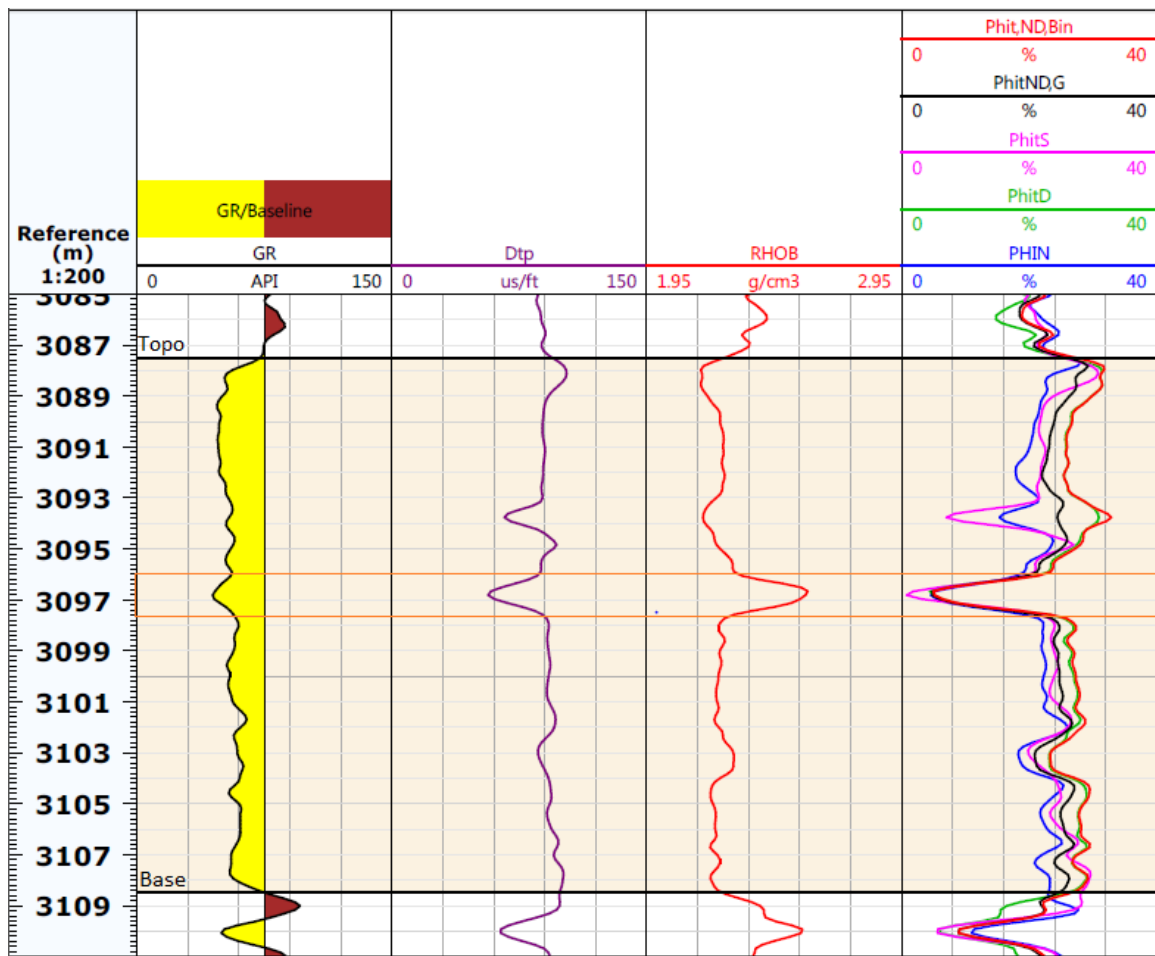


Figura 5-9: Perfis para o intervalo do reservatório do poço NA-07, com pico de baixa porosidade destacado na área do retângulo laranja. *Track 1* - Perfil de raios gama (GR); *Track 2* - Perfil sônico (Dtp); *Track 3* - Perfil de densidade (RHOB); *Track 4* - Porosidades: sônica (PhitS -  $\phi_{t,S}$ ), Gaymard (PhitND,G -  $\phi_{t,ND}$ ), densidade (PhitD -  $\phi_{t,D}$ ), aproximação binomial (PhitND,Bin -  $\phi_{t,ND,Bin}$ ) e nêutrons (PHIN -  $\phi_N$ ).

Uma análise mais detalhada do *track* 3 da Figura 5-8 é realizada no tópico seguinte. Entretanto, uma avaliação prévia das curvas das estimativas de argilosidade permite identificar que na maior parte do intervalo do reservatório ocorre uma superestimativa a partir do modelo de Clavier *et al.* (1971) (curva em preto) frente aos modelos petrofísicos de Kamel-Mabrouk (curva em azul escuro), Mabrouk-Kamel (curva em azul claro) e a metodologia proposta (curva em vermelho). Também são observados alguns picos da estimativa de argilosidade proveniente dos modelos petrofísicos, que por vezes indicam valores mais elevados do que aqueles estimados pelo modelo de Clavier *et al.* (1971). Um desses picos se encontra na parte superior da zona portadora de gás e será analisado junto com os demais no tópico a seguir.

### 5.3 Análise dos Resultados Obtidos

A análise das estimativas de argilosidade se concentrou no intervalo correspondente ao reservatório (Figura 5-10), visto que este representa o principal foco de análise da metodologia proposta.

Para a avaliação das estimativas de argilosidade é importante atentar para o tipo de litologia presente no reservatório. Para o poço NA-07 não foram disponibilizados dados de testemunho e informações acerca das litologias das formações. Dessa forma, infere-se a partir da bibliografia sobre o Campo de Namorado que o reservatório do poço NA-07 corresponde ao arenito namorado. Este é um arenito arcoseano que possui em sua composição feldspatos detríticos com conteúdo de potássio apresentando, assim, considerável radioatividade. Portanto, a leitura do perfil de raios gama é influenciada pela radioatividade deste arenito, mostrando valores mais altos do que o esperado no intervalo do reservatório. Este fato justifica o comportamento observado ao longo do reservatório (3087 a 3108 m), onde o modelo empírico de Clavier *et al.* (1971) apresenta uma estimativa de argilosidade média de 8,24%. Em contrapartida, a estimativa média de argilosidade é 2,22% para o modelo de Kamel-Mabrouk, 1,89% para o modelo de Mabrouk-Kamel e 0,22% para a metodologia proposta. O modelo de Clavier *et al.* (1971) apresentou um valor de argilosidade superestimado frente aos modelos petrofísicos considerados. Isto ocorre, pois os modelos petrofísicos ao incorporarem diversos parâmetros em suas formulações e não incluírem a resposta do perfil de raios gama, não são afetados pela radioatividade do arenito arcoseano.

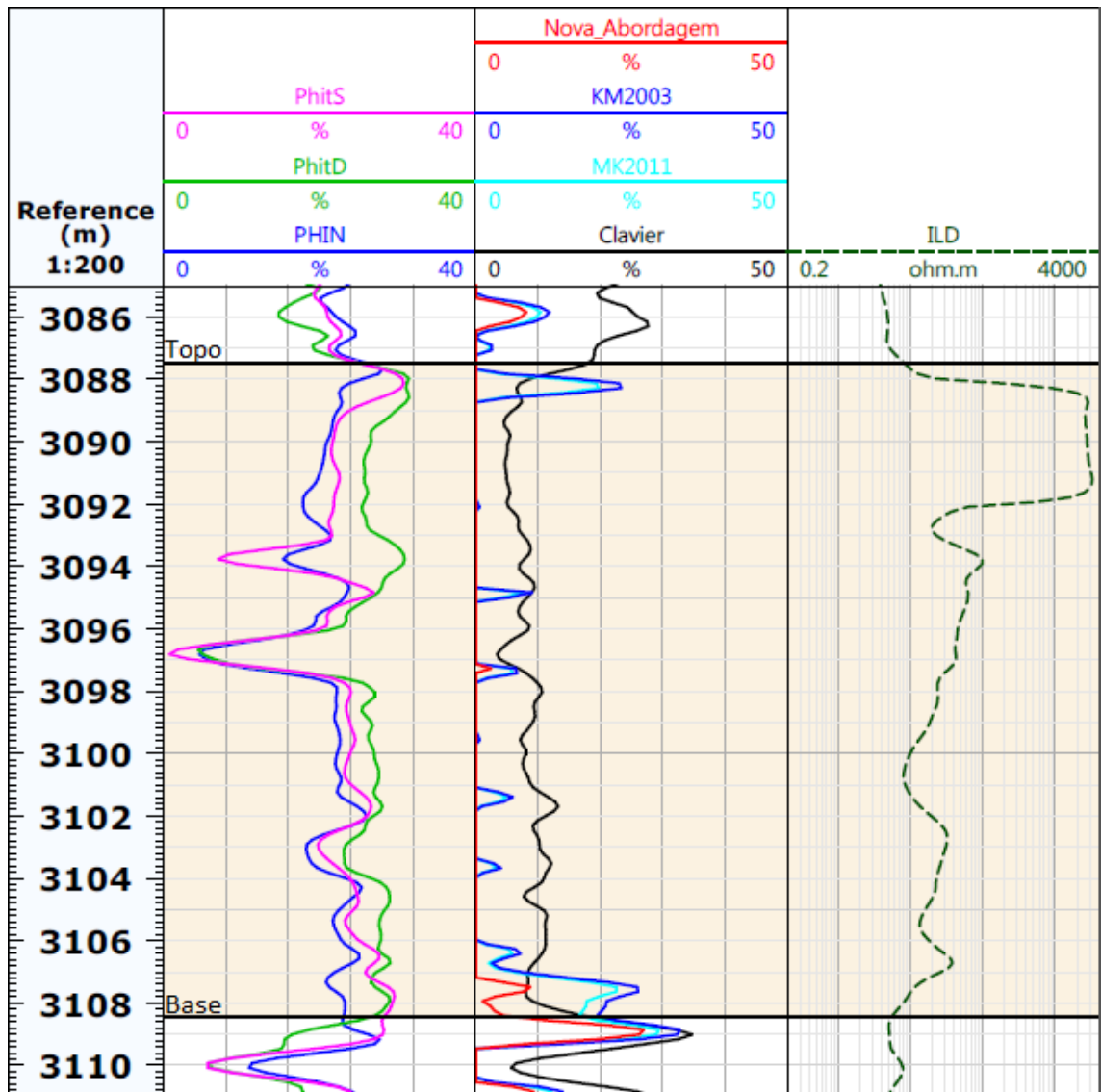


Figura 5-10: Perfis para análise das estimativas de argilosidade no reservatório do poço NA-07. *Track 1*: Porosidades - nêutrons (PHIN -  $\phi_N$ ), densidade (PhitD -  $\phi_{t,D}$ ) e sônico (PhitS -  $\phi_{t,S}$ ). *Track 2*: estimativas de argilosidade usando o modelo empírico de Clavier *et al.* (1971) e os modelos petrofísicos Kamel-Mabrouk (KM2003), Mabrouk-Kamel (MK2011) e a metodologia proposta (Nova\_Abordagem). *Track 3*: perfil de resistividade (ILD).

A análise da Figura 5-10 permite identificar que existem dois momentos em que os modelos petrofísicos apresentam estimativas de argilosidade mais elevadas do que o modelo de Clavier *et al.* (1971). O primeiro momento ocorre na parte superior do reservatório (por volta de 3088 m) e o segundo na parte inferior do reservatório (por volta de 3107 m). As características desses picos, todavia, são distintas e, por isso, eles são avaliados separadamente.

A análise dos resultados permite identificar que os valores registrados para as estimativas de argilosidade por meio dos modelos petrofísicos estão fortemente condicionados à variação

da porosidade sônica em relação às demais porosidades. Para os modelos petrofísicos de Kamel-Mabrouk e Mabrouk-Kamel, quando a porosidade sônica aumenta, se aproxima da porosidade a partir do perfil de densidade e se afasta da porosidade de nêutrons, ocorrem picos nas estimativas de argilosidade. Cabe ressaltar que, quando a porosidade sônica é maior do que a porosidade a partir do perfil de densidade ocorrem os maiores picos usando dos modelos de Mabrouk-Kamel e Kamel-Mabrouk. Na estimativa de argilosidade realizada com a nova metodologia proposta só ocorrem picos quando a porosidade sônica possui valores mais altos do que os registrados pela porosidade a partir do perfil de densidade, afastando-se muito da porosidade de nêutrons.

O primeiro pico da estimativa de argilosidade se encontra na parte superior do intervalo de gás. Neste intervalo, a estimativa de argilosidade média fornecida pelo modelo de Clavier *et al.* (1971) é de 5,55%, enquanto que para os modelos petrofísicos é de 2,63% (modelo Kamel-Mabrouk), 2,21% (modelo Mabrouk-Kamel) e 0% (metodologia proposta). Tal comportamento na área de gás frente ao comportamento do reservatório como um todo revela uma diminuição da estimativa de argilosidade por meio do modelo de Clavier *et al.* (1971) e do modelo proposto, e um aumento das estimativas realizadas pelos modelos de Kamel-Mabrouk e Mabrouk-Kamel. Este comportamento anômalo apresentado pelos modelos petrofísicos de Kamel-Mabrouk e Mabrouk-Kamel, juntamente com o pico em 3088 m, era um resultado esperado. Visto que os autores sugeriam para formações com a presença de hidrocarbonetos leves, a utilização de outros modelos. No caso desse pico, que ocorre na parte superior do gás, observa-se um grande aumento da porosidade sônica. Esta passa a registrar valores muito próximos aos fornecidos pela porosidade a partir da densidade e se afasta da porosidade de nêutrons. Para o restante da zona portadora de gás, a porosidade sônica diminui. Uma hipótese para esse alto registro da porosidade sônica apenas na parte superior da zona de gás é um aumento da pressão de poro causada pelo gás que estaria tentando migrar para a formação acima. Esse aumento na pressão de poros geraria uma menor velocidade compressional, aumentando a resposta do perfil sônico.

Em zonas argilosas, o aumento da porosidade sônica pode ser bastante significativo. Por outro lado, a porosidade a partir do perfil de densidade não reage fortemente ao conteúdo de argila, apresentando uma diminuição do seu registro. Entretanto, como observado pelo comportamento das curvas, os modelos de Kamel-Mabrouk e Mabrouk-Kamel apresentam valores elevados de estimativa de argilosidade em regiões onde a porosidade sônica e a porosidade a partir da densidade são muito próximas, ainda que a porosidade sônica seja

menor. Este comportamento permite identificar uma maior sensibilidade destes modelos à resposta da porosidade sônica, o que os torna limitados para diferenciar a presença de argila da presença de gás.

O segundo pico, que se encontra na parte inferior do reservatório, tem um comportamento distinto. Neste pico, tanto o modelo de Clavier *et al.* (1971), quanto os modelos de Kamel-Mabrouk, Mabrouk-Kamel e a metodologia proposta apresentam um aumento nos valores de estimativa de argilicidade. Desta vez o pico não se restringe apenas às estimativas obtidas pelos modelos de Kamel-Mabrouk e Mabrouk-Kamel, mas também à metodologia proposta. Tal pico correlaciona-se com um aumento da porosidade sônica que se afasta da porosidade de nêutrons e passa a registrar valores maiores do que os registrados pela porosidade estimada pelo perfil de densidade. Uma hipótese para a superestimativa de argilicidade dos modelos petrofísicos é a presença de uma matriz diferente em relação ao restante do reservatório, que poderia não se adequar aos parâmetros de densidade e tempo de trânsito na matriz ( $\rho_{ma}$  e  $\Delta t_{ma}$ ) escolhidos *a priori*. Uma possibilidade para explicar isto é a presença de um arenito menos cimentado e com um maior conteúdo de argila, ocorrendo, então, uma transição de arenito limpo para folhelho passando por arenito argiloso e folhelho arenoso.

## 6 CONCLUSÃO

O presente trabalho alcançou seu objetivo de propor uma nova metodologia para a estimativa de argilosidade. Para verificar a metodologia proposta, algumas atividades foram realizadas, iniciando pela interpretação de três poços do Campo de Namorado, a fim de escolher um poço portador de hidrocarbonetos leves (gás). A interpretação dos poços permitiu identificar que apenas o poço NA-07 possui gás. Em seguida, verificou-se a correlação entre a porosidade de Gaymard e a aproximação binomial da mesma. A porosidade binomial apresentou um erro percentual médio de 6,17% em relação à porosidade de Gaymard, o que mostra uma boa correlação entre as duas porosidades.

Um estudo das estimativas de argilosidade usando modelos empíricos e os modelos petrofísicos de Kamel-Mabrouk e Mabrouk-Kamel permitiu verificar a performance da metodologia proposta frente aos demais modelos. A avaliação dos modelos empíricos, considerando a idade do sedimento e o menor valor estimado, fez com que o modelo de Clavier *et al.* fosse escolhido como o mais adequado à geologia local. A análise comparativa entre o modelo empírico de Clavier *et al.* e os modelos petrofísicos de Kamel-Mabrouk, Mabrouk-Kamel e Castro & Martins permitiu identificar que no intervalo do reservatório o modelo empírico apresentou uma superestimativa de argilosidade. Já os modelos petrofísicos de Kamel-Mabrouk e Mabrouk-Kamel apresentaram uma superestimativa de argilosidade na parte superior da zona de gás, corroborando uma limitação dos modelos para zonas portadoras de hidrocarbonetos leves. Tal fato se deve a uma maior sensibilidade destes modelos a altas variações da porosidade sônica que, no poço analisado, fez com que os modelos confundissem a presença de gás com a presença de argila. Em contrapartida, o modelo Castro & Martins mostrou-se mais robusto com relação à alta variação da porosidade sônica e, conseqüentemente, a estimativa de argilosidade gerada a partir desta metodologia apresentou ser mais satisfatória para a zona com gás. Dessa forma, o modelo Castro & Martins para a estimativa de argilosidade em zonas portadoras de hidrocarbonetos leves mostrou ser mais robusta que os demais modelos petrofísicos e empíricos analisados. Como sugestão, recomenda-se a análise dos modelos em outros poços portadores de gás, a fim de corroborar as contribuições apresentadas neste trabalho.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARCHIE, G. E. 1950. **Introduction to petrophysics of reservoir rocks**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 34, no. 5, p. 943-961.
- ASQUITH, G., AND GIBSON, C., 1983. **Basic well log analysis for geologists: AAPG methods in exploration series no. 3**.
- BARBOZA, E. G., TOMAZELLI, L. J., VIANA, A. R., 2003. **Análise preliminar da geometria deposicional dos Turbiditos do Campo de Namorado, Bacia de Campos, RJ**. ABPG, Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, 2, Anais, v. 1, Rio de Janeiro.
- BASTOS, G., 2015. **Sumário Geológico – Campos: 13ª Rodada de Licitações**. ANP. Disponível em <[http://www.brazil-rounds.gov.br/round\\_13/portugues\\_R13/setores.asp](http://www.brazil-rounds.gov.br/round_13/portugues_R13/setores.asp)>. Acesso em 30/06/2016.
- BROCK, J., 1984. **Analysing your logs: Advanced Open Hole Log Interpretation**, Petromedia, 173 pp., Vol. 1I.
- CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. **Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the eastern Brazilian continental margin**. Episodes, vol. 22, n.3, p. 206-216. Setembro, 1999
- CASTRO, T. M., MARTINS, J. M., MOREIRA, T. A. D., SANTOS, M. A. C., AND ARAÚJO, J. F., 2014. **Argiloidade em sedimentos clásticos: modelos empíricos X modelos petrofísicos**. Anais do VI Simpósio Brasileiro de Geofísica, 14-16 de Outubro, Porto Alegre, RS, CD-ROM.
- CASTRO, T. M.; MARTINS, J. M., 2016. **Modelo petrofísico para estimativa de argiloidade: uma nova formulação**. Anais do VII Simpósio Brasileiro de Geofísica, 25-27 de Outubro, Ouro Preto, MG, CD-ROM.

- CLAVIER, C.; HOYLE, W. R.; MEUNIER, D., 1971. **Quantitative interpretation of TDT logs**. Partes 1 e 2: Journal of Petroleum Technology, vol. 23, p.743–763.
- CRUZ, M. M., 2003. **Aplicação de Perfilagem Geofísica e Sísmica na Caracterização da Faciologia do Reservatório de Namorado**. Tese de Mestrado - Universidade Federal Fluminense, UFF, p. 30.
- CONTRERAS, S. A. C; CASTRO, J. C. **Metodologia para determinar parâmetros petrofísicos de corte de um campo de petróleo: o caso Socororo, bacia do Oriente, Venezuela**. Escola de Minas, Ouro Preto, julho-setembro, 2012.
- DARLING, T., 2005. **Well Logging and Formation Evaluation**. Elsevier.
- DEMERCIAN, L. S.; SZATIMARI, P.; COBBOLD, P. R., 1993. **Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos Basin, offshore Brazil**. Tectonophysics, 228: 393-433
- DEWAN, J. T., 1983. **Essentials of modern open-hole log interpretation**. PennWell Publishing Co., Tulsa, OK, 361 p.
- DIAS, J. L., SCARTON, J. C., ESTEVES, F. R., CARMINATTI, M. & GUARDADO, L. R., 1990. **Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos**. In: Origem e evolução de bacias sedimentares, eds Raja Gabaglia, G. P. and Milani, E. J., pp. 333-360. Petrobras, Rio de Janeiro, Brasil.
- DOMINGUES, D. L. P., 2011. **Caracterização Geológica e Geométrica de Travertinos**. Tese de Mestrado, Pontifícia Universidade Católica – PUC, Rio de Janeiro.
- ELLIS, D. V.; Singer, J. M., 2007. **Well Logging for Earth Scientists**. Springer, 2.ed., Dordrecht, The Netherlands, 692 p.
- GAYMARD, R. D., AND POUPON, A., 1970. **The evaluation of clay content from logs**. Trans. of SPWLA 11th Annual Logging Symposium, pages 1–21.



- GRASSI, A.A; CASTRO, A. H. A.; ALBERTÃO, G. A. *Bacia de Campos*. Fundação Paleontológica Phoenix, vol. 6, n. 65, p. 1-6. Maio, 2004.
- GUARDADO, L. R., GAMBOA, L. A. P. & LUCCHESI, C. F., 1990. **Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type basin**. In: Edwards, J.D. and Santogrissi, P.A., divergent/Passive Margin Basins. Tulsa, AAPG Memoir 48, pp. 3-79.
- HILCHIE, D. W., 1978, **Applied open hole log interpretation**. Golden, Colorado: D. W. Hilchie.
- KAMEL, M. H., AND MABROUK, W. M., 2003, **Estimation of shale volume using a combination of the three porosity logs**. Journal of Petroleum Science and Engineering, 40, 145–157.
- KEAREY, P; BROOKS M.; HILL, I., 2009. **Geofísica de Exploração**. São Paulo, Oficina de textos.
- LARIONOV, W. W., 1969. **Radiometry of boreholes** (em russo), NEDRA, Moscou.
- MABROUK, W. M.; KAMEL, M. H., 2011. **Shale volume determination using sonic, density and neutron data**. Exploration Geophysics, 42, 155–158.
- MCKENZIE, D., 1978. **Some remarks on the development of sedimentary basins**. Earth Plan. Sci. Letters, 40: 25-32.
- MENDONÇA, P. M. M., SPADINI, A. R. & MILANI, E. J., Nov.2003/Maio 2004. **Exploração na Petrobras: 50 anos de sucesso**. Boletim de Geociências da Petrobras 12(1), 9-58.

- MILANI, E. J., BRANDÃO, J. A. S. L., ZALÁN, P. V. & GAMBOA, L. A. P., 2000. **Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas.** Revista Brasileira de Geofísica, vol.18(3), p.351-396.
- MORAIS, J. M., 2013. **Petróleo em águas profundas: uma história tecnológica da Petrobras na exploração e produção offshore.** Brasília, Ipea, Petrobras, 424 p.
- NERY, G. G., 2004. **Perfilagem Geofísica.** Hydrolog Serviços de Perfilagens Ltda.
- 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
- ODOM, I. E., 1984. **Smectiteclay minerals: Properties and uses.** Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences, 311(1517), 391-409.
- OLIVEIRA, J. K., 2005. **Efeitos da porosidade efetiva e da argilosidade nas velocidades de ondas P no Arenito Namorado.** Monografia (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências – Departamento de Geologia.
- RANGEL, H. D., MARTINS, F. A., ESTEVES, F. R. & FEIJÓ, F. J., **Bacia de Campos.** Boletim de Geociências da Petrobras, 8(1), 1994. p. 203-217.
- RIDER, M., 2002. **The Geological Interpretation of Well Logs.** Rider-French Consulting Ltd, 2.ed., Sutherland, Scotland, 280p.
- ROYDEN, L. & KEEN, C. E., 1980. **Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves.** Earth and Planetary Science Letters, 51: 343-361.

- SCHÖN, J.H., 1996. **Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics**. Handbook of Geophysical Exploration, Seismic Exploration. Pergamon, Vol. 18, 583 p.
- SCHÖN, J.H., 2011. **Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics**. Handbook of Geophysical Exploration, Seismic Exploration. Pergamon, Vol. 8, 494 p.
- STIEBER, S. J. *Pulse Neutron capture log evaluation in the Louisiana Gulf Coast*. Encontro Anual da SPE, Houston, p. 4-7, Outubro, 1970.
- STEVANATO, A.C.R.S., 2011. **Análise Petrofísica de Reservatórios**. Campinas, Graduação em Geologia. Universidade Estadual de Campinas.
- SUGUIO, K., 1998. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 1222p.
- SUGUIO, K., 2003. *Geologia Sedimentar*. São Paulo, Edgard Blücher, 1 ed.
- THOMAS, J. E., 2001. **Fundamentos de Engenharia de Petróleo**. Rio de Janeiro. Editora Interciência, p. 271.
- TIAB, D.; DONALDSON, E. C., 2012. **Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties**. Elsevier, 3 ed.
- 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., 1958, **An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media: Geophysics**, 23, 459-493

## A. Trabalho apresentado no VI Simpósio Brasileiro de Geofísica, 14-16 de Outubro de 2012, Porto Alegre, RS.



### Argilosidade em sedimentos clásticos: modelos empíricos × modelos petrofísicos

Thais M. de Castro<sup>1</sup>, Jorge L. Martins<sup>2</sup>, Thiago A. D. Moreira<sup>1</sup>, Marco A. Cetale Santos<sup>1</sup> & Juliana F. Araújo<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geologia e Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense

<sup>2</sup> Coordenação 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

The estimation of shaliness is fundamental for oil recovery management. The occurrence of shales in clastic sedimentary basins generates the need for estimating the shale content (i.e., shaliness). Classically, empirical models are the tools incorporated into the well-log interpretation softwares for estimating shaliness. Nevertheless, empirical models overestimate shaliness, leading to poor effective porosity evaluation and, consequently, erroneous volume of recoverable oil. We compare the classical empirical models to two petrophysical models for estimating shaliness in clastic basins. The results of both petrophysical models confirm their robustness in terms of estimating shaliness more reliably even in highly shaly reservoirs.

#### INTRODUÇÃO

A grande maioria das bacias sedimentares clásticas do mundo são formadas, predominantemente, por intercalações de arenitos e folhelhos. No entanto, não é raro que evaporitos, e até mesmo calcários, ocorram nesses ambientes sedimentares (Dewan, 1983; Ellis and Singer, 2007). Tipicamente, os folhelhos ocorrem nos sistemas petrolíferos dessas bacias como rochas selantes, favorecendo o armazenamento do óleo que migra a partir das rochas geradoras.

Os folhelhos possuem propriedades e específicas que os habilitam a atuar como rochas selantes. Ou seja: são rochas com porosidade baixíssima (i.e., quase impermeáveis), onde os argilo-minerais (ilita, caulinita, smectita e dorita) são os principais formadores da matriz da rocha (Wyllie et al., 1958). Uma vez que a granulometria dos argilo-minerais é muito pequena, i.e., possuem diâmetro médio da ordem de  $10^{-2}$  mm, a ocorrência desses minerais é encontrada de três formas na prática (Dewan, 1983; Schön, 1996; Ellis and Singer, 2007): (1) formando lâminas (i.e., dando origem a folhelhos laminares); (2) formando pelotas (i.e., dando origem a argila estrutural),

e (3) envolvendo os grãos minerais de maior granulometria (i.e., formando a argila dispersa). Das três formas de ocorrência das argilas em bacias sedimentares clásticas, a argila dispersa é a que desperta mais interesse. Por ser encontrada obstruindo as conexões porosas, a argila dispersa causa impacto negativo na produção de petróleo e gás de um reservatório (Wyllie et al., 1958).

Na prática, os perfis geofísicos permitem a estimativa do percentual volumétrico de argila (i.e., a argilosidade) presente em reservatórios clásticos. Especificamente, os registros do perfil de potencial espontâneo (SP) e/ou do perfil de raios gama naturais (GR) constituem informações primordiais aos fluxos de interpretação de perfis geofísicos. A partir do uso de modelos empíricos correntes, é possível estimar a argilosidade e avaliar a capacidade do reservatório em termos de produção de petróleo e gás (Ellis and Singer, 2007).

É notório que os modelos empíricos superestimam a argilosidade. Como consequência, a estimativa da porosidade efetiva pode ficar comprometida, conduzindo a uma avaliação errônea do volume de óleo recuperável do reservatório (Dewan, 1983). Neste trabalho comparamos dois modelos petrofísicos com os modelos empíricos usados classicamente. Segundo seus autores (Kamel & Mabrouk, 2003; Mabrouk & Kamel, 2011), os modelos petrofísicos em questão são robustos em termos de conduzirem a estimativas confiáveis de argilosidade. Além disso, esses modelos são aplicáveis a rochas reservatórios clásticas altamente argilosas. Os resultados obtidos a seguir comprovam a robustez dos modelos petrofísicos estudados, e os elegem como potenciais ferramentas para estimar argilosidade em bacias sedimentares clásticas.

#### METODOLOGIA

Nesta seção fazemos um resumo dos modelos empíricos mais usados nos fluxos de interpretação de perfis geofísicos para estimativa da argilosidade em reservatórios clásticos. Em seguida, apresentamos os modelos petrofísicos de Kamel & Mabrouk (2003) e de Mabrouk & Kamel (2011), ambos propostos com a mesma finalidade.

#### Modelos empíricos

Os modelos empíricos para estimativa de argilosidade possuem em comum a dependência do chamado *índice de raios gama*, (IGR), expresso por:

$$IGR = \frac{GR - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}} \quad (1)$$

O termo GR é o registro do perfil de raios gama (GR) a

um dada profundidade. Para o intervalo sedimentar sob investigação,  $GR_{max}$  e  $GR_{min}$  são as leituras máxima e mínima do perfil GR, respectivamente.

Larionov (1969) propôs duas relações para a estimativa da argilosidade,  $V_{clay}$ . Para rochas do Terciário,

$$V_{clay} = 0.083 [2^{3.7 \times IGR} - 1], \quad (2)$$

e para rochas mais antigas,

$$V_{clay} = 0.33 [2^{2.0 \times IGR} - 1]. \quad (3)$$

Para rochas do Oligoceno-Mioceno, Brock (1984) propõe uma relação que possui uma estrutura semelhante às equações de Larionov (1969), dada por:

$$V_{clay} = 0.21 [2^{2.9 \times IGR} - 1]. \quad (4)$$

Também considerando a idade da rocha, Stieber (1970) derivou uma equação geral,

$$V_{clay} = \frac{IGR}{A - (A - 1) \times IGR}, \quad (5)$$

onde o parâmetro  $A = 3$  para rochas do Terciário,  $A = 2$  para rochas mais antigas, e  $A = 0.15$  para rochas do Cretáceo.

Usando análise de regressão, Clavier et al. (1971) obtiveram o seguinte relacionamento para a estimativa da argilosidade:

$$V_{clay} = 1.70 - \sqrt{3.38 - [IGR + 0.7]^2}. \quad (6)$$

### Modelos petrofísicos

Os modelos petrofísicos propostos por Kamel & Mabrouk (2003) e Mabrouk & Kamel (2011), para a estimativa da argilosidade, usam como dados de entrada os três perfis de porosidade: o perfil de porosidade de neutrons ( $\phi_N$ ), o perfil de lito densidades ( $\rho_b$ ) e o perfil de vagarosidades sônicas de ondas compressíveis ( $\Delta t$ ). Ambos os trabalhos iniciam a formulação matemática a partir da relação da argilosidade envolvendo porosidades:

$$V_{clay} = \frac{\phi_t - \phi_e}{\phi_{clay}}, \quad (7)$$

onde  $\phi_t$ ,  $\phi_e$  e  $\phi_{clay}$  representam, respectivamente, a porosidade total, a porosidade efetiva e a porosidade aparente no 'ponto de folhelho'. Tanto  $\phi_t$  como  $\phi_e$  podem ser estimadas usando os perfis de densidades e de vagarosidades sônicas. A partir do perfil de densidades,  $\phi_t \equiv \phi_{t,D}$  e  $\phi_e \equiv \phi_{e,D}$ , cujas relações são dadas, respectivamente, por (Dewan, 1983; Schön, 1996)

$$\phi_{t,D} = \frac{\rho_b - \rho_{ma}}{\rho_t - \rho_{ma}}, \quad (8)$$

e

$$\phi_{e,D} = \phi_{t,D} - V_{clay} \frac{\rho_{clay} - \rho_{ma}}{\rho_t - \rho_{ma}}. \quad (9)$$

Nas equações precedente,  $\rho_b$  denota o registro do perfil de densidades,  $\rho_{clay}$  é o registro de densidade no

'ponto de folhelho',  $\rho_{ma}$  é a densidade média dos grãos minerais que formam a matriz, e  $\rho_t$  é a densidade do filtrado de lama. Por sua vez, usando o perfil de vagarosidades sônicas,  $\phi_t \equiv \phi_{t,S}$  e  $\phi_e \equiv \phi_{e,S}$  são dadas, respectivamente, por (Dewan, 1983; Schön, 1996)

$$\phi_{t,S} = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \frac{100}{\Delta t_{clay}}, \quad (10)$$

que inclui o fator de compactação para formações pouco consolidadas (Ellis and Singer, 2007), e

$$\phi_{e,S} = \phi_{t,S} - V_{clay} \frac{\Delta t_{clay} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}}, \quad (11)$$

para  $\Delta t_{clay}$  denotando a vagarosidade sônica no 'ponto de folhelho',  $\Delta t_{ma}$  a vagarosidade média dos grãos minerais que formam a matriz, e  $\Delta t_f$  a vagarosidade do filtrado de lama.

Kamel & Mabrouk (2003) e Mabrouk & Kamel (2011) consideraram que, formações muito argilosas,  $V_{clay} \approx 100\%$  e  $\phi_e \approx 0$ . Nessas circunstâncias,  $\phi_t \approx \phi_{clay}$ , conduzindo, a partir da equação 7, ao seguinte relacionamento:

$$V_{clay} = 1 - \frac{\phi_e}{\phi_t}, \quad (12)$$

onde a porosidade total pode ser estimada a partir de uma combinação dos perfis de porosidade de neutrons e de densidades. Nesse caso,  $\phi_t \equiv \phi_{t,ND}$ , que é relacionada por (Dewan, 1983):

$$\phi_{t,ND} = \frac{\phi_N + \phi_{e,D}}{2}. \quad (13)$$

O modelo petrofísico para estimativa da argilosidade proposto em Kamel & Mabrouk (2003) é obtido a partir da substituição da equação 9 na equação 13, e fazendo  $\phi_e \equiv \phi_{e,S}$ , ou seja, usando a equação 11 na equação 12. O resultado é a seguinte equação do segundo grau:

$$A_1 V_{clay}^2 + B_1 V_{clay} + C_1 = 0, \quad (14)$$

onde os coeficientes  $A_1$ ,  $B_1$  e  $C_1$  são expressos a seguir:

$$A_1 = \frac{\rho_{ma} - \rho_{sh}}{\rho_{ma} - \rho_t}, \quad (15)$$

$$B_1 = -\phi_N - \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_t} - \frac{\rho_{ma} - \rho_{sh}}{\rho_{ma} - \rho_t} + 2 \frac{\Delta t_{sh} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}}, \quad (16)$$

e

$$C_1 = \phi_N + \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_t} - 2 \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \frac{100}{\Delta t_{sh}}. \quad (17)$$

Resolvendo a equação 14 e tomando apenas a raiz positiva, escrevemos:

$$V_{clay} = \frac{-B_1 + \sqrt{\Delta}}{2A_1}, \quad (18)$$



onde  $\Delta = B_1^2 - 4A_1C_1$ .

Usando uma abordagem mais simplificada, Mabrouk & Kamel (2011) assumiram, na equação 13,  $\phi_{t,D}$  (equação 8) no lugar de  $\phi_{b,D}$  (equação 9) e repetiram o uso da equação 11 na equação 12. O modelo petrofísico para a argilidade é então expresso por (Mabrouk & Kamel, 2011):

$$V_{\text{clay}} = \frac{\phi_N + A_2(\rho_b - \rho_{ma}) - B_2(\Delta t - \Delta t_{ma})}{\phi_N + A_2(\rho_b - \rho_{ma}) - 2C_2}, \quad (19)$$

onde os coeficientes  $A_2$ ,  $B_2$ , e  $C_2$  são expressos, respectivamente, por:

$$A_2 = \frac{1}{\rho_t - \rho_{ma}}, \quad (20)$$

$$B_2 = \frac{200}{\Delta t_{sh}(\Delta t_t - \Delta t_{ma})}, \quad (21)$$

e

$$C_2 = \frac{\Delta t_{sh} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_t - \Delta t_{ma}}. \quad (22)$$

Segundo Kamel & Mabrouk (2003) e Mabrouk & Kamel (2011), os modelos petrofísicos acima apresentam resultados robustos em formações clásticas, mesmo que outros materiais radioativos, além de folhelhos, estejam presentes. Os resultados a seguir confirmam a robustez dos modelos petrofísicos em questão.

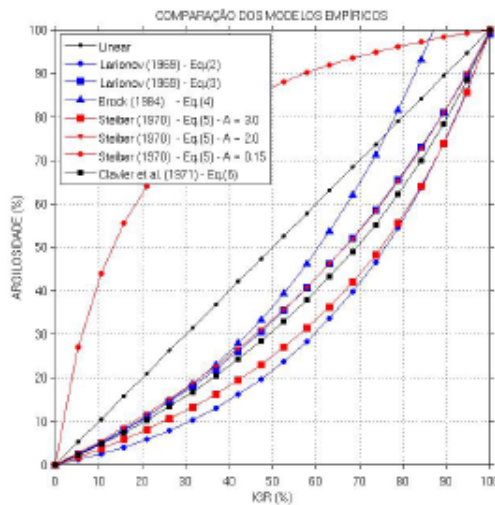


Figura 1 : Comparação dos modelos empíricos representados pelas Eqs. 2-6. A curva linear é o próprio valor de IGR (vide Eq. 1).

**RESULTADOS**

Antes do uso dos modelos petrofísicos para estimativa da argilidade e propostos em Kamel & Mabrouk (2003) e

Mabrouk & Kamel (2011), apresentamos o resultado da comparação dos modelos empíricos relacionados nas equações 2-6. Para fins de análise, também representamos o valor de IGR como uma estimativa da argilidade. Os resultados são mostrados na Figura 1. A análise da figura revela claramente a impossibilidade dos modelos empíricos serem aplicados em quaisquer ambientes sedimentares para fins de estimativa de argilidade. Na verdade, este é um resultado esperado, pois cada modelo empírico é formulado a partir de registros físicos de rochas de uma bacia sedimentar específica.

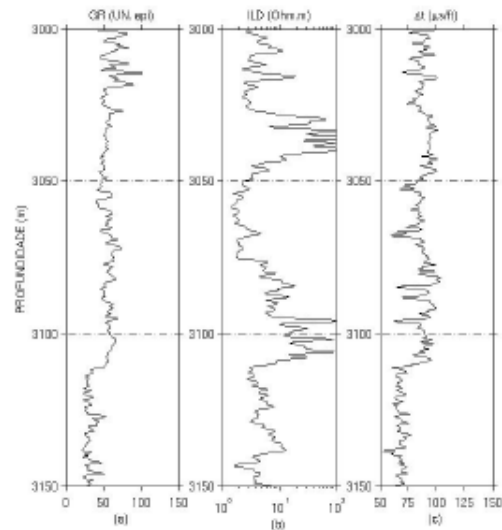


Figura 2: Perfis: (a) raios gama naturais (GR), (b) indução profunda (ILD), e (c) vagarosidades sônicas de ondas compressivas ( $\Delta t$ ).

Para testar os modelos petrofísicos expressos nas equações 18 e 19, selecionamos um poço que atravessa sedimentos turbidíticos pouco consolidados – predominantemente intercalações de arenitos e folhelhos, contendo os principais perfis geofísicos. As Figuras 2, 3a e 3b exibem os perfis GR, ILD,  $\Delta t$ , RHOB e  $\phi_N$ , respectivamente. Na Figura 3b também é mostrado o perfil de porosidade total estimado a partir da equação 13 considerando as abordagens de Kamel & Mabrouk (2003) e Mabrouk & Kamel (2011). O resultado da aplicação dos modelos petrofísicos usando os perfis do poço selecionado é mostrado na Figura 3c.

Para cálculo dos perfis  $V_{\text{clay}}$  usando os modelos petrofísicos, adotamos os seguintes valores para as densidades (em  $\text{g/cm}^3$ ):  $\rho_{ma} = 2.65$ ,  $\rho_t = 1.05$  e  $\rho_b = 2.54$ , e para as vagarosidades sônicas de ondas compressivas (em  $\mu\text{s/ft}$ ):  $\Delta t_{ma} = 55.50$ ,  $\Delta t_t = 189.00$  e  $\Delta t_{sh} = 115.00$ . Como se trata de sedimentos pouco consolidados, é comum o uso do modelo empírico de Larionov (1969) para estimativa de argilidade. Utilizamos então o modelo

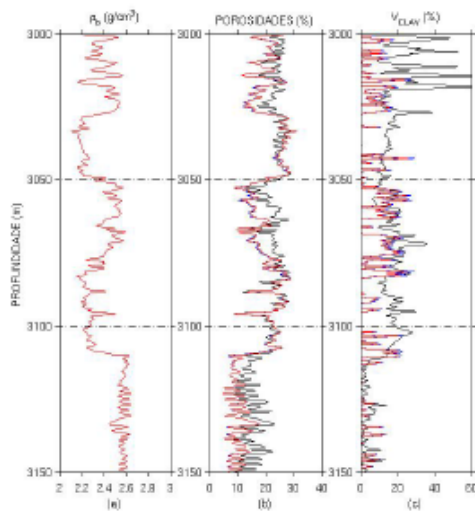


Figura 3: Perfis: (a) litodensidades (RHOB), (b)  $\phi_N$  (curva preta),  $\phi_{L,ND}$  (curva azul), usando a Eq. 13 (Kamel & Mabrouk, 2003), e  $\phi_{V,ND}$  (curva vermelha), usando a Eq. 13 (Mabrouk & Kamel, 2011) (c) argilosidade  $V_{clay}$  [curva preta - Eq. 2; curva azul - Eq. 18; e curva vermelha - Eq. 19].

empírico de Larionov (equação 2) para fins de comparação com as estimativas de argilosidade obtidas usando os modelos petrofísicos.

A Figura 3c confirma a superestimativa da argilosidade nos intervalos de arenito, tipicamente arcose anos, usando o modelo empírico de Larionov (1969). Quanto aos modelos petrofísicos, podemos concluir que fornecem resultados equivalentes. Na verdade, a partir da formulação de ambos, notamos que o modelo petrofísico de Mabrouk & Kamel (2011) é uma simplificação do modelo proposto em Kamel & Mabrouk (2003).

#### DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os resultados obtidos neste trabalho confirmam que os modelos empíricos clássicos superestimam a argilosidade. Tais modelos foram propostos para ambientes sedimentares específicos, tornando seu uso impraticável em outras bacias sedimentares. Os modelos petrofísicos de Kamel & Mabrouk (2003) e de Mabrouk & Kamel (2011), embora equivalentes, se revelam mais confiáveis, fornecendo estimativas robustas de argilosidade.

#### 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), Thaís de Castro (proc. 115.307/2013-3) e Juliana Araújo (proc. 100.408/2013-3).

#### REFERÊNCIAS

- Brock, J., 1984, *Analysing your logs: Advanced Open Hole Log Interpretation*, Petromedia, 173 pp., **Vol. 11**.
- 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)*.
- Schön, J. H., 1996, *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics*: Pergamon.
- Stieber, S. J., 1970, *Pulsed neutron capture log evaluation - Louisiana Gulf Coast: Society of Petroleum Engineers Annual Fall Meeting Proceedings, SPE 2961*.
- 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*.

## B. Trabalho apresentado no VII Simpósio Brasileiro de Geofísica, 25-27 de Outubro de 2016, Ouro Preto, MG.



### Modelo petrofísico para estimativa de argilosidade: uma nova formulação

Thais M. de Castro<sup>1(\*)</sup>, Jorge L. Martins<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geologia e Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense

<sup>2</sup>Coordenação da Área de Geofísica, Observatório Nacional, Ministério da Ciência, Tecnologia & Inovação

Copyright 2016, SBGF - Sociedade Brasileira de Geofísica.

Este texto foi preparado para a apresentação no VII Simpósio Brasileiro de Geofísica, Ouro Preto, 25 a 27 de outubro de 2016. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do VII 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

Shaliness is a key parameter for simulating reservoir oil and gas production. Shale content, as it is also known, is better estimated from interpreting spontaneous potential and/or natural gamma-ray well logs. For evaluation of shaliness, empirical models are commonly used in practice, although it is well-known that their results are over-estimated. In order to obtain robust estimatives of shaliness with less uncertainty, petrophysical models are proposed in the literature. Here, we present a new approach to the formulation of previously investigated petrophysical models for shaliness estimation. The resulting petrophysical model for shaliness estimation is much more simple, holding the same properties of both previously studied models.

#### INTRODUÇÃO

Arenitos e folhelhos constituem os litotipos mais frequentes em bacias sedimentares clásticas, embora, não raramente, evaporitos e calcários também possam ser encontrados nesses ambientes sedimentares (Wyllie et al., 1958). Tipicamente, os argilo-minerais (caulinita, illita, dorita e smectita) ocorrem formando os folhelhos (Dewan, 1983; Ellis and Singer, 2007), que, nos sistemas petrolíferos de tais bacias, funcionam como rochas selantes. Isto é: os folhelhos são quase sempre encontrados como barreiras ao processo de migração de óleo a partir das rochas geradoras, favorecendo o acúmulo nas rochas reservatório.

A granulometria dos argilo-minerais é muito pequena, possuindo diâmetro médio da ordem de  $10^{-2}$  mm (Schön, 1996). Na prática, quando ocorrem em lâminas, os argilo-minerais formam os folhelhos laminares; a ocorrência das argilas na forma de pellets, é denominada por argila estrutural, ao passo que a argila dispersa é encontrada envolvendo os grãos minerais de maior granulometria na matriz da rocha (Dewan, 1983; Ellis and Singer, 2007). Entre as formas de ocorrência, a argila dispersa é a

que mais desperta o interesse dos intérpretes de perfis geofísicos. Esse tipo de argila obstrui as conexões porosas, impedindo o fluxo de fluidos no reservatório e, como consequência, causando impacto negativo na produção de óleo e gás (Wyllie et al., 1958). Defini-se, assim, a argilosidade como o percentual volumétrico de argila presente em reservatórios clásticos obstruindo as conexões porosas.

A argilosidade pode ser estimada a partir da interpretação dos registros do perfil de potencial espontâneo (SP) e/ou do perfil de raios gama naturais (GR). Através de modelos empíricos é possível estimar a argilosidade, facilitando a avaliação do reservatório em termos de capacidade de produção de petróleo e gás (Ellis and Singer, 2007). De uma forma geral, os modelos empíricos utilizados em interpretação de perfis geofísicos superestimam a argilosidade, o que compromete a estimativa da porosidade efetiva – aquela que considera apenas as conexões porosas. Consequentemente, as incertezas na avaliação do volume de óleo recuperável do reservatório crescem enormemente (Dewan, 1983).

Neste trabalho, investigamos modelos petrofísicos, aqui referenciados por Kamel-Mabrouk (Kamel and Mabrouk, 2003) e Mabrouk-Kamel (Mabrouk and Kamel, 2011), respectivamente propostos para estimar a argilosidade. Esses modelos petrofísicos incorporam informações de três perfis geofísicos: do perfil de porosidade de neutrons (PHIN), do perfil de densidades (RHOB) e do perfil de velocidades sísmicas ( $\Delta t$ ). Quando comparados a modelos empíricos correntes, os modelos petrofísicos em questão apresentam estimativas confiáveis de argilosidade (Castro et al., 2014). A partir de uma aproximação binomial para a fórmula da porosidade que combina os registros dos perfis PHIN e RHOB, derivamos um modelo petrofísico para estimativa da argilosidade mais simples, que incorpora as mesmas propriedades dos modelos Kamel-Mabrouk e Mabrouk-Kamel. Os resultados obtidos mostram a equivalência dos modelos petrofísicos aqui investigados.

#### METODOLOGIA

Nesta seção introduzimos algumas das relações empíricas mais utilizadas nos fluxos de interpretação de perfis geofísicos para estimativa da argilosidade em reservatórios clásticos. Em seguida, relacionamos os modelos petrofísicos para estimativa da argilosidade, aqui referenciados por Kamel-Mabrouk (Kamel and Mabrouk, 2003) e Mabrouk-Kamel (Mabrouk and Kamel, 2011). Uma vez que a formulação matemática desses últimos modelos incorporam informações de três perfis de porosidades, i.e., do perfil de porosidade de neutrons (PHIN),



do perfil de densidades (RHOB) e do perfil de vagarosidades sônicas ( $\Delta t$ ), inicialmente apresentamos as fórmulas básicas para estimativa de porosidades. Note que somente o perfil PHIN representa uma medida direta de porosidades, sendo considerada na prática como a medida direta da porosidade total da rocha. Os registros dos perfis RHOB e  $\Delta t$  fornecem estimativas de porosidade de forma indireta, a partir de fórmulas e específicas para cada perfil sob investigação.

### Estimativas de porosidade

Os registros do perfil de densidade são utilizados para estimativa das porosidades total e efetiva,  $\phi_t \equiv \phi_{t,D}$  e  $\phi_e \equiv \phi_{e,D}$ , respectivamente, a partir das seguintes relações (Dewan, 1983; Schön, 1996):

$$\phi_{t,D} = \frac{\rho_b - \rho_{ma}}{\rho_f - \rho_{ma}}, \quad (1)$$

e

$$\phi_{e,D} = \phi_{t,D} - V_{clay} \phi_{t,D,clay}. \quad (2)$$

onde a porosidade aparente no 'ponto de folhelho' usando o perfil RHOB,  $\phi_{t,D,clay}$ , é expressa por:

$$\phi_{t,D,clay} = \frac{\rho_{clay} - \rho_{ma}}{\rho_f - \rho_{ma}}. \quad (3)$$

Os parâmetros  $\rho_b$  e  $\rho_{clay}$  denotam o registro do perfil de densidades e o registro de densidade no 'ponto de folhelho', respectivamente;  $\rho_{ma}$  é a densidade média dos grãos minerais que formam a matriz, e  $\rho_f$  é a densidade do filtrado de lama.

Por outro lado, se a estimativa de porosidade envolver os registros do perfil de vagarosidades sônicas, representaremos a porosidade total e a porosidade efetiva como  $\phi_t \equiv \phi_{t,S}$  e  $\phi_e \equiv \phi_{e,S}$ , respectivamente. A relação para  $\phi_{t,S}$  é expressa por (Dewan, 1983; Schön, 1996)

$$\phi_{t,S} = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \frac{100}{\Delta t_{clay}}, \quad (4)$$

incorporando o fator de compactação no caso de formações pouco consolidadas (Ellis and Singer, 2007). Para  $\phi_{e,S}$ , escrevemos:

$$\phi_{e,S} = \phi_{t,S} - V_{clay} \phi_{t,S,clay}. \quad (5)$$

A porosidade aparente no 'ponto de folhelho' usando o perfil  $\Delta t$ ,  $\phi_{t,S,clay}$ , é expressa por:

$$\phi_{t,S,clay} = \frac{\Delta t_{clay} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}}, \quad (6)$$

onde  $\Delta t_{clay}$ ,  $\Delta t_{ma}$  e  $\Delta t_f$  representam, respectivamente, a vagarosidade sônica no 'ponto de folhelho', a vagarosidade média dos grãos minerais que formam a matriz, e a vagarosidade do filtrado de lama.

Uma relação mais robusta para estimativa de porosidade envolve a combinação dos registros do perfil PHIN e do perfil de porosidade total estimado a partir do perfil

RHOB. Nesse caso,  $\phi_t \equiv \phi_{t,ND}$ , onde o relacionamento é expresso por (Dewan, 1983):

$$\phi_{t,ND} = \delta \phi_{t,D} + (1 - \delta) \phi_N. \quad (7)$$

onde  $0.5 \leq \delta \leq 1.0$ . Em zonas de água,  $\delta = 0.5$ , resultando em (Asquith and Gibson, 1983):

$$\phi_{t,ND} = \frac{\phi_N + \phi_{t,D}}{2}. \quad (8)$$

O uso da porosidade de Gaynard (Gaynard and Poupon, 1970) é recomendada em zonas de gás,

$$\phi_{t,ND}^2 = \frac{\phi_N^2 + \phi_{t,D}^2}{2}. \quad (9)$$

Note que nas equações 7, 8 e 9, é possível considerar a estimativa da porosidade efetiva  $\phi_{e,ND}$ .

### Argilidade usando modelos empíricos

A dependência do chamado *índice de raios gama* (IGR), é o ponto comum entre os diversos modelos empíricos utilizados na prática para estimativa de argilidade. O parâmetro IGR é relacionado por:

$$IGR = \frac{GR_{log} - GR_{log,min}}{GR_{log,max} - GR_{log,min}}, \quad (10)$$

onde  $GR_{log}$  representa o registro do perfil de raios gama naturais considerado para uma dada profundidade. Para os mesmo intervalo sedimentar em estudo,  $GR_{log,max}$  e  $GR_{log,min}$  denotam as leituras máxima e mínima do perfil GR, respectivamente.

Segundo Larionov (1969), a estimativa da argilidade  $V_{clay}$  para rochas do Terciário (i.e., sedimentos recentes) pode ser calculada usando

$$V_{clay} = 0.083 [2^{3.7 \times IGR} - 1]. \quad (11)$$

Para rochas mais antigas, Larionov (1969) propõe o uso da relação

$$V_{clay} = 0.33 [2^{2.0 \times IGR} - 1]. \quad (12)$$

Segundo Brock (1984), a estimativa de  $V_{clay}$  em rochas do Oligoceno-Mioceno possui uma estrutura semelhante às equações de Larionov (1969), a saber:

$$V_{clay} = 0.21 [2^{2.9 \times IGR} - 1]. \quad (13)$$

Por sua vez, Stieber (1970) derivou uma equação geral também considerando a idade da rocha, i.e.,

$$V_{clay} = \frac{IGR}{A - (A - 1) \times IGR}. \quad (14)$$

Os valores  $A = 3$ ,  $A = 2$  e  $A = 0.15$  se aplica a rochas do Terciário, rochas mais antigas e rochas do Cretáceo, respectivamente.

Finalmente, segue a relação para estimativa de  $V_{clay}$  proposta em Clavier et al. (1971):

$$V_{clay} = 1.70 - \sqrt{3.38 - [IGR + 0.7]^2}. \quad (15)$$

A validade dos modelos empíricos relacionados acima é sempre questionável. Isto porque os coeficientes de cada modelo empírico estão associados a rochas específicas, que possuem características sedimentológicas distintas daquelas sob investigação.

#### Argilidade usando modelos petrofísicos

A formulação matemática dos modelos petrofísicos para a estimativa da argilidade usam o relacionamento fundamental entre a porosidade total ( $\phi_t$ ), a porosidade efetiva ( $\phi_e$ ) e a porosidade aparente no 'ponto de folhelho'  $\phi_{clay}$ , a saber:

$$\phi_e = \phi_t - V_{clay} \phi_{clay}, \quad (16)$$

que pode ser reescrito como

$$V_{clay} = \frac{\phi_t - \phi_e}{\phi_{clay}} \quad (17)$$

Note que  $\phi_t$ ,  $\phi_e$  e  $\phi_{clay}$  podem ser estimadas usando os três perfis de porosidade, i.e., PHIN, RHOB e  $\Delta t$ .

Em formações sedimentares clásticas muito argilosas, é possível aproximar  $V_{clay} \approx 100\%$ , resultando em  $\phi_e \approx 0$  (Kamel and Mabrouk, 2003; Mabrouk and Kamel, 2011). Nesse caso,  $\phi_t \approx \phi_{clay}$ , e a equação 17 evolui para:

$$V_{clay} = 1 - \frac{\phi_e}{\phi_t}. \quad (18)$$

A porosidade  $\phi_t$  é estimada combinando os perfis PHIN e RHOB (i.e.,  $\phi_t \equiv \phi_{t,ND}$  - vide equações 7, 8 e 9); para avaliar a porosidade  $\phi_e$ , podemos usar os registros do perfil RHOB (i.e.,  $\phi_e \equiv \phi_{e,D}$ ) ou do perfil  $\Delta t$  (i.e.,  $\phi_e \equiv \phi_{e,S}$ ).

#### (I) Modelo petrofísico Kamel-Mabrouk

O modelo petrofísico Kamel-Mabrouk para estimativa de  $V_{clay}$  (Kamel and Mabrouk, 2003) assume  $\phi_t \equiv \phi_{t,ND}$ , incorporando  $\phi_{t,D} \equiv \phi_{e,D}$  na equação 8. Ao mesmo tempo,  $\phi_e \equiv \phi_{e,S}$  na equação 18. Após as devidas substituições, a manipulação algébrica da equação 18 evolui para (Castro et al., 2014):

$$\mathcal{A}_1 V_{clay}^2 + \mathcal{B}_1 V_{clay} + \mathcal{C}_1 = 0, \quad (19)$$

onde  $\mathcal{A}_1 = \phi_{t,D,clay}$ ,  $\mathcal{B}_1 = -(\phi_N + \phi_{t,D} + \phi_{t,D,clay} - 2\phi_{t,S,clay})$ , e  $\mathcal{C}_1 = \phi_N + \phi_{t,D} - 2\phi_{t,S}$ . Tomando apenas a raiz positiva, escrevemos:

$$V_{clay} = \frac{-\mathcal{B}_1 + \sqrt{\Delta}}{2\mathcal{A}_1}, \quad (20)$$

onde o discriminante  $\Delta = \mathcal{B}_1^2 - 4\mathcal{A}_1\mathcal{C}_1$ .

#### (II) Modelo petrofísico Mabrouk-Kamel

O modelo Mabrouk-Kamel para estimativa de argilidade (Mabrouk and Kamel, 2011) apresenta uma formulação matemática mais simplificada, assumindo  $\phi_t \equiv$

$\phi_{t,ND}$  (equação 8) e  $\phi_e \equiv \phi_{e,S}$  na equação 18. O algebrismo que se segue após as devidas substituições fornece:

$$V_{clay} = \frac{\phi_N + \mathcal{A}_2(\rho_b - \rho_{ma}) - \mathcal{B}_2(\Delta t - \Delta t_{ma})}{\phi_N + \mathcal{A}_2(\rho_b - \rho_{ma}) - \mathcal{C}_2}, \quad (21)$$

onde  $\mathcal{A}_2 = 1/(\rho_t - \rho_{ma})$ ,  $\mathcal{B}_2 = 200/[\Delta t_{clay}(\Delta t_t - \Delta t_{ma})]$ , e  $\mathcal{C}_2 = \phi_{t,S,clay}$ .

#### (III) Uma nova formulação

O trabalho de Castro et al. (2014) mostra que os modelos petrofísicos Kamel-Mabrouk e Mabrouk-Kamel para estimativa de argilidade fornecem resultados mais precisos em formações clásticas, ainda que outros materiais radioativos além de folhelhos estejam presentes. Mas, supondo a presença de hidrocarbonetos leves na formação, faz-se necessário o uso da porosidade de Gaynard (equação 9) na formulação matemática de  $V_{clay}$ . Assim, usando o binômio de Newton para aproximar o termo  $(\phi_N^2 + \phi_{t,D}^2)^{1/2} \approx \phi_N + (\phi_{t,D}^2/2\phi_N)$  (i.e., aproximação de segunda ordem), reescrevemos a equação 9 como:

$$\phi_{t,ND} = \sqrt{\frac{2\phi_N^2 + \phi_{t,D}^2}{4\phi_N}}. \quad (22)$$

Da mesma forma que no modelo Mabrouk-Kamel, assumimos  $\phi_t \equiv \phi_{t,ND}$  (usando a equação 22) e  $\phi_e \equiv \phi_{e,S}$  na equação 18. Obtemos assim,

$$\phi_{t,ND}^2 V_{clay} = \phi_{t,ND}^2 - \phi_{t,ND} \phi_{e,S}, \quad (23)$$

resultando numa formulação ainda mais simples. Após a substituição da relação para  $\phi_{t,ND}$  (equação 22), a manipulação algébrica fornece:

$$V_{clay} = \frac{\phi_{t,ND} - \phi_{t,S}}{\phi_{t,ND} - \phi_{t,S,clay}}. \quad (24)$$

Nos resultados a seguir verificaremos a performance deste último modelo petrofísico para estimativa de  $V_{clay}$ .

#### RESULTADOS

A fim de verificar a performance do modelo petrofísico apresentado na equação 24 em relação aos modelos Kamel-Mabrouk (equação 20) e Mabrouk-Kamel (equação 21), selecionamos perfis geofísicos de um poço que atravessa um reservatório turbidítico na bacia de Campos. Os sedimentos atravessados por esse poço, entre 3060 e 3120 m, são pouco consolidados e, predominantemente, constituem intercalações de arenitos e folhelhos. A Figura 1a exibe os perfis GR e  $\Delta t$  registrados nesse poço; na Figura 1b, o perfil ILD está sobreposto a um arenito produtor (área hachurada em amarelo). Para fins de análise, usamos os modelos empíricos relacionados nas equações 11-15 e avaliamos a variação da argilidade nos sedimentos atravessados pelo poço - vide o último painel, Figura 1c. A obtenção de distintos perfis para o mesmo intervalo sedimentar revela que o uso



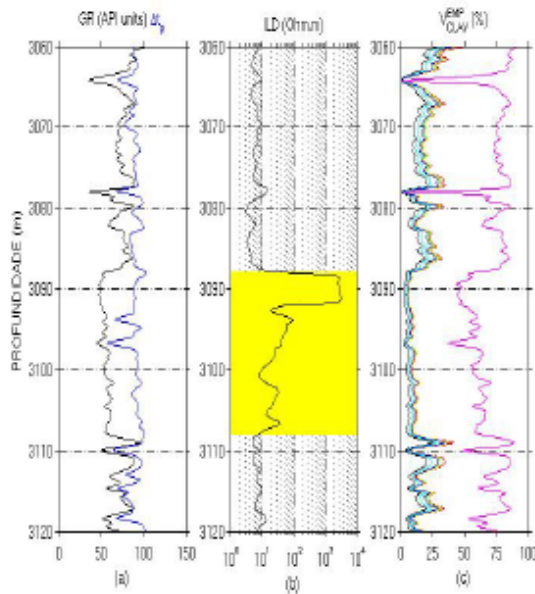


Figure 1: Perfis geofísicos do poço em estudo: (a) GR (unidades API) em preto, e  $\Delta t_p$  ( $\mu s/ft$ ) em azul; (b) ILD (Ohm.m) - a área hachurada em amarelo é um intervalo produtor; e (c) Estimativas de  $V_{clay}$  usando os modelos empíricos. Legenda de cores para as curvas: em preto, Larionov (1969) - (Eq. 11); em verde, Larionov (1969) - (Eq. 12); em vermelho, Brock (1984) - (Eq. 13); em cyan, Stieber (1970) - (Eq. 14),  $A = 3.0$ ; em amarelo, Stieber (1970) - (Eq. 14),  $A = 2.0$ ; em magenta, Stieber (1970) - (Eq. 14),  $A = 0.15$ ; em azul, Clavier et al. (1971) - (Eq. 15).

dos modelos empíricos aumenta as incertezas da estimativa de argiloidade. Isso se explica porque um modelo empírico é formulado a partir de medidas de propriedades de rochas de uma bacia sedimentar específica. Na prática, o intérprete adota o menor valor estimado. No caso da Figura 1c, a estimativa adotada seria aquela representada pelo perfil de argiloidade calculado com modelo empírico de Larionov (1969) para sedimentos pouco consolidados, equação 11.

Os registros do perfil RHOB também são parâmetros para estimativa de argiloidade usando os modelos petrofísicos em análise. Assim, a Figura 2a mostra a variação da densidade no intervalo sedimentar selecionado para estudo. O intervalo produtor - área hachurada em amarelo - está correlacionado a um decaimento na variação da densidade. Uma vez que as porosidades são parâmetros fundamentais na formulação matemática dos modelos petrofísicos aqui investigados, representamos os perfis de porosidades na Figura 2b. As diferenças entre os perfis  $\phi_N$  e  $\phi_{t,D}$  são sempre esperadas, pois cada um é influenciado distintamente pela argiloidade e pela presença de fluidos nos sedimentos. Surpreen-

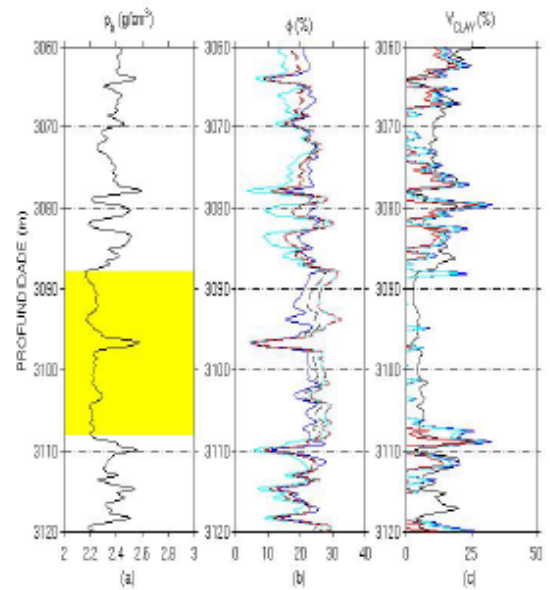


Figure 2: Perfis: (a) RHOB ( $g/cm^3$ ) - a área hachurada em amarelo é um intervalo produtor; (b) Porosidades (%): em azul,  $\phi_N$ ; em cyan,  $\phi_{t,D}$  (Eq. 1); em preto tracejado, porosidade de Gaynard ( $\phi_{t,ND}$ , Eq. 9); em vermelho tracejado, aproximação de segunda ordem da porosidade de Gaynard usando o binômio de Newton (Eq. 22), e (c)  $V_{clay}$  (%): em preto, modelo para sedimentos recentes (Eq. 11); em azul, modelo Kamel-Mabrouk (Eq. 20); em cyan, modelo Mabrouk-Kamel (Eq. 21); em vermelho, novo modelo petrofísico (Eq. 24).

dentemente, a porosidade de Gaynard ( $\phi_{t,ND}$ , Eq. 9) e a aproximação de segunda ordem para a porosidade de Gaynard usando o binômio de Newton (Eq. 22) apresentam resultados muito semelhantes. É de se esperar, portanto, que os resultados dos modelos petrofísicos para estimativa de  $V_{clay}$  - equações 20, 21 e 24 - forneçam resultados equivalentes, como observamos na Figura 2c. Para fins de comparação, o modelo empírico para sedimentos recentes proposto por Larionov (1969) (equação 11) também está representado na figura. Os parâmetros adicionais usados para estimar os perfis de  $V_{clay}$  usando os modelos petrofísicos são:  $\rho_{ma} = 2.65 g/cm^3$ ,  $\rho_f = 1.05 g/cm^3$ ,  $\rho_{clay} = 2.54 g/cm^3$ ,  $\Delta t_{ma} = 55.50 \mu s/ft$ ,  $\Delta t_f = 189.00 \mu s/ft$  e  $\Delta t_{clay} = 115.00 \mu s/ft$ . Analisando os perfis de argiloidade na Figura 2c, observamos que o modelo petrofísico na equação 24 fornece resultados equivalentes aos fornecidos pelos modelos petrofísicos Kamel-Mabrouk (equação 20) e Mabrouk-Kamel (equação 21).

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os modelos empíricos clássicos utilizados na prática para avaliação da argiloidade aumentam as incertezas

nas estimativas. Os resultados dos modelos petrofísicos aqui investigados são mais precisos, conduzindo a uma maior confiabilidade nas estimativas de argilosidade. O uso do modelo petrofísico depende de parâmetros críticos no 'ponto de folhelho' ( $i.e., \rho_{clay}$  e  $\Delta t_{clay}$ ) que, se não conhecidos *a priori*, podem degradar as estimativas de argilosidade.

#### AGRADECIMENTOS

Jorge L. Martins recebe o apoio do CNPq, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico & Tecnológico, através de uma bolsa de produtividade em pesquisa PQ (proc. no. 302.480/2011-0). O PIBIC-ON/CNPq-MCTI apoia a estudante de geofísica Thais Mallet de Castro (proc. no.115.307/2013-3).

#### REFERENCES

- Asquith, G., and Gibson, C., 1983, Basic well log analysis for geologists: AAPG methods in exploration series no. 3.
- Brock, J., 1984, Analysing your logs: Advanced Open Hole Log Interpretation, Petromedia, 173 pp., Vol. 11.
- Castro, T. M., Martins, J. M., Moreira, T. A. D., Santos, M. A. C., and Araújo, J. F., 2014, Argilosidade em sedimentos clásticos: modelos empíricos  $\times$  modelos petrofísicos: Anais do VI Simpósio Brasileiro de Geofísica, 14-16 de Outubro, Porto Alegre, RS, CD-ROM.
- Clavier, C., Hoyle, W. R., and Meunier, D., 1971, Quantitative interpretation of TDT logs: Parts I and II: J. Pet. Technol., **23**, 743–763.
- 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.
- Gaymard, R. D., and Poupon, A., 1970, The evaluation of clay content from logs: Trans. of SPWLA 11th Annual Logging Symposium, pages 1–21.
- Kamel, M. H., and Mabrouk, W. M., 2003, Estimation of shale volume using a combination of the three porosity logs: Journal of Petroleum Science and Engineering, **40**, 145–157.
- Larionov, W. W., 1969, Borehole radiometry: Nedra (*In Russian*).
- Mabrouk, W. M., and Kamel, M. H., 2011, Shale volume determination using sonic, density and neutron data: Exploration Geophysics, **42**, 155–158.
- Schön, J. H., 1996, Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics: Pergamon.
- Stieber, S. J., 1970, Pulsed neutron capture log evaluation - Louisiana Gulf Coast: Society of Petroleum Engineers Annual Fall Meeting Proceedings, SPE 2961.
- 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.