

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

BRUNO OSMAR GONZATTO

**INTERPRETAÇÃO AUTOMÁTICA DE FÁCIES DAS FORMAÇÕES TACIBA E  
CAMPO MOURÃO UTILIZANDO MÉTODOS DE *CLUSTERIZAÇÃO* E PADRÕES  
DE RAIOS GAMA DE POÇOS (BACIA DO PARANÁ), SANTA CATARINA.**

FLORIANÓPOLIS

2021

BRUNO OSMAR GONZATTO

INTERPRETAÇÃO AUTOMÁTICA DE FÁCIES DAS FORMAÇÕES TACIBA E CAMPO  
MOURÃO UTILIZANDO MÉTODOS DE *CLUSTERIZAÇÃO* E PADRÕES DE RAIOS  
GAMA DE POÇOS (BACIA DO PARANÁ), SANTA CATARINA.

Trabalho Conclusão do Curso de Graduação em Geologia do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina como requisito para a obtenção do título de Bacharel em Geologia  
Orientador: Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento

FLORIANÓPOLIS

2021

Ficha de identificação da obra

Gonzatto, Bruno Osmar

Interpretação automática de fácies das formações Taciba e Campo Mourão utilizando métodos de *clusterização* e padrões de raios gama de poços (Bacia do Paraná), Santa Catarina. / Bruno Osmar Gonzatto; orientador, Marivaldo dos Santos Nascimento, 2021. 92 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia, Florianópolis, 2021.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Bacia do Paraná. 3. Grupo Itararé. 4. Perfilagem de Poços. 5. Padrões de raios gama. I. dos Santos Nascimento, Marivaldo. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Geologia. III. Título.

Bruno Osmar Gonzatto

INTERPRETAÇÃO AUTOMÁTICA DE FÁCIES DAS FORMAÇÕES TACIBA E CAMPO MOURÃO UTILIZANDO MÉTODOS DE *CLUSTERIZAÇÃO* E PADRÕES DE RAIOS GAMA DE POÇOS (BACIA DO PA RANÁ), SANTA CATARINA.

Este Trabalho Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Geologia e aprovado em sua forma final pelo Curso de Graduação em Geologia

Florianópolis, 14 de Maio de 2021.



Documento assinado digitalmente  
Neivaldo Araujo de Castro  
Data: 31/05/2021 11:48:44-0300  
CPF: 733.324.459-87  
Verifique as assinaturas em <https://v.ufsc.br>

Prof. Neivaldo Araújo de Castro, Dr.  
Coordenador do Curso de Graduação em Geologia - UFSC

**Banca Examinadora:**



Documento assinado digitalmente  
Marivaldo dos Santos Nascimento  
Data: 31/05/2021 12:34:00-0300  
CPF: 428.706.582-49  
Verifique as assinaturas em <https://v.ufsc.br>

Prof. Marivaldo dos Santos Nascimento, Dr.  
Orientador  
Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC)



Documento assinado digitalmente  
Breno Leitao Waichel  
Data: 20/05/2021 14:31:56-0300  
CPF: 675.202.350-68  
Verifique as assinaturas em <https://v.ufsc.br>

Prof. Breno Leitão Waichel, Dr.  
Avaliador  
Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC)

Prof. Mauricio Thadeu Fenilli de Menezes, MSc.  
Avaliador  
Universidade do Extremo Sul Catarinense (UNESC)

À minha família, amigos e companheira. Sem eles este trabalho não seria possível.

## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Marcelo e Liliani, pelo apoio e incentivo diário na confecção deste trabalho, como também nas pequenas coisas da vida e seu amor incondicional.

À minha irmã, Bárbara, por ser a melhor irmã do mundo me incentivando e quebrando limites com toda sua força e bravura. Orgulho de ser seu irmão.

À minha companheira, Luana, por sempre estar ao meu lado nos momentos bons e ruins, pelo amor e carinho até mesmo à distância, por me incentivar e ajudar neste trabalho, pelos momentos inesquecíveis juntos e por ser a pessoa mais incrível que já conheci. Para os sete mares, capitã!

Aos meus colegas, Alexander e Alysson, por ficarem do meu lado no percurso do curso até o final, pela grande ajuda e amizade durante esses anos, companhia nas saídas de campo e ameaças de parabéns no RU.

Ao meu amigo, orientador e professor, Marivaldo dos Santos Nascimento, pelos ensinamentos e companheirismo ao longo do curso, pela oportunidade em desenvolver este trabalho e por compartilhar, o que deve ser, uma pequena porção do seu incrível conhecimento.

Aos professores e professoras do curso de geologia, pela sabedoria e conhecimentos incríveis que me inspiraram a seguir essa profissão, pela paciência e compreensão ao longo do curso e pelas maravilhosas saídas de campo que tornavam o aprendizado divertido e fascinante.

Ao Grupo de Análise de Bacias e Reservatórios (ANBA) e seus integrantes, pelo companheirismo e pelas discussões, reuniões e incentivos referentes a este trabalho.

Aos meus amigos de longa data, Fernando e Eduardo, pelos momentos descontraídos e boas gargalhadas.

À Universidade Federal de Santa Catarina, pelas oportunidades e apoio ao longo da minha graduação.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), pela disponibilização dos poços que tornaram o trabalho possível.

À PETROBRAS, pelo apoio financeiro incluindo concessão de bolsa de pesquisa no projeto MLTurb, pela oportunidade de realizar o curso da empresa Emerson E&P Software sobre produto Paradigm™19 e a disponibilização do mesmo, crucial para a produção deste trabalho.

E para todos os familiares, amigos e colegas que não foram citados aqui, mas que contribuíram com conversas, risadas e uma vida mais leve. Muito obrigado!



*“O mar é tudo. Cobre sete décimos do globo terrestre. O seu hálito é são e puro. É um imenso deserto onde o homem nunca está só. O mar é o veículo de uma existência sobrenatural e prodigiosa. É movimento e amor. É o infinito vivo”*

*(Júlio Verne, Vinte Mil Léguas Submarinas)*

## RESUMO

As formações Taciba e Campo Mourão são unidades litoestratigráficas do Grupo Itararé (Bacia do Paraná) e apresentam alto potencial para reservatórios de hidrocarbonetos. Essas formações permianas evoluíram em contextos ambientais na borda sudoeste do Continente Gondwana, influenciados por processos glaciais. Diversos projetos de exploração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná têm gerado um grande volume de dados geofísicos e geológicos de poços que permitem pesquisar a estratigrafia da bacia, bem como produzir informações relevantes para estudos petrofísicos, geomecânicos e estratigráficos. Curvas de perfil de poços na Bacia do Paraná (potencial espontâneo, radiação gama, resistividade, sônica e densidade) são utilizadas neste trabalho para identificar as formações geológicas de poços através do reconhecimento de padrões de raios gama e modelos de pseudo-poços. Foram utilizados os poços 1HV-0001-SC, 3HV-0002-SC e 3MC-0003-SC, cujos dados foram tratados e interpretados no software GEOLOG® que gerou modelos utilizando o método MRGC (Multi Resolution Graph-Based Clustering) e curvas “badhole” e volume de folhelho. Os resultados mostram que dentre as curvas de perfil de poço, os padrões de raios gama foram os que apresentaram melhor correlação, tendo resultados coerentes com a litologia real do poço. Isso, demonstra que o método MRGC se mostrou eficiente na interpretação automática de fácies. Intervalos estratigráficos com anomalias de raios gama indicam quantidades significativas de matéria orgânica no folhelho. Embora os dados indiquem a má qualidade dos reservatórios, os dados de resistividade indicam a presença de hidrocarbonetos.

**Palavras-chave:** Formação Taciba. Formação Campo Mourão. Bacia do Paraná. Perfilagem de Poços. MRGC.

## ABSTRACT

The Taciba and Campo Mourão formations are lithostratigraphic units of the Itararé Group (Paraná Basin) and have high potential for hydrocarbon reservoirs. These Permian formations evolved in the environmental contexts influenced by glacial processes, southwestern of Gondwana Continent. Some hydrocarbon exploration projects in the Paraná Basin have generated geophysical and geological data from wells that allow researching the basin's stratigraphy, as well as producing data for petrophysical, geomechanical and stratigraphic studies. In this work wells data (spontaneous potential, gamma radiation, resistivity, sonic and density) are used to automatic facies identification by recognition of gamma ray patterns and models of pseudo-wells. 1HV-0001-SC, 3HV-0002-SC and 3MC-0003-SC wells were used, and data were interpreted in the GEOLOG® software to generate models using the MRGC method (Multi Resolution Graph-Based Clustering), “badhole” curves and shale volume. The results show that among the well profile curves, the gamma ray patterns showed the best correlation, and consistent results with the true lithology of the wells. The MRGC method proved efficient to automatic interpretation of facies. Stratigraphic intervals with gamma ray anomalies indicate significant amounts of high-organic matter in shale. Although the data indicates poor-quality of the reservoirs, the resistivity data indicate the presence of hydrocarbons.

**Keywords:** Taciba Formation. Campo Mourão Formation. Paraná Basin. Well logging. MRGC.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização dos poços e dados relacionados. ....	17
Figura 2.1 - Modelo paleotectônico da margem sul-ocidental gondwânica no Neo-Ordoviciano, ao tempo da Orogenia Oclóyica e implantação da subsidência inicial na Bacia do Paraná. Linhas tracejadas indicam borda atual da Bacia do Paraná e limites dos continentes africano e sul-americano.....	19
Figura 2.2 - Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná. Destaque para o conjunto de altos e baixos estruturais que define a província denominada de “rifte central”.....	20
Figura 2.3 - Mapa paleogeográfico do Eossiluriano (A), Eodevoniano (B), Neodevoniano (C) e atualmente (D). Convenções: (1) Área emersa; (2) Ambientes sedimentares marinhos; (3) Ambientes transicionais; (4) Ambientes sedimentares não marinhos; (5) Setas indicativas das principais direções de suprimento sedimentar; (6) Posição estimada do Polo Sul. Círculo vermelho indica a representação da Bacia do Paraná em cada período geológico.....	22
Figura 2.4 - Diagrama esquemático mostrando a localização da Bacia do Paraná como parte do supercontinente Gondwana no Paleozóico superior. ....	23
Figura 2.5 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná.....	24
Figura 2.6 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná. ....	26
Figura 2.7 - Sequências estratigráficas principais das bacias Parnaíba, Congo, Paraná e Cape-Karoo. Cronocorrelação com os eventos tectônicos, magmatismo e clima do oeste do Gondwana como com formações referentes a Bacia do Paraná. ....	27
Figura 2.8 - Mapa da Bacia do Paraná com as principais estruturas geológicas regionais e o corte esquemático transversal NW-SE indicado no mapa. ....	31
Figura 3.1 - Ilustração do princípio do perfil SP, onde um potencial natural é medido entre um eletrodo no poço e outro na superfície. ....	32
Figura 3.2 - Ilustração esquemática dos principais efeitos eletroquímicos do perfil SP. (1) Potencial de difusão através de membrana porosa e permeável; (2) potencial de folhelho através de membrana semipermeável de folhelho. ....	33
Figura 3.3 - O perfil SP: algumas respostas típicas. O perfil SP mostra variações em potenciais naturais. $R_w$ = resistividade da água de formação; $R_{mf}$ = resistividade da lama de perfuração. ....	34

Figura 3.4 - Identificação de fácies usando o perfil SP. Típico padrão de afinamento para o topo em um canal arenoso caracterizando um padrão geométrico em sino na curva SP. Carbonífero, UK. ....	35
Figura 3.5 - A definição das camadas e ‘caráter’ do perfil SP comparado ao perfil gama. Na maioria dos casos o perfil gama comparado com o perfil SP apresenta mais informação sobre a formação e melhor definição dos limites entre camadas. ....	36
Figura 3.6 - Distribuição de raios gama dos três isótopos radioativos naturais. ....	37
Figura 3.7 - Concentração dos elementos na crosta terrestre em w%. ....	38
Figura 3.8 - Região de prevalência sobre os três principais mecanismos de propagação gama. ....	39
Figura 3.9 - Perfil gama e gama espectral: algumas respostas típicas. O perfil gama mostra radioatividade natural. O perfil de raio gama espectral mostra a abundância dos elementos naturalmente radioativos, tório, Th e urânio, U em partes por milhão (ppm) e potássio, K em %. F = feldspato, M = mica, * = glauconita. ....	41
Figura 3.10 - Perfil de raios gama correspondendo com sequências granocrescentes. As linhas de gama total (CT) medidas em API apresentam uma forma característica de “funil” onde interpreta-se ser um padrão que pode ser usado para caracterização de fácies deposicionais. ....	42
Figura 3.11 - Carta para classificação de padrões de eletrofácies em sucessões sedimentares. ....	42
Figura 3.12 - Ambientes deposicionais em relação ao tamanho de grão e emissão de raios gama. ....	43
Figura 3.13 - Quatro padrões característicos de raios gama. Nenhum desses consegue caracterizar o ambiente de forma independente, tendo que recorrer à conteúdos de glauconita e detritos carbonosos. ....	43
Figura 3.14 - Determinação de fácies sedimentares com padrões de raios gama (ou eletrofácies). Tanto as fácies sedimentares como os padrões são apresentados de forma idealizada. ....	44
Figura 3.15 - (A) O perfil de resistividade: algumas respostas típicas. O perfil de resistividade mostra o efeito da formação e seu conteúdo de fluidos na passagem de uma corrente elétrica. *Calcário, dolomita, etc. Igualmente aplicáveis. (B) Ilustração esquemática do comportamento de perfis de resistividade em uma camada reservatório com diferentes fluidos e, no último caso, sem porosidade. ....	46

Figura 3.16 - O princípio de uma ferramenta de indução simples. O componente vertical do campo magnético da bobina transmissora, T, induz um loop de corrente na formação detectado pela bobina receptora, R.....	47
Figura 3.17 - Respostas em um perfil de resistividade profunda sobre alguns minerais e litologias distintas. Para esses valores minerais deve ser adicionado os seguintes valores: água pura, fresca (26.7°C) = $\alpha$ , água saturada de sal (26.7°C) = 0.032 $\Omega$ , metano = $\alpha$ .....	48
Figura 3.18 - Intervalos de folhelho apresentados em perfis de resistividade. Na maioria das sequências areia-argila, folhelhos tendem a configurar um valor típico e constante. ....	49
Figura 3.19 - Perfil sônico: respostas típicas. O perfil sônico mostra a habilidade da formação de transmitir ondas sonoras. É expressado como Intervalo de Tempo Transitado, $\Delta t$ . $*(1 \times 10^6) / \Delta t =$ velocidade sônica, ft/seg.....	50
Figura 3.20 - Forma da curva completa que pode ser registrada em um poço. O perfil sônico tradicional registra somente o primeiro movimento da onda compressiva (P).....	51
Figura 3.21 - Ferramentas sônicas. Representações da (a) ferramenta BHC, a qual gera leituras instantâneas com um grupo de transmissor e receptor invertido e (b) a ferramenta LSS, a qual gera leituras de longa e curta distância usando um sistema de atraso temporal: posições (1) e (2) são ambas relativas ao mesmo ponto de medida. ....	52
Figura 3.22 - As velocidades médias de litologias comuns comparadas. A quantidade considerável de sobreposição indica que a velocidade por si só é dificilmente diagnóstica sobre litologias (valores de profundidade típicos de poços de exploração petrolífera). ....	53
Figura 3.23 - Representação esquemática do perfil sônico e de resistividade em intervalos de fonte, sem fonte e reservatório usando um perfil de sobreposição sônico e de resistividade. ....	54
Figura 3.24 - Perfil de densidade: algumas respostas típicas. O perfil de densidade apresenta a densidade bruta. *densidade e porosidade com densidade da água de formação 1,0 g/cm <sup>3</sup> . ....	55
Figura 3.25 - Valores de densidade de algumas litologias comuns. Nota-se intervalos semelhantes entre os folhelhos, arenitos e carbonatos. ....	57
Figura 3.26 - Compactação de folhelho com profundidade em um perfil de densidade bruta em uma escala vertical comprimida (pequena). ....	57
Figura 3.27 - O efeito da matéria orgânica no perfil de densidade. A relação pode ser quantificada, quando maior a quantidade de matéria orgânica, menor a densidade. ....	58

Figura 4.1 - Poços utilizados na pesquisa de onde foram empregados os dados de curvas de perfil. A localização dos poços pode ser vista na Figura 1.1. ....	60
Figura 5.1 - Modelos de pseudo-poços (A1, B2 e C3) gerados pela combinação das fácies e eletrofácies a partir dos dados de curvas de perfil do poço 1HV-0001-SC.....	64
Figura 5.2 - <i>Crossplots</i> de agrupamentos para os dados das curvas perfis do poço 1HV-0001-SC. Litofácies (A, B e C) e eletrofácies (1, 2 e 3).....	67
Figura 5.3 - Modelos de pseudo-poços (A1, B2 e C3) gerados pela combinação das fácies e eletrofácies a partir dos dados de curvas de perfil do poço 3HV-0002-SC.....	69
Figura 5.4 – Seção do poço 3HV-0002-SC ilustrando anomalias em perfis geofísicos. Área destacada em vermelho representa a anomalia de 2.374 m; Área destacada em azul representa a anomalia de 2.382 e 2.384 m.....	71
Figura 5.5 - Crossplot com os dados de curvas perfil do poço 3HV-0002-SC. Litofácies (A, B e C) e eletrofácies (1, 2 e 3). Formação Taciba. ....	74
Figura 5.6 - Crossplot com os dados de curvas perfil do poço 3HV-0002-SC. Litofácies (A, B e C) e eletrofácies (1, 2 e 3). Formação Campo Mourão.....	75
Figura 5.7 - Modelos de pseudo-poços (A1, B2 e C3) gerados a partir das curvas do perfil do poço 3MC-0003-SC. Litofácies do pseudo-poços (A, B e C) e as eletrofácies (1, 2 e 3).....	77
Figura 5.8 - Seção do poço 3MC-0003-SC ilustrando anomalias em perfis geofísicos. Área destacada em vermelho representa a anomalia na base do poço. ....	80
Figura 5.9 - Gráficos de correlação entre dados de perfis e curva referentes ao poço 3MC-0003-SC. Litofácies (A, B e C) e eletrofácies (1, 2 e 3). ....	81

## LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1 - Descrição e quantidades usadas nas unidades de medida Becquerel, Gray, Sievert e Curie. ....	38
Quadro 3.2 - Caracterização dos variados tipos de padrões gama e suas possíveis correlações com fácies/ambientes deposicionais.....	44
Quadro 4.1 - Total de combinações de clusters gerados nos três poços estudados. (X: indica rejeição do modelo por não apresentar grande correlação com a litologia; * = indica correlação satisfatória do modelo gerado com a litologia; e n= indica impossibilidade de gerar o modelo no poço. ....	62

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Alguns valores típicos diagnósticos de resistividade. ....	48
Tabela 3.2 - Velocidades sônicas típicas de matriz (veja também figura 3.19). ....	54
Tabela 3.3 - Densidade de litologias comuns (veja também Figura 3.21). ....	56
Tabela 5.1 - Quadro dos modelos de pseudo-poços e eletrofácies gerados automaticamente para os poços 1HV-0001-SC, 3HV-0002-SC e 3MC-0003-SC. (TA: Formação Taciba; e CM: Formação Campo Mourão). ....	62
Tabela 5.2 - Porcentagem de acerto dos padrões de raios gama em correlação com a litologia e mudanças na granulometria do poço 1HV-0001-SC. ....	65
Tabela 5.3 - Porcentagem de acerto dos padrões de raios gama em correlação com a litologia e mudanças na granulometria do poço 3HV-0002-SC. ....	70
Tabela 5.4 - Porcentagem de acerto dos padrões de raios gama em correlação com a litologia e mudanças na granulometria do poço 3MC-0003-SC. ....	78

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Bq	Bequerel
BHC	<i>Borehole-compensated</i>
CALI	Caliper
CT	Contagem total
cps	Contagens por segundo
Ci	Curie
DLT ou DT	Sônico
eV	Elétron-volt
Gy	Gray
GR	Raios gama
K	Potássio
kHz	Kilohertz
LSS	<i>Long Spacing Sonic Tool</i>
MeV	Megaelétron-volt
MRGC	<i>Multi Resolution Graph-Based Clustering</i>
P	Onda compressiva
PZT	Titanato zirconato de chumbo
RHOB	Densidade aparente
RILD ou ILD	Resistividade profunda por indução
Rmf	Resistividade da lama de perfuração
Rw	Resistividade da água de formação
SP	Potencial espontâneo
Sy	Sievert
Th	Tório
U	Urânio
VSH	Volume de folhelho

## LISTA DE SÍMBOLOS

$w\%$	Porcentagem de peso relativa a crosta terrestre
$\Delta$	Delta
$\Omega$	Ohm
$\alpha$	Alfa

## UNIDADES DE GRANDEZA

Área	Quilômetros quadrados	Km <sup>2</sup>
Comprimento	Metros	m
Densidade	Gramas por centímetro cúbico	g/cm <sup>3</sup>
Potencial espontâneo	Milivolt	mV
Radioatividade	(Gama) <i>American Petroleum Institute units</i>	(G)API
Resistividade	Ohm por metro	ohmm
Tempo	Milhões de anos	Ma
Velocidade do som	Microssegundos por metro	μs/m

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>15</b>
1.1	OBJETIVOS .....	16
1.1.1	<b>Objetivo Geral.....</b>	<b>16</b>
1.1.2	<b>Objetivos Específicos .....</b>	<b>16</b>
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	17
<b>2</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>18</b>
2.1	A BACIA DO PARANÁ NO CONTEXTO DO GONDWANA.....	18
2.2	ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ .....	25
2.2.1	<b>Arcabouço Estrutural.....</b>	<b>30</b>
<b>3</b>	<b>REFERENCIAL TEÓRICO .....</b>	<b>32</b>
3.1	PRINCÍPIOS DO PERFIL POTENCIAL ESPONTÂNEO .....	32
3.2	PRINCÍPIOS DA RADIAÇÃO GAMA .....	36
3.3	PRINCÍPIOS DO PERFIL DE RESISTIVIDADE .....	45
3.4	PRINCÍPIOS DO PERFIL SÔNICO.....	50
3.5	PRINCÍPIOS DO PERFIL DE DENSIDADE .....	55
<b>4</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>59</b>
4.1	PESQUISA BIBLIOGRÁFICA .....	59
4.2	TRATAMENTO, ANÁLISE DOS DADOS .....	59
<b>5</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>62</b>
5.1	OS MODELOS DE PSEUDO-POÇOS .....	62
5.2	POÇO 1HV-0001-SC .....	63
5.3	POÇO 3HV-0002-SC .....	68
5.4	POÇO 3MC-0003-SC.....	76
<b>6</b>	<b>CONCLUSÃO.....</b>	<b>82</b>
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>84</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O Grupo Itararé apresenta depósitos ligados à fase de degelo dos grandes glaciares mississipianos, estabelecido entre carbonífero superior e permiano inferior. Sua formação descreve-se em um avanço de geleiras com deposição de tilitos e fluxo de detritos glaciogênicos em um mar raso associado com arenitos deltaicos, turbiditos e possíveis tempestitos (FRANÇA; POTTER, 1988). Milani *et al.* (2007) descreveram o grupo como composto por diamictitos maciços ou estratificados, com seixos e blocos de múltiplas litologias e áreas-fonte (evidenciando o transporte das geleiras), fácies arenosas, maciças e gradadas que totalizam o maior volume sedimentar do pacote glacial e correspondem aos contextos de sedimentação turbidítica.

O Grupo Itararé é reconhecido como um dos melhores prospectos para hidrocarbonetos na Bacia do Paraná (FRANÇA; POTTER, 1988), devido à ocorrência de níveis estratigráficos onde predominam arenitos com bom potencial para reservatórios. Durante o primeiro quarto do século 20, as descobertas de hidrocarbonetos em reservatórios de arenito turbidítico eram restritas às bacias da Califórnia. Porém, com o advento da exploração offshore, grandes campos de petróleo e gás foram encontrados no Mar do Norte (entre 1970 e 1990). As grandes descobertas em águas profundas do Golfo do México continuam ocorrendo desde 1979 até os dias atuais. A partir de 1990, a exploração offshore e, particularmente, profunda na África Ocidental (Congo, Angola, Gabão e Nigéria) e Brasil (Campos) permitiu a descoberta de grandes reservas de hidrocarbonetos em reservatórios de sistemas turbidíticos.

Neste trabalho apresenta-se um estudo de análise integrada das unidades estratigráficas do Grupo Itararé, Bacia do Paraná, através da interpretação de dados de três poços de perfilagem e o uso do método MRGC (*Multi Resolution Graph-Based Clustering*), fundamentado nos métodos de perfilagem de poços, bem como a interpretação dos perfis e predição de litologias através da geração de litofáceis pelo método MRGC.

A perfilagem de poços tem o propósito de efetuar um registro, no qual esteja discriminado as características das formações litológicas existentes ao longo de toda a extensão de uma perfuração de um poço (ELLIS; SINGER, 2008). As medições são realizadas através de ferramentas, as quais podem variar dependendo da propriedade geofísica desejada. Nesse sentido, os perfis de poço analisados nesse trabalho compreendem os perfis de raios gama (GR), potencial espontâneo (SP), resistividade profunda por indução (RILD ou ILD), sônico (DLT ou DT) e densidade (RHOB).

O método MRGC é um dos algoritmos de clusterização mais importantes usado na reconstrução de curvas de perfilagem (PABAKHSH *et al.*, 2012). Clusterização envolve o uso de algoritmos para particionar um conjunto de dados de perfil em eletrofácies, podendo ser apresentados como litofácies inferidas (DOS PASSOS, 2020). Neste estudo o método é usado para geração de eletrofácies e litofácies para predição de litologias, baseado em dados de perfis.

## 1.1 OBJETIVOS

### 1.1.1 Objetivo Geral

Este trabalho tem como objetivo principal a análise integrada de dados de perfilagem de poço e uso de métodos de clusterização e padrões de raios gama em unidades estratigráficas do Grupo Itararé para interpretação e predição das litologias.

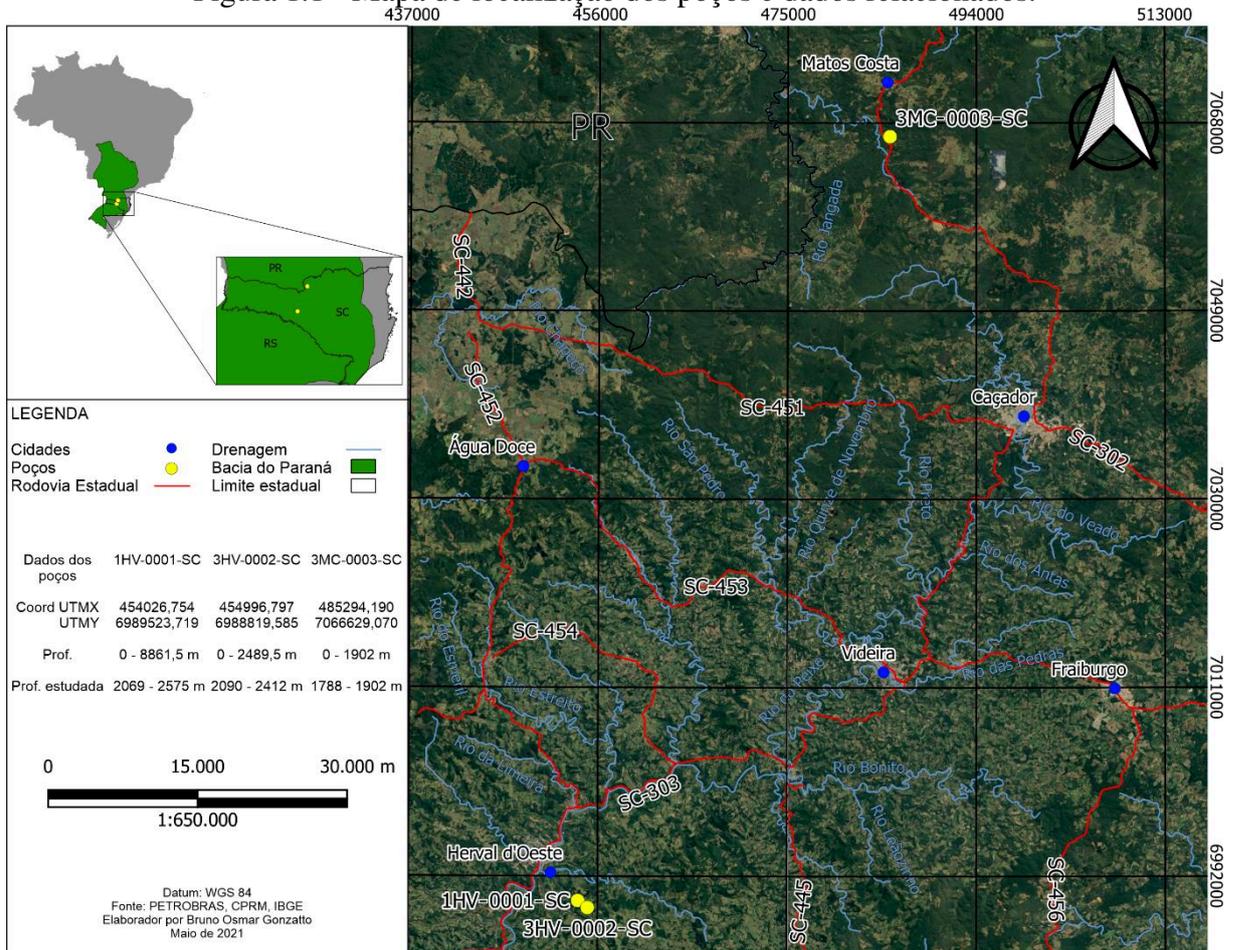
### 1.1.2 Objetivos Específicos

Este trabalho tem como objetivos específicos: 1) interpretar dados de poços; 2) caracterizar padrões de raios gama; 3) gerar modelos de eletrofácies e litofácies; 4) correlacionar dados de poços e modelos com a litologia do poço.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Os poços utilizados neste trabalho estão localizados na região da Bacia do Paraná nos municípios de Herval d' Oeste, meio oeste de Santa Catarina, e Matos Costa, norte de Santa Catarina (Figura 1.1).

Figura 1.1 - Mapa de localização dos poços e dados relacionados.



Fonte: Do autor, 2021

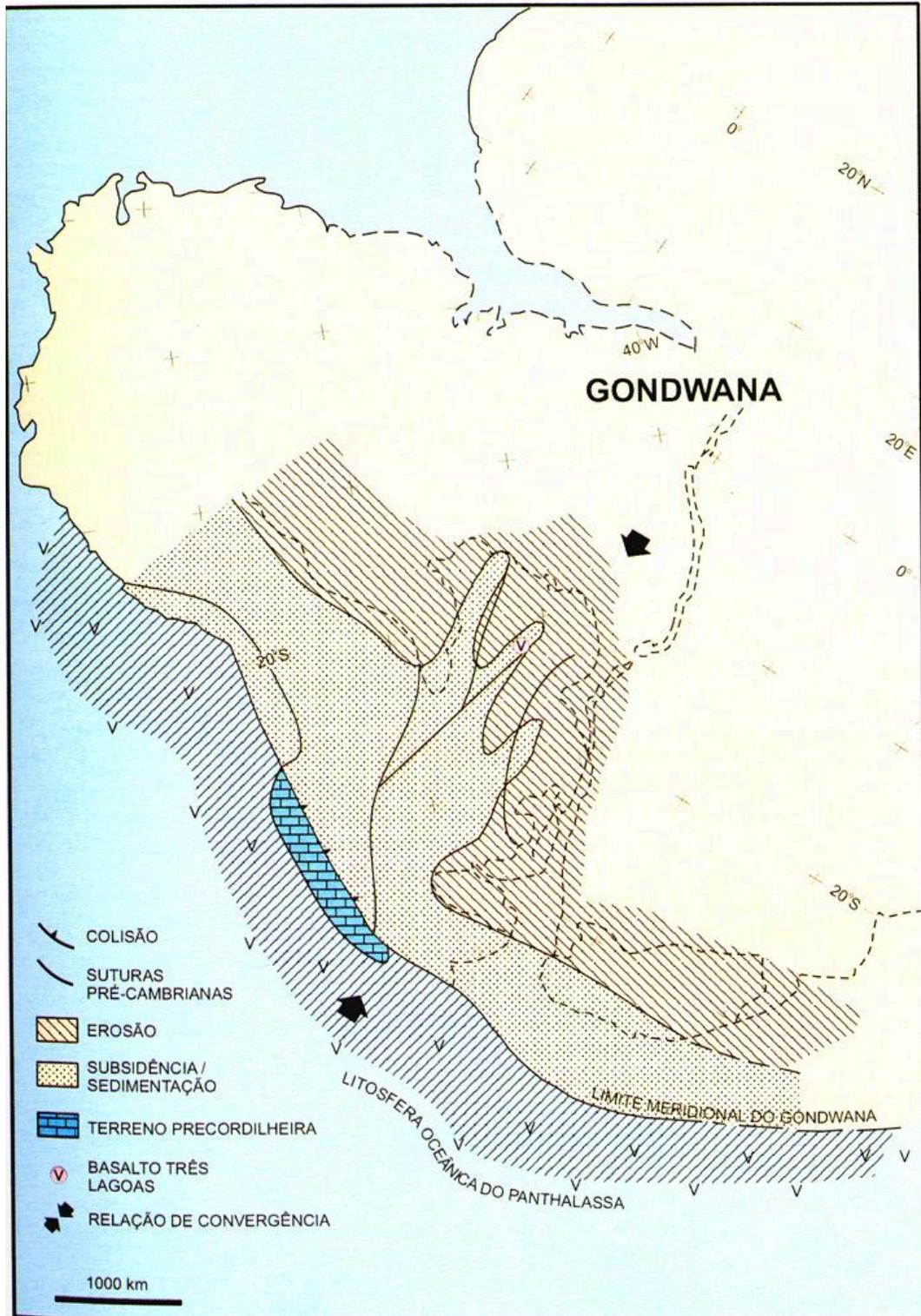
## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 2.1 A BACIA DO PARANÁ NO CONTEXTO DO GONDWANA

A Bacia do Paraná situava-se antigamente na parte sudoeste do Supercontinente Gondwana, classificada como bacia intracontinental. Sua origem está relacionada ao final do Ciclo Brasileiro entre o Neoproterozóico e Eopaleozóico (~510-490 Ma; ALMEIDA, 1980; ZALÁN *et al.*, 1990) com o estabelecimento do embasamento da bacia. Posteriormente Milani e Ramos (1998) destacaram a influência de processos geodinâmicos ligados à Orogenia Oclóyica, com a colisão do terreno Pré-Cordilheirano (RAMOS, 1988; Figura 2.1) implicando na reativação de descontinuidades, geradas pelo Ciclo Brasileiro, do embasamento e acomodação de depocentros para sedimentação cratônica e subsidência inicial da Bacia do Paraná (Ordoviciano Superior). Acerca da subsidência inicial, várias interpretações foram apresentadas pelos autores Fúlfaro *et al.* (1982), Zalán *et al.* (1987), Soares (1991) e Milani (2004).

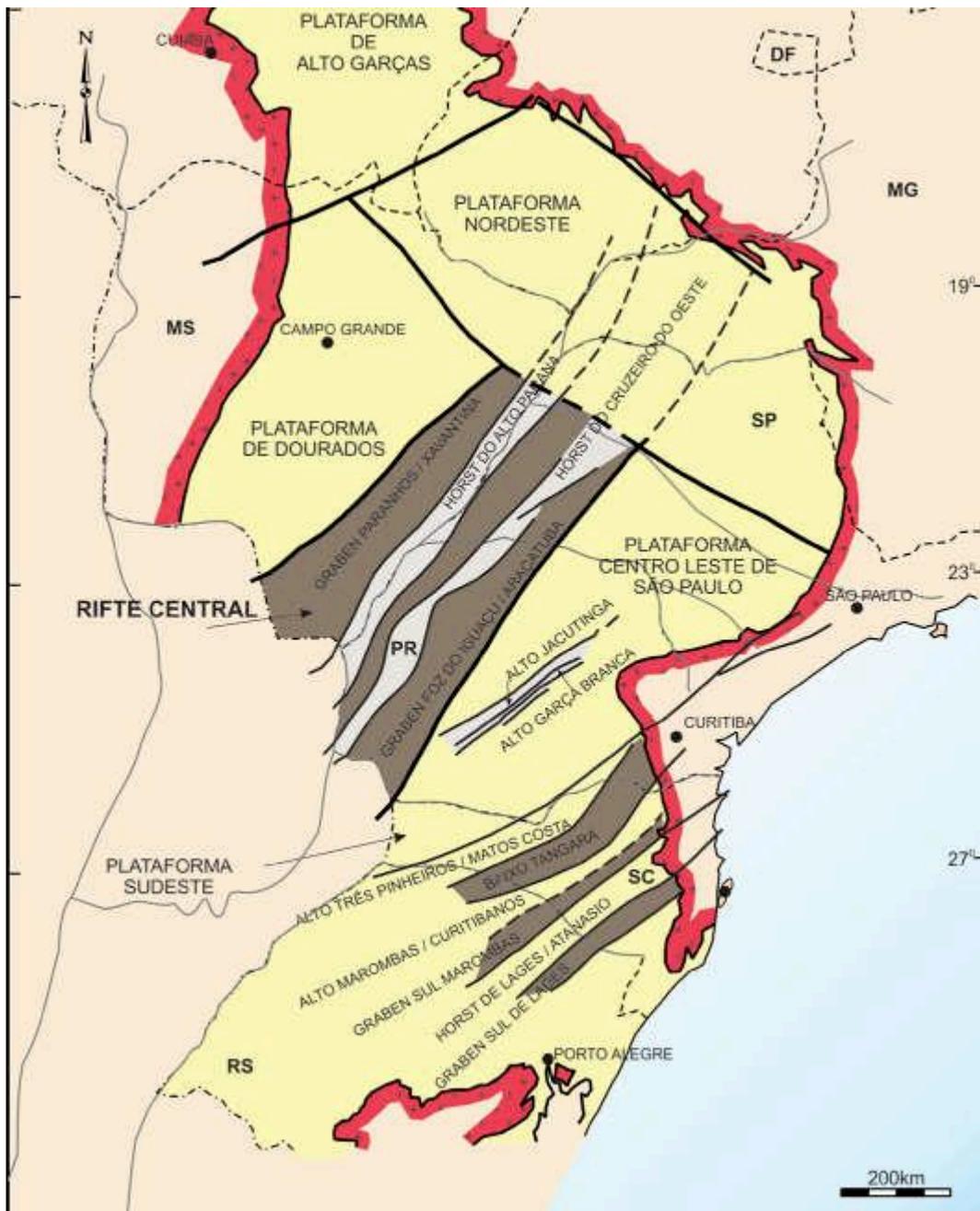
Fúlfaro *et al.* (1982) advogaram como mecanismo responsável a implantação de um conjunto de calhas aulacogênicas com orientação NW-SE propagando-se, finalmente, a subsidência flexural da sinéclise. Zalán *et al.* (1987) sugeriram que a subsidência inicial fora de natureza térmica relacionada ao resfriamento do Ciclo Brasileiro, junto com subsidência mecânica (esforços distensionais após ambiente compressional no Ciclo Brasileiro), afinamento crustal e a existência de uma calha alongada na direção N-S que abarcaria o depocentro da unidade Rio Ivaí. Soares (1991) interpretou como grábens gerados por mecanismo de flexura litosférica. Milani (2004) postulou a hipótese de grábens alongados correspondentes ao “rifte central” de Marques *et al.* (1993) (Figura 2.2), orientados a SW-NE e gerados por tectônica distensiva neoordoviciano.

Figura 2.1 - Modelo paleotectônico da margem sul-ocidental gondwânica no Neo-Ordoviciano, ao tempo da Orogenia Oclóyica e implantação da subsidência inicial na Bacia do Paraná. Linhas tracejadas indicam borda atual da Bacia do Paraná e limites dos continentes africano e sul-americano



Fonte: Milani (2004).

Figura 2.2 - Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná. Destaque para o conjunto de altos e baixos estruturais que define a província denominada de “rifte central”.



Fonte: Milani (2004).

Por conseguinte, Quintas, Mantovani e Zalán (1997) assinalaram que o pacote de rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná representa superposição de pelo menos três bacias diferentes:

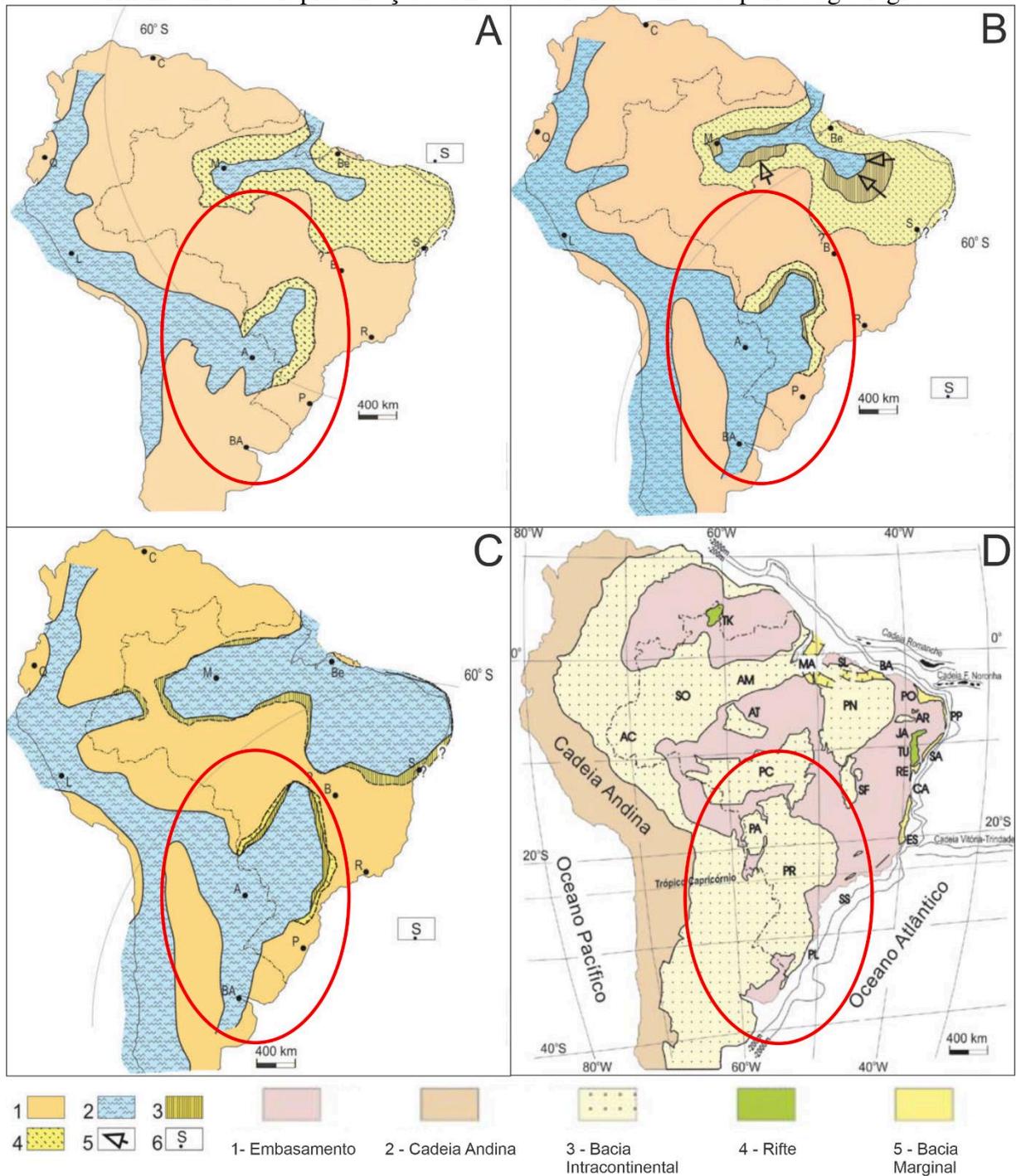
1. Correspondente às sequências siluriana e devoniana (ZALÁN *et al.* 1990), depositadas em um golfo aberto para o páleo-Oceano Pacífico (Panthalassa; Figura 2.3);

2. Correspondente à sequência permocarbonífera, desenvolvendo-se em mar interior, típica de sinéclise intracontinental (bacia antepaís; Figura 2.4);
3. Etapa de erupção de lavas (Neojurássico a Eocretáceo) referente a abertura do Oceano Atlântico e ampla província ígnea Paraná-Etendeka (LINOL *et al.*, 2016; MILANI *et al.*, 2007);

Zalán (1991) complementou que “em épocas de orogenias nas margens andinas da Placa do Gondwana o continente em compressão sofria soerguimento, os mares interiores das sinéclises paleozóicas escoavam para os oceanos provocando regressões e as bacias eram colmatadas por afluxos de areias”, explicando os hiatos presentes no histórico da bacia e geração de discordâncias inter-regionais devido a interrupção da sedimentação.

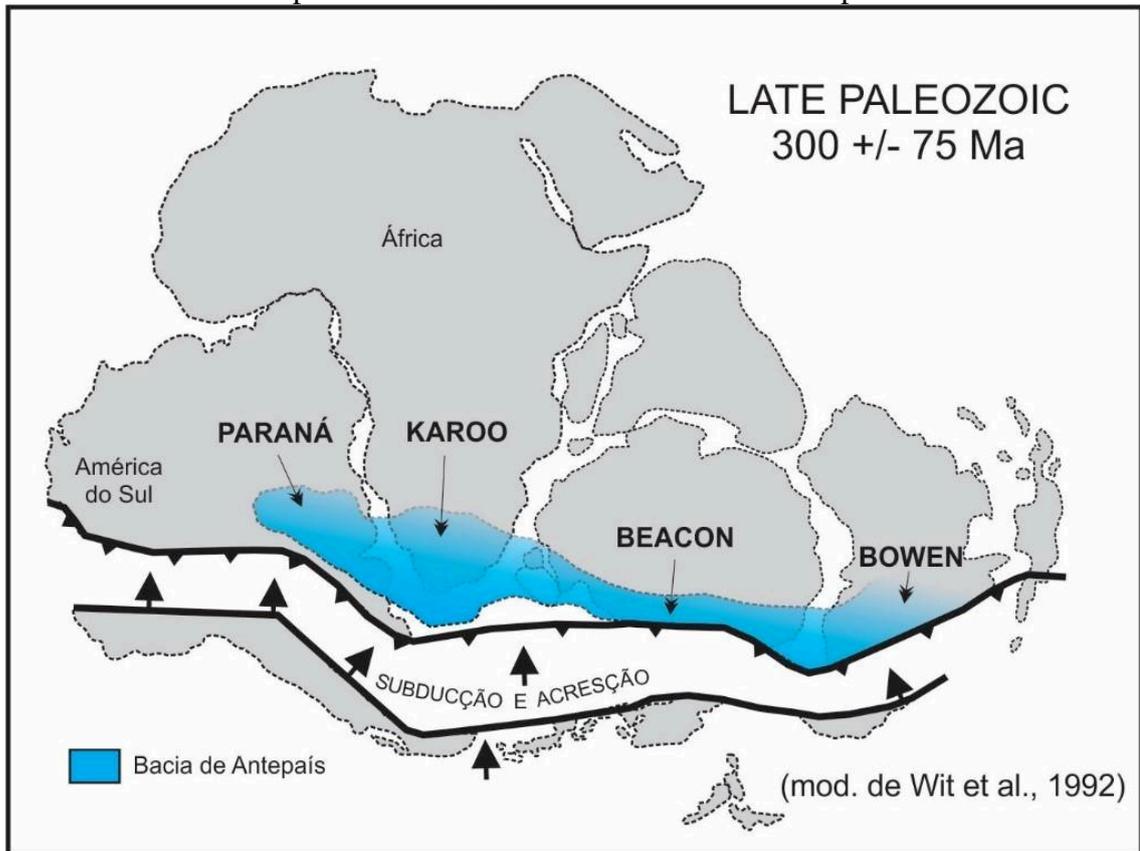
A Bacia do Paraná, contemporaneamente, abrange os territórios do Brasil (meridional), Paraguai (oriental), Argentina (nordeste) e Uruguai (norte) com cerca de 1.500.000 Km<sup>2</sup>, caracterizada como uma região sedimentar situada no sudoeste da Plataforma Sul-Americana apresentando forma ovalada, com eixo maior N-S, onde seu contorno atual é definido por limites erosivos relacionados em grande parte à episódios tectônicos atuantes na própria plataforma (Mesoceno-zóico) referentes ao rifte Atlântico sul (Figura 2.5; MILANI, 2004). Seu registro estratigráfico compreende um pacote sedimentar-magmático com uma espessura total máxima de 7.000 metros, onde seu depocentro coincide com a calha principal do Rio Paraná (MILANI *et al.*, 2007).

Figura 2.3 - Mapa paleogeográfico do Eossiluriano (A), Eodevoniano (B), Neodevoniano (C) e atualmente (D). Convenções: (1) Área emersa; (2) Ambientes sedimentares marinhos; (3) Ambientes transicionais; (4) Ambientes sedimentares não marinhos; (5) Setas indicativas das principais direções de suprimento sedimentar; (6) Posição estimada do Polo Sul. Círculo vermelho indica a representação da Bacia do Paraná em cada período geológico.



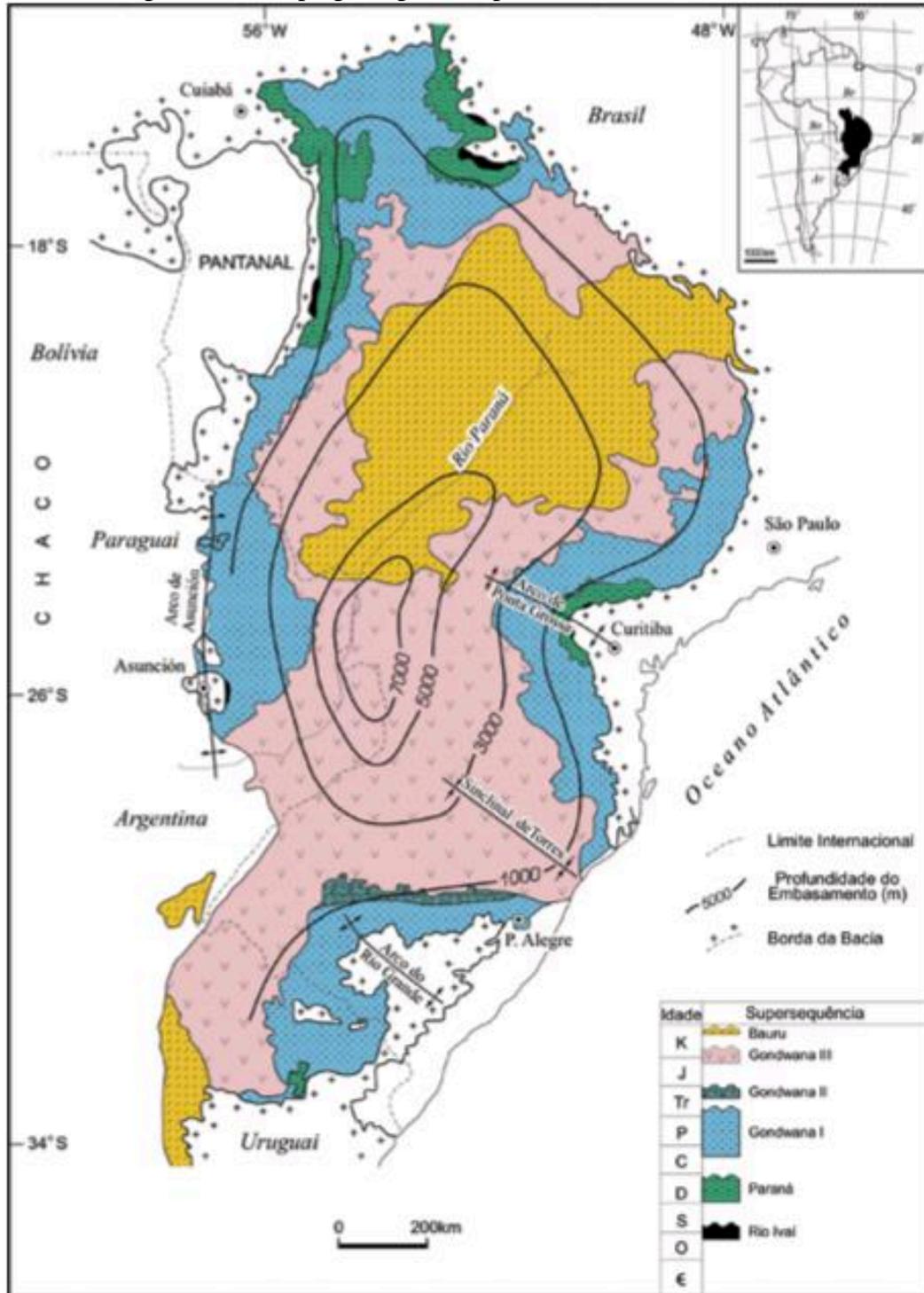
Fonte: adaptado de Pereira *et al.* (2012).

Figura 2.4 - Diagrama esquemático mostrando a localização da Bacia do Paraná como parte do supercontinente Gondwana no Paleozóico superior.



Fonte: adaptado de De Wit *et al.* (1992).

Figura 2.5 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná



Fonte: Milani (2004).

## 2.2 ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ

Estudos estratigráficos referentes a Bacia do Paraná e a apresentação da sua primeira coluna estratigráfica foram produzidas por Israel C. White, geólogo norte-americano, pioneiro em 1908 por via de exposições na região da Serra do Rio do Rastro, estado de Santa Catarina, Brasil. Contudo em correlações estratigráficas o pioneirismo foi de Alex du Toit na década de 1930 apresentando similaridades entre sequências rochosas do centro-sul da África com o leste da América do Sul. Após esses trabalhos, muitos outros de grande relevância foram produzidos em ambos ramos, como: Schneider *et al.* (1974); Northfleet, Medeiros e Muhlmann (1969); Milani *et al.* (2007); Zálan *et al.* (1990); Milani e de Wit (2008); Lindeque *et al.* (2011); Daly *et al.* (2014); Linol *et al.* (2015a).

Baseando-se nos princípios de Supersequências (unidades de ampla escala) (MITCHUM; VAIL; THOMPSON, 1977), a Bacia do Paraná é dividida em seis unidades de escala regional (MILANI *et al.*, 2007): Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Eosiluriano), Supersequência Paraná (Devoniano), Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Supersequência Gondwana II (Meso e Neotriássico), Supersequência Gondwana III (Neojurássico e Eocretáceo) e Supersequência Bauru (Neocretáceo; Figura 2.5 e 2.6). As Supersequências Ivaí, Paraná e Gondwana I apresentam em sua deposição registro de diversos ciclos transgressivos-regressivos que ocorreram por consequência das variações relativas do nível do mar no período Paleozoico e início do Mesozoico. Já as Supersequências Gondwana II, Gondwana III e Bauru estão relacionadas com a sedimentação principalmente continental, com magmatismo associado (Grupo Serra Geral).

A Supersequência Rio Ivaí é a mais antiga já identificada na Bacia do Paraná, depositada no Ordoviciano ao Siluriano Inferior com 300 a 1000 metros de espessura logo acima do embasamento. Ocupa os estados de Santa Catarina, Mato Grosso e Goiás com um limite superior demarcado por uma superfície de discordância regional subaérea neossiluriana e é dividida em três unidades, da base para o topo: Formação Alto Garças, Iapó e Vila Maria. Rio Ivaí apresenta o primeiro ciclo transgressivo-regressivo da sedimentação cratônica da Bacia do Paraná e está intimamente correlacionada lito- e bio-estratigraficamente com o supergrupo *Cape* localizado na África do Sul, incluindo seus subordinados Iapó (Ordoviciano) e Parkhuis respectivamente (Figura 2.7; MILANI *et al.*, 2007; MILANI; DE WIT, 2008; LINOL *et al.* 2016).





A Supersequência Paraná (Devoniano) apresenta uma espessura variável apresentando sua máxima por volta dos 800 metros. Sua base coincide com uma superfície de discordância, enquanto seu topo com uma discordância regional neodevoniana (pré-Itararé) e, por conseguinte, um hiato com cerca de 70 Ma (MILANI *et al.*, 2007) ou 50 Ma (LINOL *et al.*, 2016) ou 40 Ma (PEREIRA *et al.*, 2012). Essa Supersequência é composta por duas unidades: uma sucessão de arenitos, a Formação Furnas, e um pacote pelítico, a Formação Ponta Grossa, constituindo o segundo ciclo transgressivo-regressivo do registro estratigráfico da bacia. A Formação Furnas apresenta uma característica assinatura transgressiva, ocasionado pela invasão do oceano Panthalassa na margem oeste do supercontinente (MILANI *et al.*, 2007), no entanto exhibe também a presença de pavimentos glaciais estriados relacionados com geleiras e icebergs originados no sudoeste da África (GESICKI; RICCOMINI; BOGGIANI, 2002; MILANI *et al.*, 2007).

O hiato presente entre as supersequências Paraná e Gondwana I é explicado por Zalán *et al.* (1987) revelando que um soerguimento seguido de uma forte erosão associado com a orogenia herciniana foi a causa. Caputo *et al.* (2008) salienta também que o Supercontinente Gondwana foi deslocado para altas latitudes (Neodevoniano), acarretando em mudanças climáticas, glaciação e desenvolvimento de geleiras que consequentemente causaram uma queda brusca no nível relativo do mar. Não obstante Milani *et al.* (2007) explicaram que durante boa parte do Eocarbonífero, o Gondwana sul-ocidental continuou localizando-se em elevadas latitudes e tornou-se o sítio de extensa glaciação continental, gerando a significativa lacuna (hiato) entre os extratos neodevonianos da Formação Ponta Grossa e os neocarboníferos do Grupo Itararé e Formação Aquidauana. Por fim com a progressiva migração do paleocontinente para norte a sedimentação foi retomada nessa área, no final do Moscoviano.

A Supersequência Gondwana I, pacote que sucede à discordância neodevoniana e é limitado pela discordância eotriássica, engloba o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná com uma espessura total máxima de 2.500 m. Seus integrantes são: Grupo Itararé (formações Aquidauana, Lagoa azul, Campo Mourão e Taciba), Guatá (formações Rio Bonito e Palermo), Passa dois (formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro), formações Piramboia e Sanga Cabral (MILANI *et al.*, 2007). Essa Supersequência retrata um ciclo transgressivo-regressivo completo, fruto da invasão e posterior saída do Panthalassa sobre o interior do continente Gondwana, apresentando correlações com as bacias do Congo e Karoo entre: (i) os grupos Lukuga (Congo) e Dwyka (Karoo) com o Grupo Itararé (Gondwana I); (ii) Formação Irati (Grupo Passa Dois) com a Formação Whitehill (Karoo) (Figura 2.7; LINOL *et al.*, 2016).

Em relação ao Grupo Itararé, França e Potter (1988) contaram que White (1908) propôs de início o nome “Série Tubarão” para todos os sedimentos abaixo da Formação Irati, do qual Schneider *et al.* (1974) posteriormente definiram como Supergrupo Tubarão, englobando os grupos Itararé e Guatá. Nem sempre o nome Grupo Itararé fora usado, o termo Itararé provém primeiramente de Oliveira (1927) como “Série Itararé” cujo logo em seguida Schneider *et al.* (1974) apontaram que Gordon Jr. (1947) mudou a nomenclatura de Série para Grupo Itararé. Northfleet, Medeiros e Muhlmann (1969), Gama Jr., Bandeira Jr. e França (1982) e Fúlfaro *et al.* (1984) usam em seus trabalhos Formação Itararé ao invés de Grupo Itararé

O Grupo Itararé apresenta depósitos diretamente ligados à fase de degelo dos grandes glaciares mississipianos, estabelecido entre Carbonífero Superior e Permiano Inferior. Sua formação descreve-se em um avanço de geleiras com deposição de tilitos e fluxo de detritos glaciogênicos em um mar raso associado com arenitos deltaicos, turbiditos e possíveis tempestitos (FRANÇA; POTTER, 1988). Milani *et al.* (2007) descreveram o grupo como composto por diamictitos maciços ou estratificados, com seixos e blocos de múltiplas litologias e áreas-fonte (evidenciando o trabalho das geleiras), fácies arenosas, maciças e gradadas que totalizam o maior volume sedimentar do pacote glacial e correspondem a contextos de sedimentação turbidítica. Linol *et al.* (2016) suscitam como turbiditos glaciomarinheiros com tilitos e varvitos subordinados. As formações do grupo são caracterizadas como: Lagoa Azul (pacote arenoso inferior, sobreposto por folhelhos e diamictitos), Campo Mourão (pacote arenoso principal), Taciba (folhelhos com intercalações arenosas e diamictitos) e Aquidauana (seção cronoequivalente ao grupo na porção norte-noroeste da bacia).

França e Potter (1988) separaram a Formação Taciba em três Membros: Membro Rio Segredo (arenitos cinza, maciços, localmente intercalados com siltito bioturbado), Membro Chapéu do Sol (lamito seixoso e raros corpos arenosos) e Membro Rio do Sul (argilitos, folhelhos, arenitos finos, ritmitos e diamictitos). Os mesmos retratam o ambiente deposicional da Formação como predominantemente marinho profundo com sistemas turbidíticos mais arenosos. Na parte noroeste da bacia, arenitos deltaicos e secundariamente turbiditos predominam. A deposição dos lamitos seixosos provavelmente foi causada por geleiras marinhas, enquanto os arenitos intercalados foram depositados provavelmente por *outwash* subaquoso, fluxo de detritos, turbiditos e possivelmente, até mesmo, eskers.

A Supersequência Gondwana II, segundo Milani *et al.* (2007), apresenta somente um integrante (Formação Santa Maria) com cerca de 300 m de espessura (LINOL *et al.*, 2016). Caracterizada por pelitos inseridos em uma espessa seção arenosa que exibem em seus estratos

uma importante assembleia fossilífera. Se encontra do Meso ao Neotriássico onde expõe uma sedimentação lacustre e fluvial associada a bacias tipo gráben com discordância neojurássica como seu topo. A Supersequência Gondwana III se estabelece logo em seguida pertencendo desde o Neojurássico ao Eocretáceo compreendendo os arenitos eólicos da Formação Botucatu e as rochas vulcânicas (basaltos e andesitos) do Grupo Serra Geral. A Formação Botucatu apresenta desertificação (“deserto Botucatu”) no interior do supercontinente Gondwana, enquanto o Grupo Serra Geral associa-se aos momentos iniciais de ruptura do mesmo, com espessa cobertura de lavas (aproximando os 2.000 m), diques e soleiras (MILANI *et al.*, 2007). Junto com a desagregação do Gondwana houve a evolução do oceano Atlântico Sul, no qual Serra Geral e a ampla província ígnea Paraná-Etendeka influenciaram (LINOL *et al.*, 2016; MILANI *et al.*, 2007)

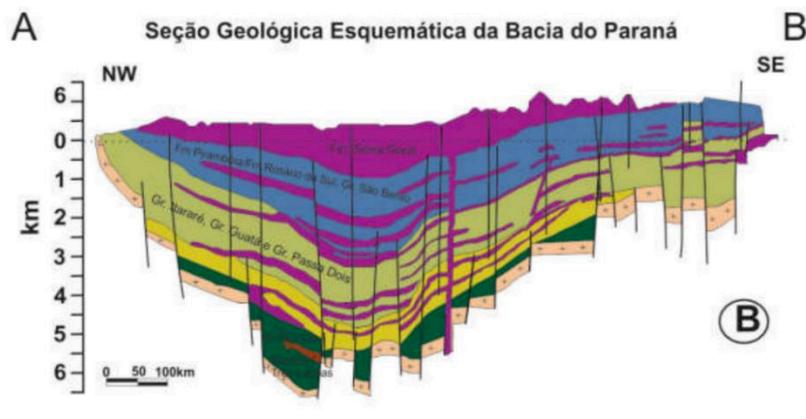
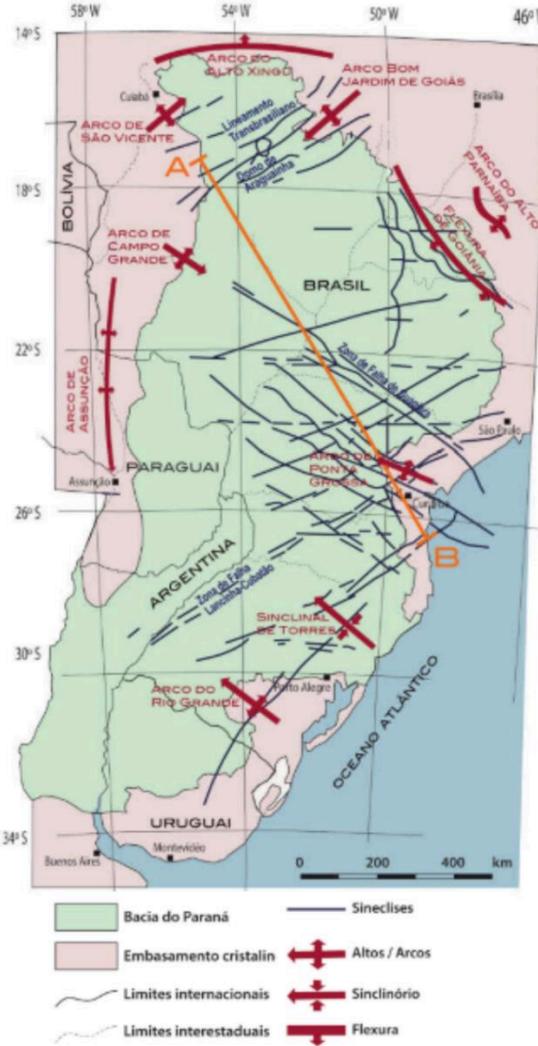
A Supersequência Bauru aponta a discordância eocretácea sobre o Grupo Serra Geral como sua base. Depois dos eventos vulcânicos e ajustes isostáticos houve a erosão significativa das rochas paleozóicas e pré-cambrianas nas bordas da bacia que, ao longo de centenas de quilômetros, alcançaram o seu centro e, segundo Linol *et al.* (2016), conseqüentemente geraram um hiato com cerca de 25 Ma e 300 m de espessura. O trato de sistemas da Supersequência é semi-árido, sendo seu centro desértico e suas margens mais úmidas (LINOL *et al.*, 2016; MILANI *et al.*, 2007).

### **2.2.1 Arcabouço Estrutural**

Zalán *et al.* (1990) caracterizaram o sistema de falhas da bacia em três principais direções: NW-SE, NE-SW e E-W (Figura 2.8) no qual aparentam estar fortemente controlados pela reativação de estruturas antigas do embasamento.

Na direção NW-SE encontram-se zonas de falhas e diques, enquanto na direção NE-SW são derivadas de cinturões móveis que se estendem por baixo da bacia. E por fim a direção E-W associando-se aos esforços referentes à abertura do Oceano Atlântico.

Figura 2.8 - Mapa da Bacia do Paraná com as principais estruturas geológicas regionais e o corte esquemático transversal NW-SE indicado no mapa.



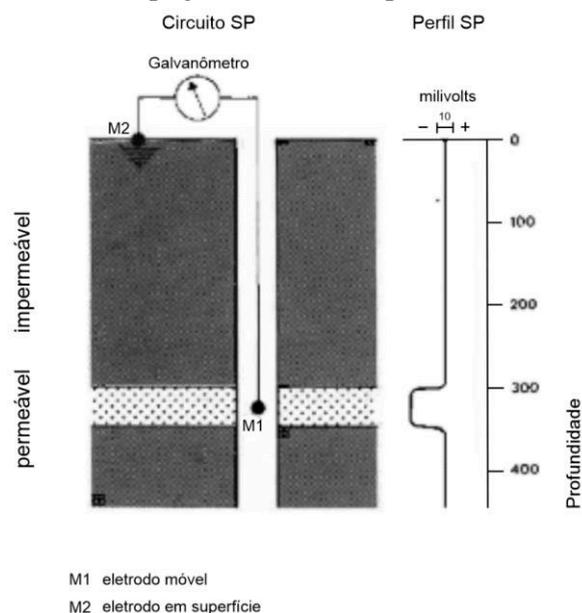
Fonte: adaptado de Pereira *et al.* (2012); Manna (2019).

### 3 REFERENCIAL TEÓRICO

#### 3.1 PRINCÍPIOS DO PERFIL POTENCIAL ESPONTÂNEO

O perfil de potencial espontâneo (SP) foi descoberto por Conrad Schlumberger e H.G. Doll em 1928. O SP mede a diferença de potencial natural entre um eletrodo dentro do poço de perfuração com outro na superfície, sem aplicação de correntes artificiais (SERRA, 1984). Dessa forma, é originado um desequilíbrio elétrico em função da conexão entre as formações geológicas dispostas verticalmente, onde teoricamente (naturalmente) estariam isoladas (Figura 3.1). Os principais usos do perfil de SP são nas estimativas de volume de folhelho, indicação de fácies estratigráficas e, em alguns casos, na correlação entre unidades litológicas.

Figura 3.1 - Ilustração do princípio do perfil SP, onde um potencial natural é medido entre um eletrodo no poço e outro na superfície.



Fonte: Adaptado de Rider (2002).

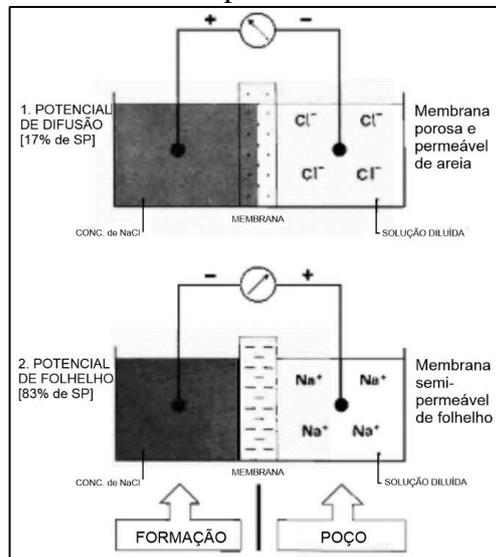
Existem três fatores necessários para provocar uma corrente de potencial espontâneo: i) um fluido condutor no poço de perfuração; ii) uma camada litológica porosa, permeável e cercada por uma formação impermeável; e iii) uma diferença de salinidade (ou pressão) entre o fluido do poço e o fluido da formação (RIDER, 2002).

As correntes de SP são criadas quando duas soluções com salinidade diferente entram em contato por dois efeitos eletroquímicos principais (RIDER, 2002; ELLIS; SINGER, 2008): difusão ou potencial de junção líquida; e o potencial de folhelho. Esses dois efeitos ocorrem de forma complementar criando uma corrente de potencial espontâneo por todo o poço. O fluxo

da corrente foca-se no limite das camadas litológicas, somente neste limite que a mudança de potencial ocorre. Este detalhe é importante pois o perfil SP não gera valores absolutos e sim mudanças nos valores, portanto somente no limite das camadas que ocorre o registro dos valores de potencial espontâneo

A difusão ou potencial de junção líquida ocorre quando soluções com diferentes salinidades entram em contato por um meio permeável. O cloreto de sódio (NaCl) é a causa mais comum de salinidade em campos petrolíferos e, efetivamente, quando duas soluções salinas entrando em contato uma com a outra, através do meio permeável, ocorre a mistura das duas soluções predominando a difusão iônica, da qual o ânion  $\text{Cl}^-$  é menor e mais móvel que o cátion  $\text{Na}^+$ . Portanto, a difusão em razões diferentes gera uma separação eletricamente carregada, onde o ânion  $\text{Cl}^-$  se mistura mais rápido aumentando sua saturação na solução mais diluída, criando um potencial entre a solução diluída negativamente carregada (excesso de ânions  $\text{Cl}^-$ ) e a solução concentrada positivamente carregada (excesso de cátions  $\text{Na}^+$ ; Figura 3.2).

Figura 3.2 - Ilustração esquemática dos principais efeitos eletroquímicos do perfil SP. (1) Potencial de difusão através de membrana porosa e permeável; (2) potencial de folhelho através de membrana semipermeável de folhelho.



Fonte: Adaptado de Desbrandes (1968); Rider (2002).

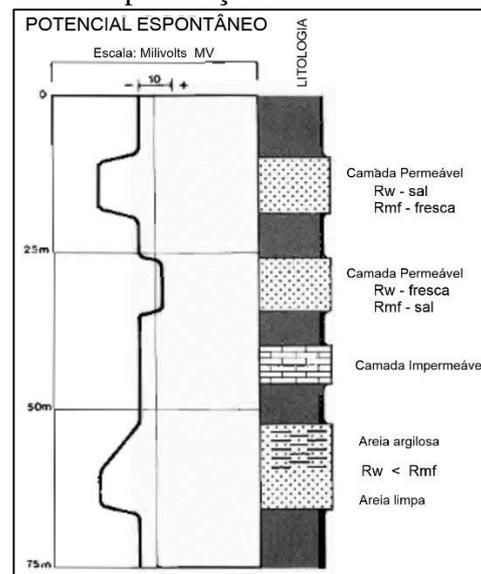
O potencial de folhelho é o maior efeito eletroquímico e ocorre quando as mesmas duas soluções entram em contato com um meio semipermeável, indicando folhelho no poço. Os argilominerais dos folhelhos consistem em grandes camadas com suas superfícies negativamente carregadas. Devido à carga similar, o ânion  $\text{Cl}^-$  efetivamente não consegue

ultrapassar essas camadas, enquanto o cátion  $\text{Na}^+$  transita facilmente. O folhelho atua como uma barreira seletiva, onde  $\text{Na}^+$  atravessam a camada semipermeável gerando um excesso de cátions na solução diluída e, conseqüentemente, uma carga positiva, enquanto se produz uma carga negativa na solução concentrada.

A detecção do perfil SP consiste em um eletrodo (geralmente de chumbo) montado em um suporte eletricamente isolado na sonda do poço. Uma bateria de 1,5 volt é incluída no circuito, aplicando uma corrente base trazendo os dados de SP em uma determinada escala, detectando as mudanças no potencial e não apresenta valores absolutos. O eletrodo de superfície deve ser aplicado em um solo efetivo (não isolado; WALLACE, 1968). Os perfis SP são medidos em milivolts ( $1 \times 10^{-3}$  volts), em uma escala que varia de valores negativos (para esquerda) a positivos (para a direita) na representação do perfil. Caso não exista possibilidade de um eletrodo da superfície ser aplicado em um solo efetivo, pode causar interferências e ruídos na obtenção dos dados (p.e. plataformas petrolíferas em alto mar; WALLACE, 1968).

Dentre seus usos, o perfil de SP pode reconhecer permeabilidade nas camadas via deflexões do perfil, onde a camada oposta a deflexão é permeável. A princípio, todas as deflexões, com algumas exceções, indicam permeabilidade (Figura 3.3).

Figura 3.3 - O perfil SP: algumas respostas típicas. O perfil SP mostra variações em potenciais naturais.  $R_w$  = resistividade da água de formação;  $R_{mf}$  = resistividade da lama de perfuração.



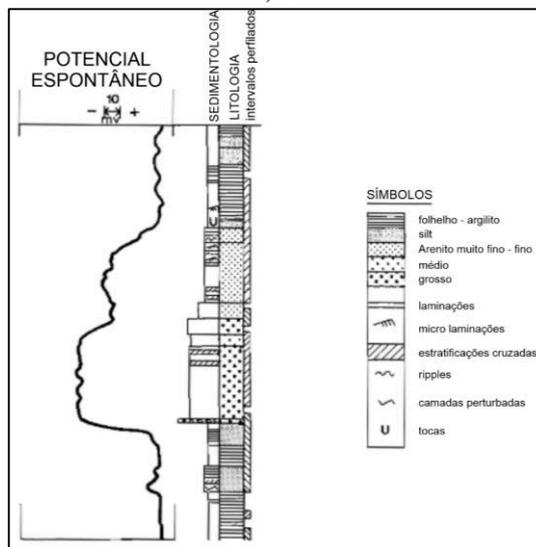
Fonte: Adaptado de Rider (2002).

Outro uso é para identificar mineralizações características de pirita, e camadas de arenitos ou folhelhos com oxidação ou redução excessiva (HALLENBURG, 1978). Outra

aplicação é na correlação em sequências entre arenitos e folhelhos devido a intervalos com típicos padrões geométricos (padrões de eletrofácies) relacionados a abundância de folhelho, com valores menores em intervalos arenosos e valores maiores em intervalos argilosos. A relação entre os padrões e as fácies é linear e depende de uma boa relação entre argilosidade e tamanho de grão para ser considerado um bom indicador de fácies (Figura 3.4; RIDER, 2002).

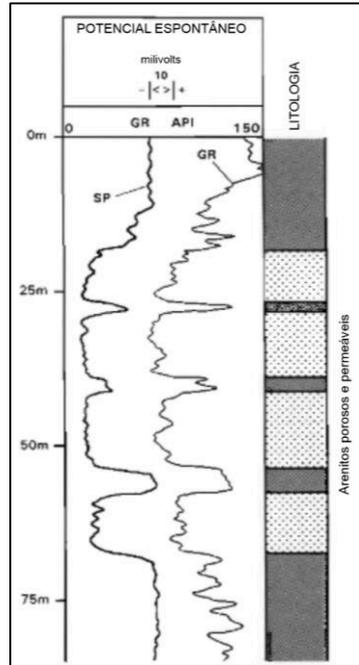
Os perfis de SP foram amplamente substituídos pelos perfis gama (GR) na identificação de fácies, devido ao melhor caráter do perfil e pelos padrões geométricos se repetirem mais vezes (Figura 3.5).

Figura 3.4 - Identificação de fácies usando o perfil SP. Típico padrão de afinamento para o topo em um canal arenoso caracterizando um padrão geométrico em sino na curva SP. Carbonífero, UK.



Fonte: Adaptado de Hawkins (1972); Rider (2002).

Figura 3.5 - A definição das camadas e ‘caráter’ do perfil SP comparado ao perfil gama. Na maioria dos casos o perfil gama comparado com o perfil SP apresenta mais informação sobre a formação e melhor definição dos limites entre camadas.



Fonte: Adaptado de Rider (2002).

### 3.2 PRINCÍPIOS DA RADIAÇÃO GAMA

A radioatividade foi primeiramente relatada por Wilhelm Conrad Roentgen em 1895 com a descoberta dos raios X. Posteriormente, Becquerel (1896-1902), Curie (1897-1902), Schmidt (1898), Bérmon (1898), Debiere (1899-1902) e Rutherford (1902-1903) contribuíram para o avanço nesse campo do qual seu nome fora atribuído por Marie Curie, devido às propriedades do elemento rádio (EICHLER; CALVETE; SALGADO, 1997).

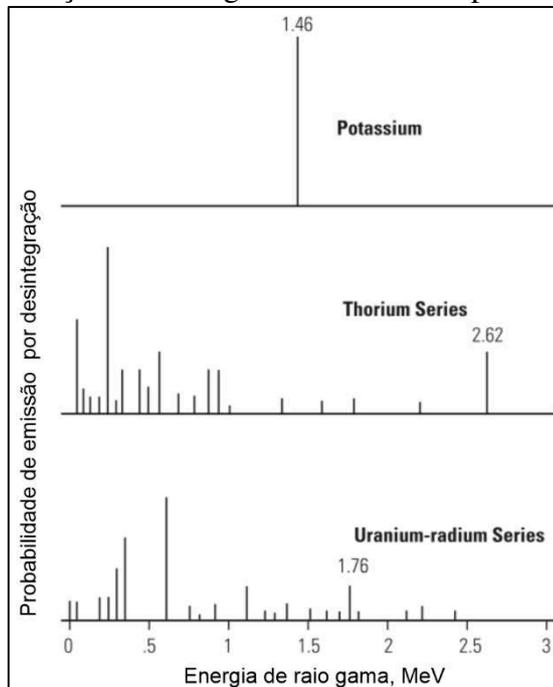
O fenômeno da radiação gama se caracteriza como uma propriedade de alguns elementos químicos, como o Urânio (U), o Tório (Th) e o Potássio (K) para liberação espontânea de energia do núcleo na forma de partículas ou ondas, assim tornando-se elementos mais estáveis. Esse processo é conhecido como Decaimento Radioativo (ARYA, 1966) e ocorrem em três tipos de radiação: alfa, beta e raios gama (EICHLER; CALVETE; SALGADO, 1997; ELLIS; SINGER, 2008).

As partículas “alfa” são partículas carregadas positivamente, compostas por dois nêutrons e dois prótons (núcleos de hélio) com alto poder ionizante e pouca penetração. As partículas beta são partículas negativamente, ou positivamente, carregadas da mesma natureza dos elétrons (ou pósitrons) resultantes da desintegração de nêutrons do núcleo. Apresentam

poder ionizante baixo, inferior à partícula alfa, porém mais penetrantes. Os raios gama são ondas eletromagnéticas que não apresentam carga elétrica ou massa tendo a maior penetração e poder de ionização dentre os três tipos. Muito frequentemente essa radiação segue as outras devido ao núcleo radioativo ainda não ter liberado energia suficiente para se manter em equilíbrio e então rapidamente emite radiação gama (SIEGE, 2005).

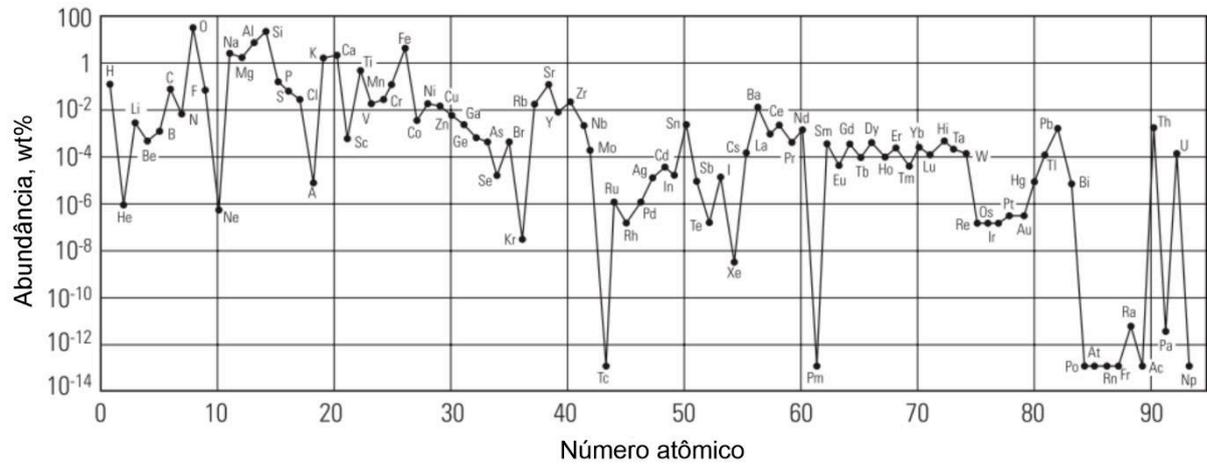
Os radionuclídeos são  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{238}\text{U}$  (Figura 3.6), onde o potássio é o maior em abundância, sendo medido na magnitude de porcentagem de peso relativo à crosta terrestre (w%; Figura 3.7), tendo uma assinatura de radiação característica de 1.46 MeV (megaelétron-volt). O  $^{40}\text{K}$  está presente nos evaporitos (mineral silvita), nos feldspatos e nos argilominerais e mica (illita, montmorillonita, e muscovita). O  $^{232}\text{Th}$  e  $^{238}\text{U}$  não seguem a mesma linha, sendo raros e assistentes aos argilominerais (Th) e matéria orgânica (U) como também medidos na magnitude de partes por milhão (ppm), apresentando uma série de emissões de energia gama. O  $^{40}\text{K}$  e o  $^{232}\text{Th}$  expõem sobretudo uma correlação maior com argilominerais, sendo  $^{232}\text{Th}$  ainda mais correlato devido as outras possíveis associações do K, enquanto o Urânio fica principalmente relacionado somente à matéria orgânica (ELLIS; SINGER, 2008).

Figura 3.6 - Distribuição de raios gama dos três isótopos radioativos naturais.



Fonte: Ellis e Singer (2008).

Figura 3.7 - Concentração dos elementos na crosta terrestre em w%.



Fonte: Adaptado de Garrels e Mackenzie (1971); Ellis e Singer (2008).

Uma das maneiras de se medir o decaimento radioativo é pelo cálculo da meia-vida, que consiste no tempo necessário para um átomo radioativo decair pela metade. Porém, existem outras unidades de medida da radioatividade como: Becquerel (Bq), Gray (Gy), Sievert (Sv) e Curie (Ci; Quadro 3.1; SIEGE, 2005).

O eV (elétron-volt) é uma medida definida pela energia cinética adquirida do elétron quando acelerado por um potencial de 1 volt. No âmbito da radiação a ser discutida usa-se essa quantificação, na qual as medidas milhões de elétron volts (MeV) e secundariamente kiloelétron-volt (KeV) são as mais convenientes (ELLIS; SINGER, 2008).

Quadro 3.1 - Descrição e quantidades usadas nas unidades de medida Becquerel, Gray, Sievert e Curie.

	Becquerel	Gray	Sievert	Curie
<b>Descrição</b>	Desintegração do núcleo radioativo por segundo.	Quantidade de radiação absorvida pelo organismo/objeto; substituiu a medida <i>rad</i> em 1986.	Efeitos biológicos de um organismo à radiação.	Medição da atividade de um grama do elemento rádio.
<b>Quantidade de medida utilizada</b>	Kilo- ( $10^3$ ), mega- ( $10^6$ ), giga- ( $10^9$ ) e terabecquerel ( $10^{12}$ ).	1 Gray = 100 rads (1986) = 1 joule/kilo de matéria irradiada.	Mili- e kilosievert.	1 Ci = 37 bilhões de Bq.

Fonte: Siege (2005).

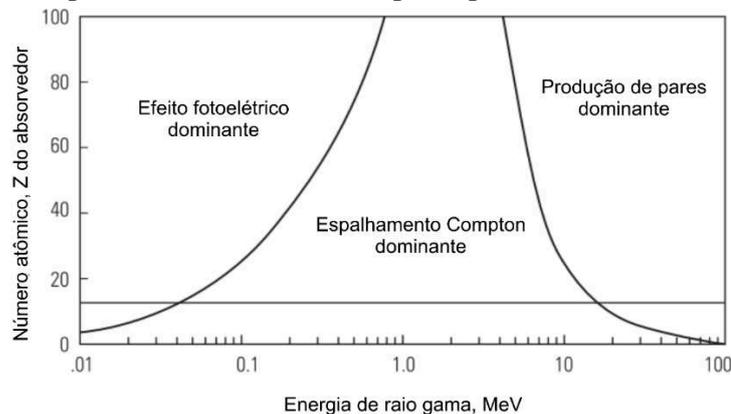
Quando se fala em ionização, temos como entendimento o ganho ou perda de elétrons que um átomo pode sofrer no meio. No campo da radioatividade, a energia é transmitida para o átomo por meio da radiação, levando em conta sua energia (radiação) e número atômico (átomo), arrancando elétrons da sua estrutura, caso a energia transmitida exceda a de atração ao

núcleo (EICHLER; CALVETE; SALGADO, 1997). Segundo esses autores, dentro dos três tipos de radiações citadas, a ionização é dividida em partículas alfa e beta. Essas partículas provocam ionização de forma direta, e colidem com o átomo e seus elétrons no meio. Os raios gama são diferentes e agem de forma indireta, transferindo energia para elétrons do átomo que por consequência provoca ionização.

A radiação gama tem comportamento eletromagnético, sem massa e sem carga. No entanto, há também como característica sua semelhança com a luz visível, propagando-se na forma de fótons (“pacotes” de energia) de três formas principais e distintas: Efeito Fotoelétrico, Espalhamento Compton e Produção de Pares (Figura 3.8; EICHLER; CALVETE; SALGADO, 1997; ELLIS; SINGER, 2008).

O Efeito Fotoelétrico é a incidência do raio gama no elétron e posteriormente sua ejeção e o desaparecimento do fóton pois foi totalmente absorvido. Define-se de baixa energia (100 KeV). O Espalhamento Compton é a incidência do raio no elétron e sua absorção parcial, restando um raio de menor energia refletido. A Produção de Pares é a incidência do raio gama e absorção completa pelo elétron, levando em consideração que a energia do raio exceda os valores de 1.022 MeV o elétron desaparece e é substituído por um par elétron-pósitron. Essas três formas têm potencial para energizar um elétron de forma que ionize o átomo.

Figura 3.8 - Região de prevalência sobre os três principais mecanismos de propagação gama.



Fontes: Adaptado de Evans (1955); Ellis e Singer (2008).

A detecção de raios gama acontece em duas etapas (ELLIS; SINGER, 2008). Segundo Ferreira et al. (2010) explicam que, primeiramente, os raios gama que entram em contato com o detector são parciais ou totalmente convertidos em radiação ionizante (elétrons) e, em seguida, a energia dos elétrons é transformada em sinais elétricos. Inicialmente, os dispositivos

de contagem de radiação gama (GR), no campo da Geologia, só mediam a radiação total proveniente da formação rochosa por contagem total (CT), medida em contagens por segundo (cps) com o intuito principal de distinguir zonas com argilominerais entre outros como volume de argilominerais, identificação da litologia e correlação de poços. Como medida de padronizar a calibração de tais aparelhos foi criada a notação API (*American Petroleum Institute units*) definida através de uma formação artificial criada na *University of Houston* que especifica 4% K, 24 ppm Th e 12 ppm U como 200 API.

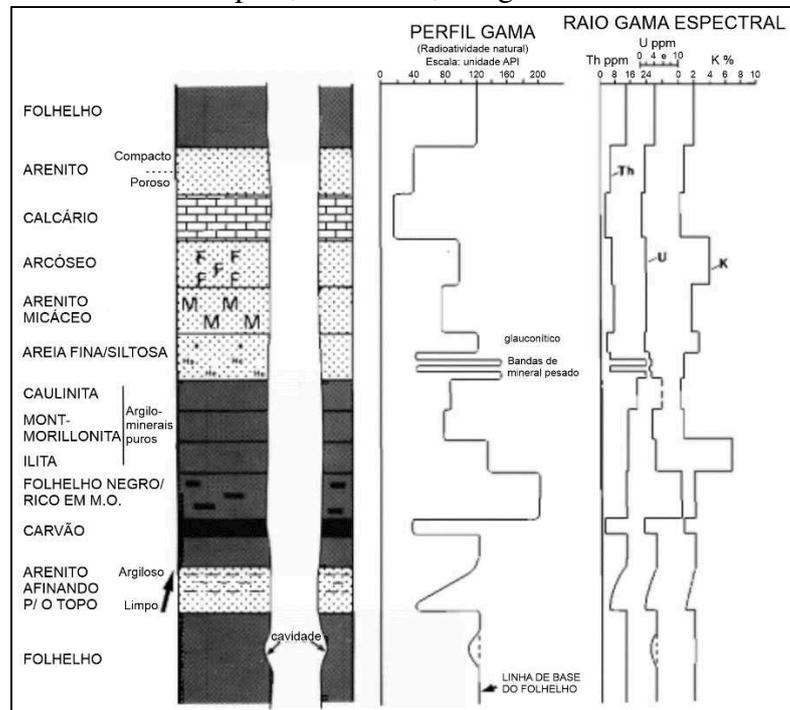
Alguns efeitos que podem prejudicar a leitura dos perfis de raios gama são grandes irregularidades e cavidades na estrutura do poço e excesso de argila de perfuração entre o detector e a formação causando aumento no fenômeno de Espalhamento Compton e conseqüentemente diminuindo valores de gama no perfil.

Os principais usos para o perfil GR são como indicador de litologias e formas geométricas de raios gama (padrões de raios gama).

Como primeiro indicador de litologia, o perfil GR é extremamente útil de forma que este sugere aonde o folhelho espera-se estar. Quanto maior o valor de raios gama, maior a porcentagem de folhelho, porém como primeira referência de indicação, a radioatividade presente em outras litologias tem que ser considerada e, portanto, confirmada por outros perfis (Figura 3.9).

Os padrões de raios gama para identificação de fácies denotam um relacionamento entre granulometria e conteúdo de folhelho, onde, por exemplo, uma areia mais grossa apresenta um pequeno conteúdo de folhelho e uma areia mais fina apresenta um grande conteúdo de folhelho. Este método de indicação de fácies com os padrões não é linear. A relação com a granulometria e o conteúdo de folhelho é bem variável e caso apresente pouca relação a efetividade do método de padrões de raios gama é prejudicada.

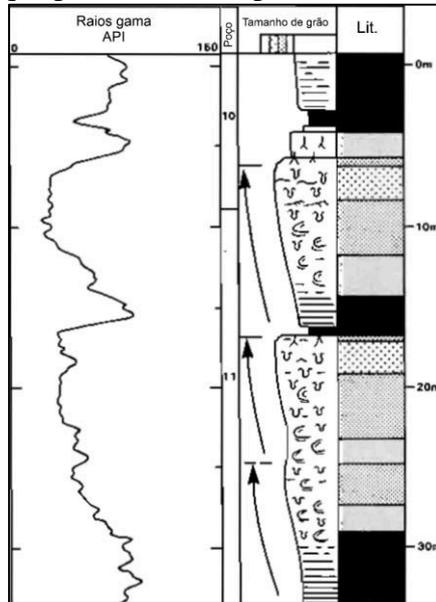
Figura 3.9 - Perfil gama e gama espectral: algumas respostas típicas. O perfil gama mostra radioatividade natural. O perfil de raio gama espectral mostra a abundância dos elementos naturalmente radioativos, tório, Th e urânio, U em partes por milhão (ppm) e potássio, K em %. F = feldspato, M = mica, \* = glauconita.



Fonte: Adaptado de Rider (2002).

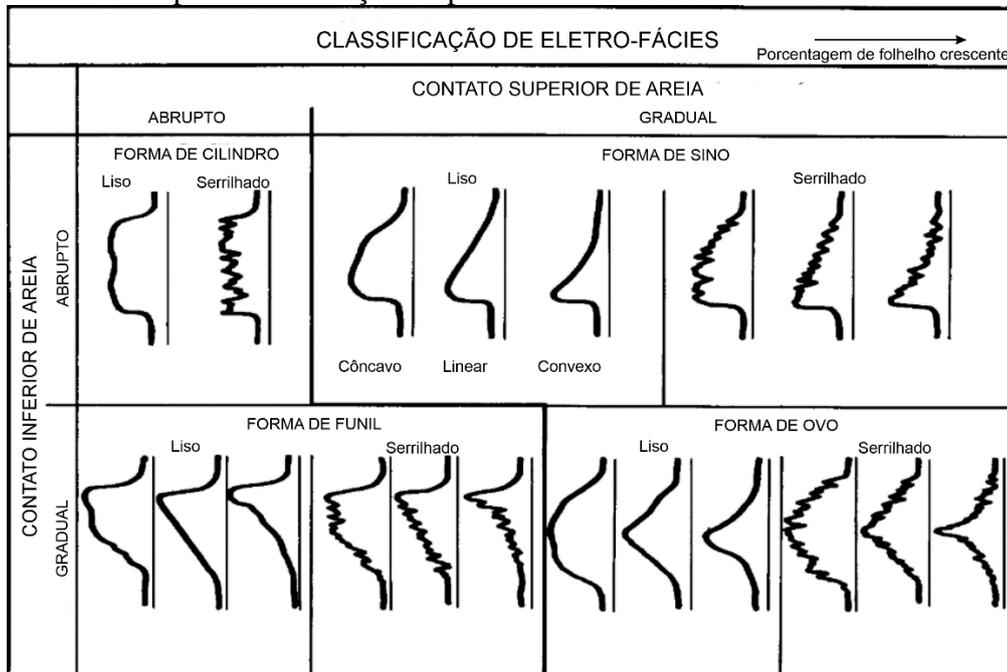
A figura 3.10 mostra a correspondência geométrica do perfil GR com a mudança de tamanho de grão ao longo de uma sucessão sedimentar. Segundo Serra e Sulpice (1975), podem ser classificados quatro padrões baseados na geometria: funil, sino, cilindro e simétrico, relativos à perfis elétricos (eletrofácies; Figura 3.11) para auxiliar e aperfeiçoar a correlação das leituras gama com a granulometria. Posteriormente Rider (1990) usam essa mesma interpretação para os perfis gama (padrões de raios gama) em rochas sedimentares, exclusivamente com CT de raios gama.

Figura 3.10 - Perfil de raios gama correspondendo com seqüências granocrescentes. As linhas de gama total (CT) medidas em API apresentam uma forma característica de “funil” onde interpreta-se ser um padrão que pode ser usado para caracterização de fácies deposicionais.



Fonte: Rider (2002).

Figura 3.11 - Carta para classificação de padrões de eletrofácies em sucessões sedimentares.



Fonte: Serra e Sulpice (1975).

Esses padrões junto com sua correlação com a granulometria, apresentaram usualmente ser uma boa ferramenta para interpretação e determinação de fácies deposicionais em rochas

sedimentares, principalmente arenosas (Figura 3.12; SERRA; SULPICE, 1975; SELLEY, 1976; RIDER, 1990; RIDER, 2002; NAZEER; ABBASI; SOLANGI, 2016).

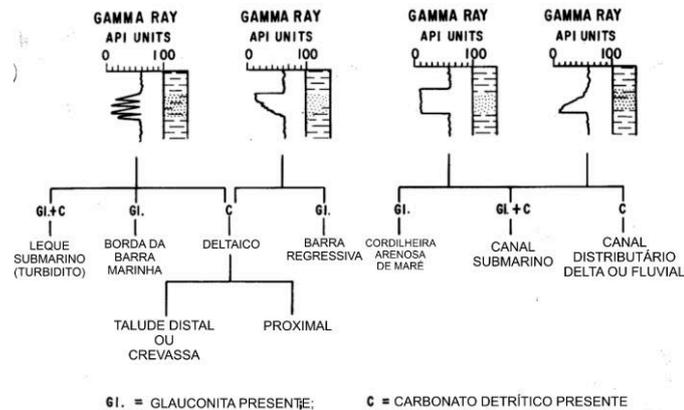
Figura 3.12 - Ambientes deposicionais em relação ao tamanho de grão e emissão de raios gama.

Fácies	Raio GR ← Tamanho de grão →	Ambiente Depositional
Folhelho	[Barra verde estreita]	Lagoa, Plataforma externa
Folhelho siltoso/ Calcário argiloso-siltoso	[Barra verde média]	Lagoa, Plataforma interna à Plataforma externa
Folhelho siltoso	[Barra verde larga]	Lagoa, Costa inferior à plataforma interna
Folhelho arenoso	[Barra verde muito larga]	Costa superior à Costa inferior
Areia fina à média Carbonatos de alta energia	[Barra amarela estreita]	Costa superior à Costa inferior
Areia média à fina Carbonatos de alta energia	[Barra amarela larga]	Costa (shoreface)
Sal de rocha/Gipsita/ Dolomitos	[Barra vermelha]	Sabkhas, Lagos Restritos

Fonte: Adaptado de Nazeer, Abbasi e Solangi (2016).

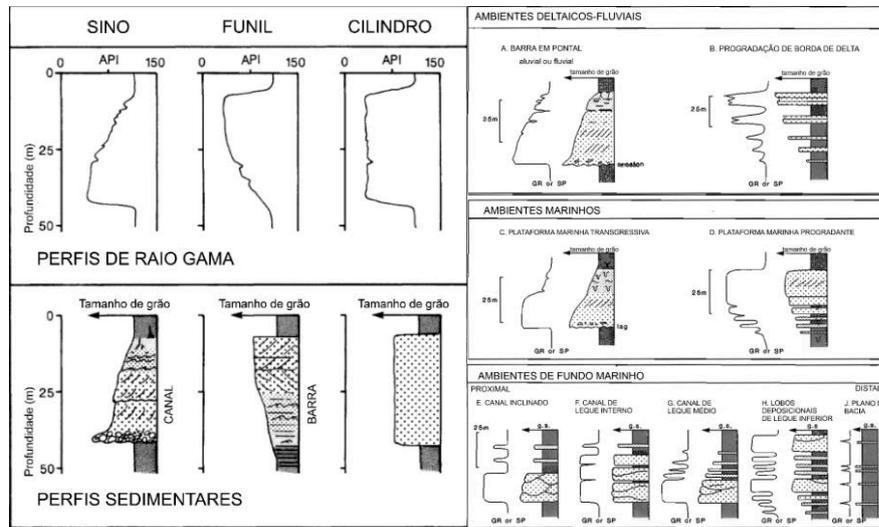
De forma similar, Selley (1976) interpretou os padrões de raios gama em quatro tipos principais (funil, sino, cilíndrico e serrilhado; Figura 3.13); Rider (1990; 2002) em três principais (funil, sino e cilíndrico; Figuras 3.14); e Nazeer, Abbasi e Solangi (2016) em cinco tipos principais (funil, sino, cilíndrico, simétrico e serrilhado; Quadro 3.2).

Figura 3.13 - Quatro padrões característicos de raios gama. Nenhum desses consegue caracterizar o ambiente de forma independente, tendo que recorrer à conteúdos de glauconita e detritos carbonosos.



Fonte: Selley (1976).

Figura 3.14 - Determinação de fácies sedimentares com padrões de raios gama (ou elétrófacies). Tanto as fácies sedimentares como os padrões são apresentados de forma idealizada.



Fonte: Rider (1990; 2002).

De modo geral, tem-se que os padrões de raios gama indicam substancialmente a diminuição ou aumento do tamanho de grão em direção ao topo e consequentemente o conteúdo de argila. O quadro 3.2 mostra as características de cada padrão e suas correspondências possíveis com as fácies sedimentares deposicionais.

Quadro 3.2 - Caracterização dos variados tipos de padrões gama e suas possíveis correlações com fácies/ambientes deposicionais.

Tipos de formas de perfil	Forma de cilindro/caixa	Forma de funil	Forma de sino	Forma simétrica	Forma serrilhada/serrote
Aporte de sedimento Padrão GR	 Agradação	 Progradação	 Retrogradação	 Progradação e retrogradação	 Agradação
Características	Topo agudo e base com tendência consistente	Topo abrupto com tendência a engrossar para cima	Base abrupta com tendência a afinar para cima	Base e topo idealmente arredondados	Padrão irregular/picos de GR no perfil
Tamanho de grão	Litologia relativamente consistente	Tamanho de grão aumenta	Tamanho de grão diminui	Tendência ascendente arenosa muda para seqüência argilosa do topo	Folhelhos e areias intercalados
Ambiente deposicional	Eólico (Dunas arenosas), canais fluviais, plataformas carbonáticas (carbonato grosso), Corais, preenchimento de cânion submarino, areias de maré, deltas distributários progradantes	Crevasca, barra da foz do rio, delta frontal, costa (shoreface) lobos de leques submarinos	Barra em pontal fluvial, barra de maré, distributário de delta, ambiente de fundo marinho proximal	Barras arenosas, plataformas transgressivas arenosas e ambiente misto de planície de maré	Planície de inundação fluvial, planície mista de maré, fluxos de detritos e preenchimento de cânion

Fonte: Adaptado de Nazeer, Abbasi e Solangi (2016).

### 3.3 PRINCÍPIOS DO PERFIL DE RESISTIVIDADE

O perfil de resistividade pode ser definido como a mensura da resistividade de uma formação geológica (resistência da formação para a passagem de corrente elétrica), medida por ferramentas de resistividade. O perfil de resistividade pode ser definido também como a mensura da condutividade de uma formação geológica (habilidade de conduzir corrente elétrica), medida por ferramentas de indução. Condutividade é geralmente convertida diretamente para resistividade em perfis (SERRA, 1984).

A maioria dos materiais rochosos são essencialmente isolantes, enquanto seus fluidos internos são condutores. Os hidrocarbonetos são a exceção da condutividade de fluidos, se comportando de forma contrária sendo infinitamente resistivos, por exemplo, quando uma formação é porosa e contém água salgada, a resistência geral é baixa, porém com a mesma formação porosa contendo hidrocarbonetos, sua resistência é bem alta. Esta é a característica explorada nos perfis de resistividade, onde valores altos de resistividade podem indicar formações porosas portadoras de hidrocarbonetos (Figura 3.15: RIDER, 2002).

Os principais usos do perfil de resistividade são a identificação de hidrocarbonetos, características da litologia, textura, fácies e correlação entre perfis. Dois testes podem ser aplicados em subsuperfície para medir a resistividade:

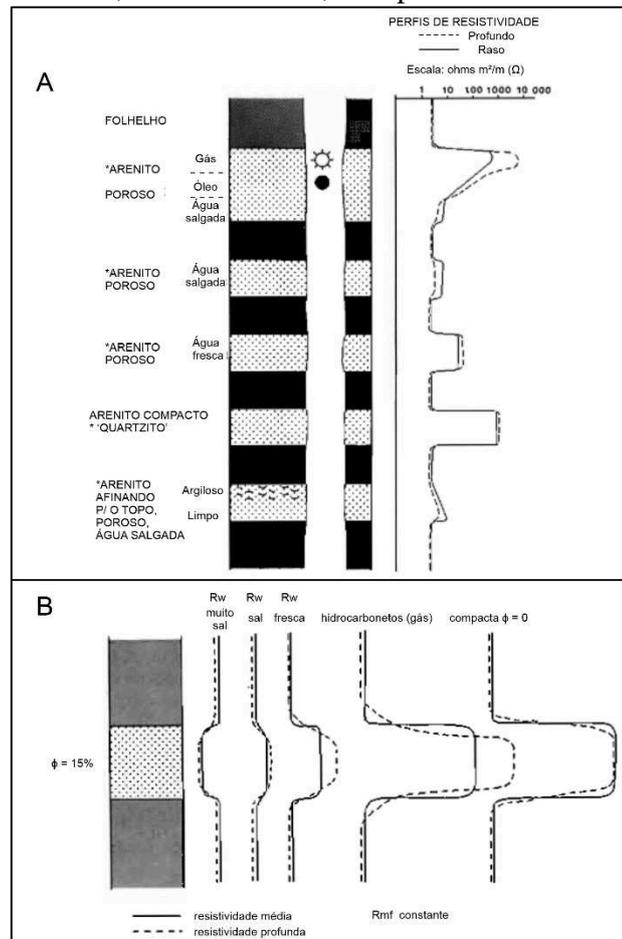
- 1) Medição direta: Uma corrente é aplicada entre dois eletrodos em uma sonda no poço, e a queda de potencial entre os eletrodos denota a resistividade;
- 2) Medição indireta: Uma corrente é induzida na formação ao redor do poço e a capacidade desta de conduzir corrente elétrica é observada, onde a carga transportada é a condutividade.

A resistividade ( $R$ ) é simplesmente o recíproco da condutividade ( $C$ ), sua relação se dá pela equação (3.1):

$$R \left( \text{ohms} \frac{m^2}{m} \right) = \frac{1 \times 1000}{C} \left( \frac{\text{miliohms}}{m} \right) \quad (3.1)$$

Figura 3.15 - (A) O perfil de resistividade: algumas respostas típicas. O perfil de resistividade mostra o efeito da formação e seu conteúdo de fluidos na passagem de uma corrente elétrica.

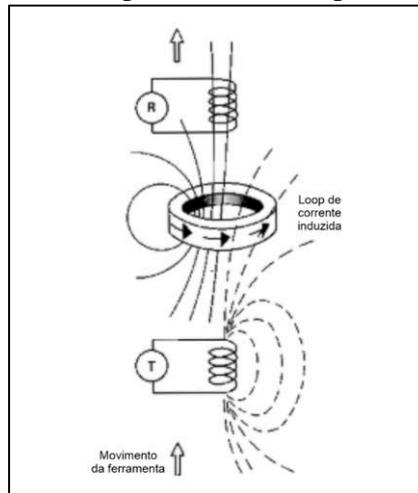
\*Calcário, dolomita, etc. Igualmente aplicáveis. (B) Ilustração esquemática do comportamento de perfis de resistividade em uma camada reservatório com diferentes fluidos e, no último caso, sem porosidade.



Fonte: Adaptado de Rider (2002).

A ferramenta de indução foi introduzida na indústria por Henri Doll da Schlumberger em 1949, baseado no design de um detector de minas. Uma ferramenta de indução básica consiste em uma bobina emissora e receptora, separadas ao longo da ferramenta por uma seção eletricamente isolada. Uma constante corrente elétrica é aplicada para a bobina transmissora criando um campo magnético ao redor da ferramenta que em troca induz correntes na formação geológica, fluindo em um padrão circular ao redor da ferramenta (Figura 3.16). As correntes na formação geram seus próprios campos magnéticos e induzem uma corrente alternada na bobina receptora, aonde ocorre o registro do perfil de resistividade (SERRA 1984; RIDER 2002; ELLIS; SINGER 2008).

Figura 3.16 - O princípio de uma ferramenta de indução simples. O componente vertical do campo magnético da bobina transmissora, T, induz um loop de corrente na formação detectado pela bobina receptora, R.

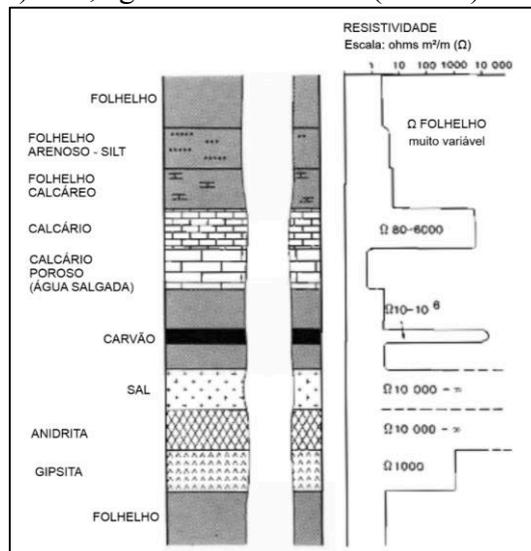


Fonte: Adaptado de Ellis (1987); Rider (2002).

A unidade usada no perfil de resistividade é ohms  $m^2/m$ , podendo ser abreviada para ohmm. São representados em escala logarítmica, os valores abrangem geralmente entre 0,20-2000 ohm  $m^2/m$ . Os perfis de resistividade e condutividade são especialmente afetados por grandes contrastes de resistividade entre o ambiente do poço e da formação.

Os principais usos qualitativos dos perfis de resistividade são a identificação da litologia de forma branda e análise de fácies (RIDER, 2002). A identificação da litologia neste perfil não pode ser usada como referência para reconhecimento de litologias comuns. Não há limites característicos de resistividade para folhelho, arenito ou carbonato, essas litologias dependem de muitas variáveis como compactação, composição e conteúdo de fluidos. Porém em zonas restritas, características brandas tendem a ser constantes possibilitando o perfil de resistividade de discriminar litologias. Em casos com grandes assinaturas de resistividade devido a minerais específicos (sal, anidrita, gipsita), o perfil pode ser usado como indicativo de litologia. Caso contrário, também é válido, mesmo com baixos valores de resistividade associados a mineralizações de, por exemplo, pirita. Apesar de não ser possível identificar litologias comuns, o perfil de resistividade apresenta uma grande sensibilidade na indicação de diferentes litologias por meio de mudanças texturais e composicionais (Figura 3.17; Tabela 3.1).

Figura 3.17 - Respostas em um perfil de resistividade profunda sobre alguns minerais e litologias distintas. Para esses valores minerais deve ser adicionado os seguintes valores: água pura, fresca (26.7°C) =  $\alpha$ , água saturada de sal (26.7°C) =  $0.032\Omega$ , metano =  $\alpha$ .



Fonte: Adaptado de Rider (2002).

Tabela 3.1 - Alguns valores típicos diagnósticos de resistividade.

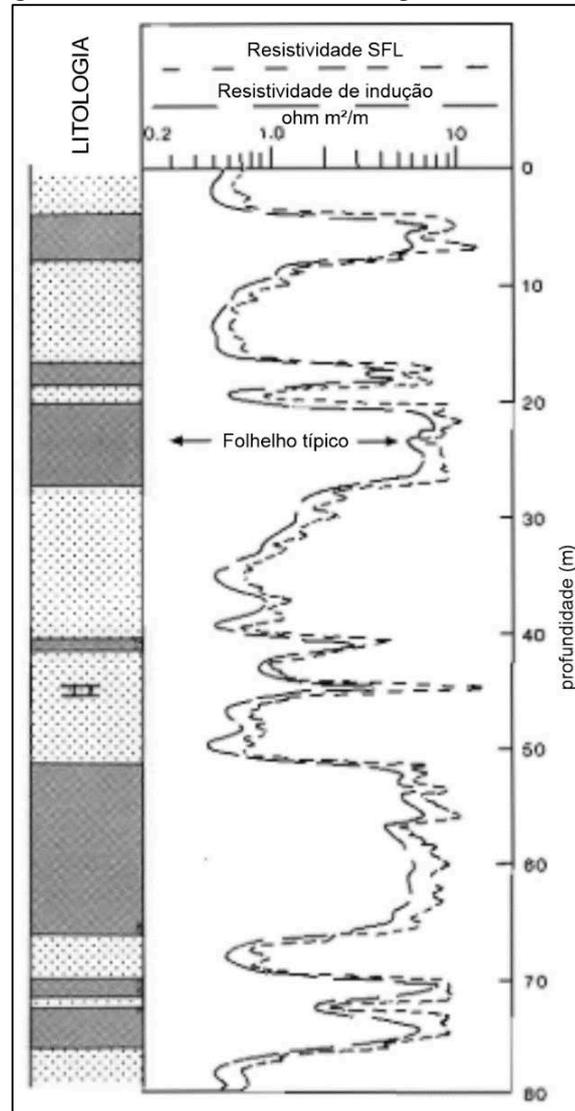
Litologia/ Mineral	Resistividade	Intervalos de resistividade - ohm m²/m
Folhelho	Moderado	Extremamente variável (0,5000-1.000)
Calcário	Geralmente alto	Variável- depende da porosidade e salinidade da água da formação
Dolomita	"	
Arenito	Moderado-baixo	
Sal	Muito alto	10.000-infinito
Anidrita	"	10.000-infinito
Gipsita	Alto	1.000
Carvão	Alto (variável)	10-1.000
Pirita	Muito baixo	0,0001-0,1

Fontes: Adaptado de Serra (1972); Rider (2002).

O perfil de resistividade dentro da análise de fácies apresenta a habilidade de registrar mudanças em misturas de quartzo (areia) e argila. Isso ocorre, especialmente, nas rochas de granulometria mais fina, folhelhos e siltitos, que nas rochas de granulometria mais grossa, arenitos. Com relação aos arenitos, em zonas de reserva de hidrocarbonetos, diferentes valores de resistividade podem estar correlacionados com diferenças na granulometria (Figura 3.18). Por exemplo, areias mais grossas geralmente apresentam pouca saturação em água e, conseqüentemente, maior resistividade e alta saturação em hidrocarbonetos. Por outro lado,

areias limpas, com gradação normal e na presença de hidrocarbonetos, mostram uma diminuição regular ascendente da resistividade.

Figura 3.18 - Intervalos de folhelho apresentados em perfis de resistividade. Na maioria das seqüências areia-argila, folhelhos tendem a configurar um valor típico e constante.



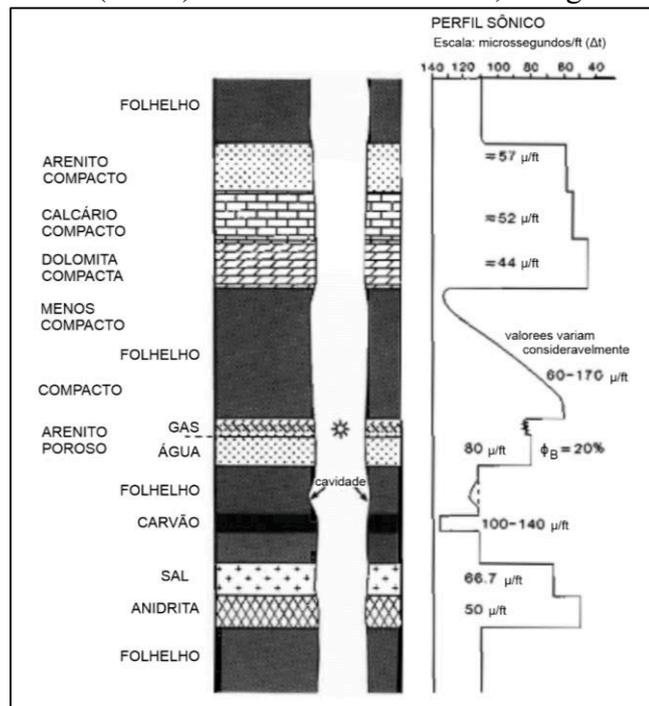
Fonte: Adaptado de Rider (2002).

### 3.4 PRINCÍPIOS DO PERFIL SÔNICO

O perfil sônico fornece o intervalo de tempo transitado, designado delta-t (recíproco da velocidade). Este intervalo caracteriza-se como a capacidade da formação geológica de transitar ondas sonoras em seus corpos rochosos (ELLIS; SINGER, 2008; RODRIGUES, 2015). Geologicamente este perfil varia com a litologia, textura da rocha e porosidade (Figura 3.19).

Os principais usos do perfil sônico são o auxílio na identificação da litologia e rochas reservatório, devido sua sensibilidade em variações de textura em arenitos e folhelhos.

Figura 3.19 - Perfil sônico: respostas típicas. O perfil sônico mostra a habilidade da formação de transmitir ondas sonoras. É expressado como Intervalo de Tempo Transitado,  $\Delta t$ .  
 $*(1 \times 10^6) / \Delta t = \text{velocidade sônica, ft/seg.}$

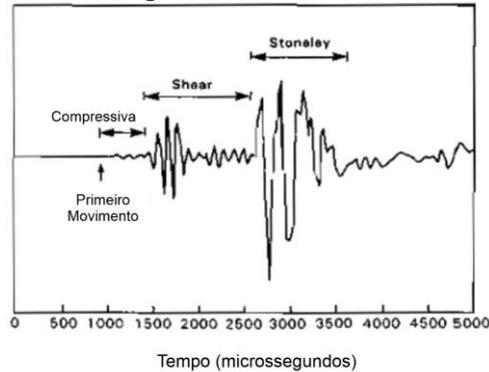


Fonte: Adaptado de Rider (2002).

O propósito convencional da ferramenta responsável pelo perfil sônico é medir a quantidade de tempo que um pulso sonoro leva para viajar entre um transmissor e um receptor, montados a uma certa distância ao longo da sonda de perfuração no poço. O pulso medido é a onda compressiva ou “P”. A onda compressiva é a mais rápida dentre os pulsos sonoros em uma formação, da qual suas partículas vibram na direção do sentido de movimento. As ondas “P” são acompanhadas por ondas *shear* e *Stoneley* (Figura 3.20), cuja detecção em ferramentas

convencional é ignorada, porém em ferramentas acústicas mais modernas podem ser totalmente medidas.

Figura 3.20 - Forma da curva completa que pode ser registrada em um poço. O perfil sônico tradicional registra somente o primeiro movimento da onda compressiva (P).



Fonte: Adaptado de Ellis (1987); Rider (2002).

Transmissores (transdutores) em ferramentas sônicas típicas são magnetoestrictivos ou, mais comumente, piezoelétricos, traduzindo um sinal elétrico em uma vibração ultrassônica. Receptores são geralmente piezoelétricos, e convertem ondas de pressão em sinais eletromagnéticos que podem ser amplificados para um sinal de perfil. Materiais piezoelétricos apresentam uma estrutura onde a aplicação de stress mostra centros de carga positiva e negativa, gerando uma carga polarizada. Esta carga polarizada, amplificada, gera um sinal elétrico (RIDER, 2002).

Em transmissores piezoelétricos a aplicação de uma carga elétrica causa uma mudança em volume, que pode ser traduzida como um pulso de pressão. Um material piezoelétrico comum é o titanato zirconato de chumbo (PZT). Um transmissor de uma ferramenta sônica produz frequências entre 10 – 40 kHz (quilohertz) ou 10.000 – 40.000 ciclos por segundo (SERRA 1984; RIDER, 2002).

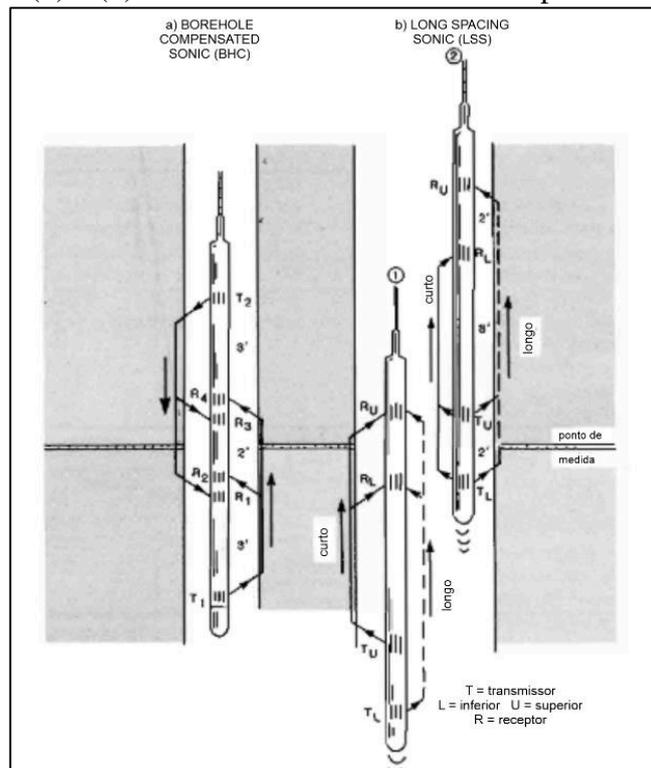
Ferramentas sônicas modernas não consistem somente de um emissor e um receptor, mas sim uma variedade deles dependendo do tipo da ferramenta sônica. Designs modernos eliminam uma grande variedade de interferências do poço e da ferramenta sônica, tornando o dado mais confiável até mesmo em condições de poço precárias. Dois modelos de ferramenta sônica são considerados mais usados: *borehole-compensated* (BHC) e *Long Spacing Sonic Tool* (LSS; Figura 3.21; SERRA, 1984; ELLIS; SINGER, 2008). A ferramenta sônica BHC tem dois grupos de transmissores e receptores (um invertido), cada grupo consiste em um transmissor acoplado a um receptor proximal e outro distal. Devido a inclinação e tamanho do poço causar

irregularidades na trajetória da onda sonora, o grupo de transmissor e receptores invertido é relacionado com o outro grupo para providenciar compensação nos dados. Isso significa que cada valor registrado no perfil sônico é o resultado da sequência de quatro leituras de receptores, dois referentes ao transmissor inferior para seus receptores proximal e distal e dois referentes ao transmissor superior.

A ferramenta Sônica LSS de Schlumberger apresenta dois grupos de transmissores e receptores. Cada grupo é constituído por dois receptores e dois transmissores, estes separados por 2,40 metros. Cada transmissor e receptor são separados em sessenta centímetros entre si. Diferente da ferramenta BHC, a ferramenta LSS não apresenta um grupo de transmissores e receptores invertido.

Devido ao seu comprimento, o LSS denota um sistema de compensação "dinâmico" onde a memorização da profundidade é empregada. Para realizar uma sequência completa de leitura dos receptores a ferramenta deve registrar em duas profundidades com diferença de três metros, o turno de compensação da ferramenta, totalizando oito leituras entre os transmissores e receptores.

Figura 3.21 - Ferramentas sônicas. Representações da (a) ferramenta BHC, a qual gera leituras instantâneas com um grupo de transmissor e receptor invertido e (b) a ferramenta LSS, a qual gera leituras de longa e curta distância usando um sistema de atraso temporal: posições (1) e (2) são ambas relativas ao mesmo ponto de medida.



Fonte: Adaptado de Thomas (1977); Purdy (1982); Rider (2002).

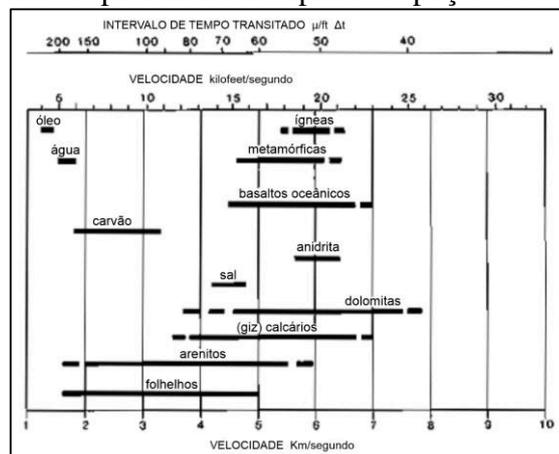
Valores sônicos são representados em microssegundos ( $\mu\text{s}$ ; 1 microssegundo =  $1 \times 10^{-6}$  segundos). O valor é denominado “intervalo de tempo transitado” e é simbolizado como  $\Delta t$ . Os intervalos de tempo transitado mais comuns ficam entre os valores de  $40\mu\text{s}$  a  $140\mu\text{s}$ , os quais são geralmente escolhidos para representação em perfil (RIDER, 2002).

A ferramenta sônica convencional BHC é robusta mesmo em poços superdimensionados, devido a efetividade do seu sistema de compensação (ELLIS, 1987). Porém esta ferramenta sofre com poços precários, não detectando ciclos no registro das ondas sonoras devido a sua atenuação excessiva em contato com os receptores. O mesmo ocorre na situação reversa, com sinais muito altos formando ruídos no registro da ferramenta.

A ferramenta LSS apresenta igualmente o problema de atenuação das ondas sonoras, não detectando ciclos no registro da ferramenta sônica. Outro problema leva em consideração o sistema dinâmico de compensação da ferramenta LSS, resultando um erro em quaisquer das oito leituras entre os receptores, levando à um problema de pareamento no perfil. Erros de pareamento e detecção de ciclos no perfil sônico são frequentes, mesmo com correções computacionais. (PURDY, 1982)

Os principais usos qualitativos do perfil sônico são a identificação da litologia, mudanças na estrutura do poço e identificação de rochas reservatório (SERRA, 1984; RIDER, 2002; ELLIS; SINGER, 2008; RODRIGUES, 2015). A velocidade das ondas sonoras entre rochas sedimentares comuns é raramente diagnóstica devido à grande variação e sobreposição dentro de cada litologia (Figura 3.22; Tabela 3.2). Porém associa-se valores altos de velocidade para carbonatos, valores médios para arenitos e folhelhos e valores baixos para folhelhos.

Figura 3.22 - As velocidades médias de litologias comuns comparadas. A quantidade considerável de sobreposição indica que a velocidade por si só é difícilmente diagnóstica sobre litologias (valores de profundidade típicos de poços de exploração petrolífera).



Fonte: Adaptado de Rider (2002).

Tabela 3.2 - Velocidades sônicas típicas de matriz (veja também figura 3.19).

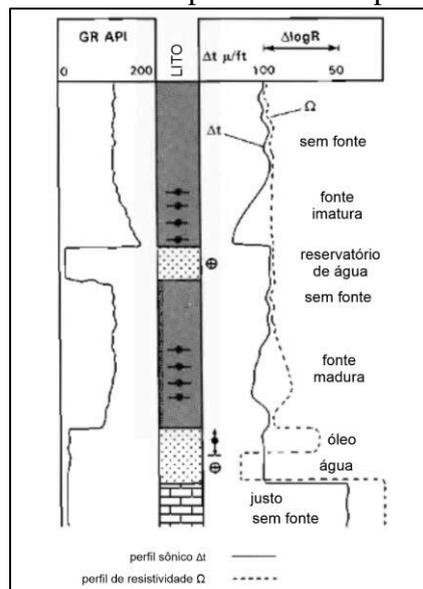
	$\Delta t_m$ ( $\mu$ /ft)	V(m/s)	V(ft/s)
Arenitos (compacto)	55.5–51	5490–5950	18,000–19,500
Quartzo	55.1	5530	18,150
Calcários	53–47.6	5800–7000	19,000–23,000
Calcita	46.5	6555	21,500
Dolomitas	45–38.5	6770–7925	22,200–26,000
Dolomita	40	7620	25,000
Folhelho	167–62.5	1600–5000	5000–16,000

Fonte: Adaptado de Schlumberger (1972); Serra (1979); Gearhart (1983); Rider (2002).

As velocidades das ondas sonoras no perfil sônico podem ser afetadas por danos mecânicos ou químicos ao redor do poço. A pequena profundidade de penetração das ondas sonoras na estrutura do poço é suscetível a essas mudanças. A perfuração pode causar danos na parede do poço, especialmente em folhelhos, de forma mecânica, por faturamento ou espalhamento. Os danos causados no poço pela perfuração podem ser químicos, pela reação da argila de perfuração com a formação geológica.

O perfil sônico não pode ser usado de forma isolada para indicar rochas reservatório. Contudo a presença de matéria orgânica, principalmente em folhelhos, diminui a velocidade das ondas sonoras na formação, quanto maior a quantidade de matéria orgânica. A combinação dos perfis sônico e de resistividade geram uma melhora na identificação de rochas reservatório (Figura 3.23).

Figura 3.23 - Representação esquemática do perfil sônico e de resistividade em intervalos de fonte, sem fonte e reservatório usando um perfil de sobreposição sônico e de resistividade.

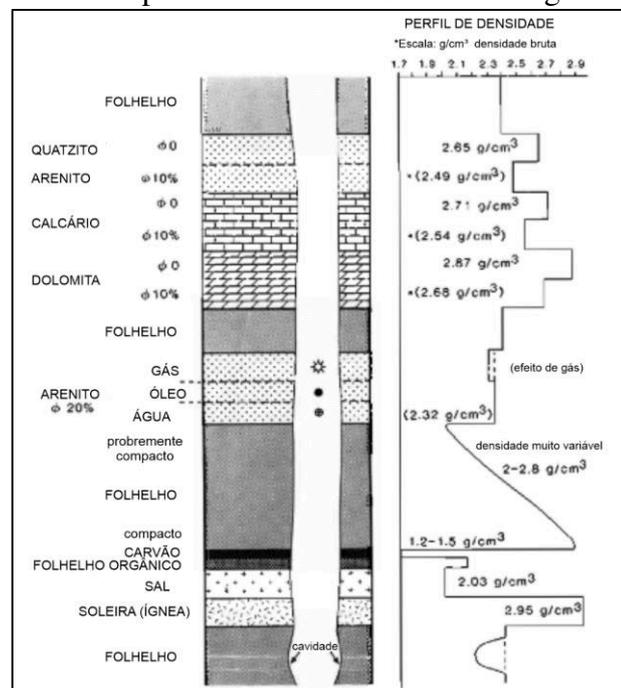


Fontes: Adaptado de Passey *et al.* (1990); Rider (2002).

### 3.5 PRINCÍPIOS DO PERFIL DE DENSIDADE

O perfil de densidade é um registro contínuo da densidade bruta da formação geológica. Isto é a densidade total da rocha incluindo a matriz sólida e fluidos presos em seus poros. Geologicamente, densidade bruta é a função da densidade dos minerais formadores da rocha (matriz) e o volume de fluidos que contém (porosidade) (Figura 3.24; RIDER, 2002). Por exemplo, um arenito sem porosidade apresenta uma densidade bruta de  $2,65 \text{ g/cm}^3$ , a densidade do quartzo puro. Porém com 10% de porosidade a densidade bruta do arenito é de  $2,49 \text{ g/cm}^3$ , sendo 90% grãos de quartzo (densidade  $2,65 \text{ g/cm}^3$ ) e 10% água (densidade  $1,0 \text{ g/cm}^3$ ).

Figura 3.24 - Perfil de densidade: algumas respostas típicas. O perfil de densidade apresenta a densidade bruta. \*densidade e porosidade com densidade da água de formação  $1,0 \text{ g/cm}^3$ .



Fonte: Adaptado de Rider (2002).

Os usos principais do perfil de densidade são a indicação de litologias, indicação de certos minerais e conteúdo de matéria orgânica em rochas reservatório.

A técnica de medição do perfil de densidade é o bombardeamento de radiação gama em raios de energia média a alta ( $0,2 - 2,0 \text{ MeV}$ ) concentrados na formação geológica para medir a atenuação entre a fonte da ferramenta e os detectores (SERRA, 1984; RODRIGUES, 2015). Esta atenuação (Espalhamento Compton, veja seção 3.2) é a função do número de elétrons que a formação contém, também denominada de densidade de elétrons ( $\text{elétrons/cm}^3$ ). Esta densidade de elétrons é intimamente relacionada com a densidade da formação ( $\text{g/cm}^3$ ).

Em formações densas, a atenuação por Espalhamento Compton é extrema e poucos raios gama são detectados pela ferramenta. Enquanto em formações menos densas a quantidade de raios gama detectados é maior. A relação entre os valores de contagens por segundo dos raios gama e a densidade é exponencial, com um intervalo médio de 2.0 a 3.0 g/cm<sup>3</sup>. Apesar da densidade de elétrons detectadas pela ferramenta e a densidade real da formação serem quase idênticas, existe algumas diferenças quando a água (hidrogênio) é envolvida (RIDER, 2002).

As ferramentas padrão de perfis de densidade apresentam uma fonte concentrada de raios gama e dois detectores, um proximal e outro distal, possibilitando a compensação de efeitos do poço. A resposta do detector proximal é essencialmente devido a influências do poço que, quando removidas do detector distal melhoram a resposta proveniente da formação. Ferramentas mais atuais usam detectores de cintilação mais eficientes, conseguindo separar valores altos e baixos de energia de raios gama, possibilitando uma melhor avaliação dos efeitos do poço e uma medida mais precisa da densidade (ELLIS; SINGER, 2008).

O perfil de densidade é normalmente plotado em uma escala linear de densidade bruta entre 1.95 e 2.95 g/cm<sup>3</sup>.

Em profundidades rasas o perfil de densidade é suscetível a efeitos do poço, apesar das compensações e correções (SERRA, 1984). Portanto aconselha-se interpretar o perfil de densidade acompanhado a um perfil caliper correspondente.

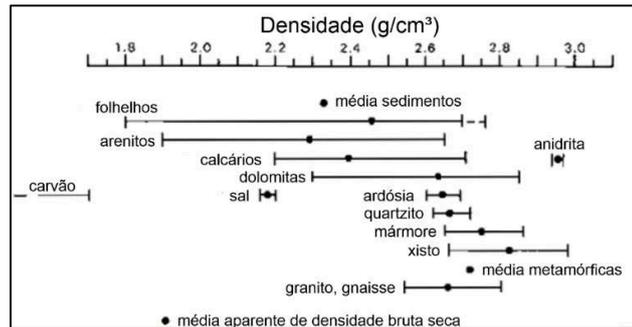
Os principais usos qualitativos do perfil de densidade são a identificação de litologias, composição de folhelhos e arenitos (SERRA, 1984; RIDER, 2002). As litologias comuns raramente são diagnósticas devido a sobreposição e espalhamento dos valores de densidade entre as mesmas, devido a diferenças de composição e textura (Tabela 3.3; Figura 3.25). Em geral reservatórios de hidrocarbonetos apresentam densidades medidas entre 2.0 g/cm<sup>3</sup> a 3.0 g/cm<sup>3</sup>. Apesar do perfil de densidade apresentar uma precária indicação de litologias, combinado com o perfil nêutron essa indicação se torna excelente.

Tabela 3.3 - Densidade de litologias comuns (veja também Figura 3.21).

Litologia	Alcance (g/cm <sup>3</sup> )	Matriz (g/cm <sup>3</sup> )
Folhelhos	1.8–2.75	Variada (av. 2.65–2.7)
Arenitos	1.9–2.65	2.65
Calcários	2.2–2.71	2.71
Dolomitas	2.3–2.87	2.87

Fonte: Adaptado de Rider (2002).

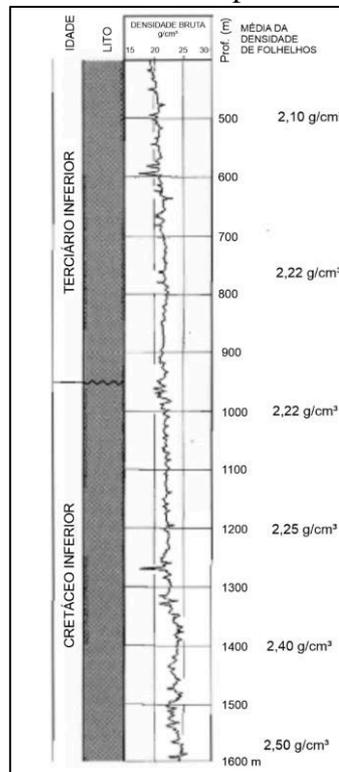
Figura 3.25 - Valores de densidade de algumas litologias comuns. Nota-se intervalos semelhantes entre os folhelhos, arenitos e carbonatos.



Fontes: Adaptado de Jackson e Talbot (1986); Rider (2002).

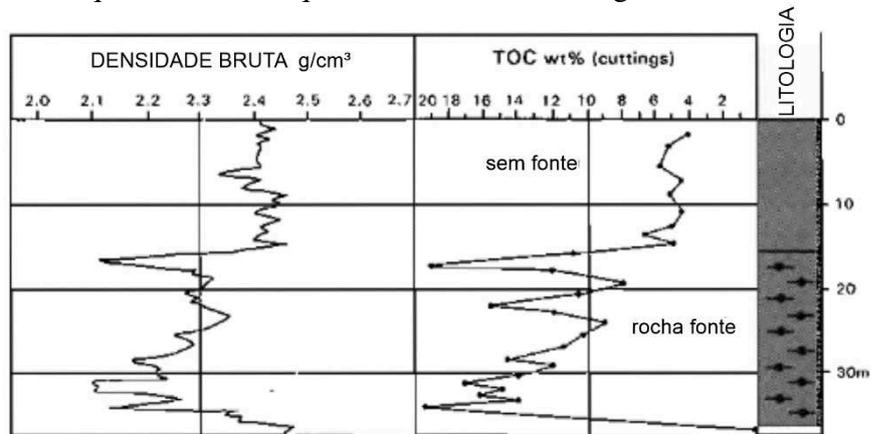
As mudanças na densidade de folhelhos devido a compactação são graduais (Figura 3.26), enquanto variações locais são influenciadas por mudanças na composição. Quando conteúdos de carbonato, por exemplo siderita, estão presentes, ocorre aumento na densidade do folhelho, pois a densidade da siderita é alta (quando pura,  $3,89 \text{ g/cm}^3$ ). No entanto quando matéria orgânica está presente, ocorre diminuição na densidade pois a densidade da matéria orgânica é baixa (em torno de  $1,2 \text{ g/cm}^3$ ) (Figura 3.27).

Figura 3.26 - Compactação de folhelho com profundidade em um perfil de densidade bruta em uma escala vertical comprimida (pequena).



Fonte: Adaptado de Rider (2002).

Figura 3.27 - O efeito da matéria orgânica no perfil de densidade. A relação pode ser quantificada, quando maior a quantidade de matéria orgânica, menor a densidade.



Fonte: Adaptado de Rider (2002).

Varição na densidade bruta em arenitos geralmente indica mudanças na porosidade. No entanto isto não se torna verdade com mudanças na densidade dos grãos. A densidade do quartzo puro é de  $2.65 \text{ g/cm}^3$ , mas na realidade areias puramente quartzíticas são raras. Em sua maioria a densidade de grão vai mudar dependendo de constituintes não quartzíticos. Areias são comumente misturadas com feldspatos (densidades entre  $2.52$  a  $2.63 \text{ g/cm}^3$ ), micas ( $2.65$  a  $3.1 \text{ g/cm}^3$ ) e fragmentos de rochas (densidades variadas). Mudanças na densidade de grãos em areias geralmente são graduais. Mudanças abruptas, especialmente em camadas homogêneas, indicam eventos diagenéticos ou secundários.

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Durante toda a pesquisa foram realizadas consultas em livros, teses e artigos científicos em assuntos como: 1) origem e evolução estratigráfica e tectônica da Bacia do Paraná; 2) perfis geofísicos de poço; 3) padrões geométricos em perfis de raios gama; e 4) *Multi Resolution Graph-Based Clustering* (MRGC);

### 4.2 TRATAMENTO, ANÁLISE DOS DADOS

Os dados usados nesse estudo foram obtidos em três poços 1HV-0001-SC, 3HV-0002-SC e 3MC-0003-SC disponibilizados pela ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis; Figura 4.1), apresentam curvas de perfil com dados de raios gama (GR), potencial espontâneo (SP), resistividade por indução profunda (RILD ou ILD), sônico (DLT ou DT) e densidade aparente (RHOB).

Além desses dados, fora criado a partir dos dados de caliper (CALI) a curva de “*badhole*” calculada pela extrapolação de 0,5 polegadas a partir do diâmetro do poço, gerando valores entre 0 ou 1. Caso o valor de CALI seja maior que o diâmetro do poço com uma margem de 0,5 polegadas, considera-se naquela profundidade um “*badhole*” atribuindo o valor 1, denotando uma instabilidade na estrutura do furo do poço. Outra curva criada, neste caso, a partir dos dados de GR fora a de volume de folhelho (VSH) cujas equações são:

$$GRI = \frac{GR - GR_{MA}}{GR_{SH} - GR_{MA}} \quad (4.1)$$

$$VSH_{GR} = \frac{2^{(GR_{EX} \times GRI)} - 1}{2^{GR_{EX}} - 1} \quad (4.2)$$

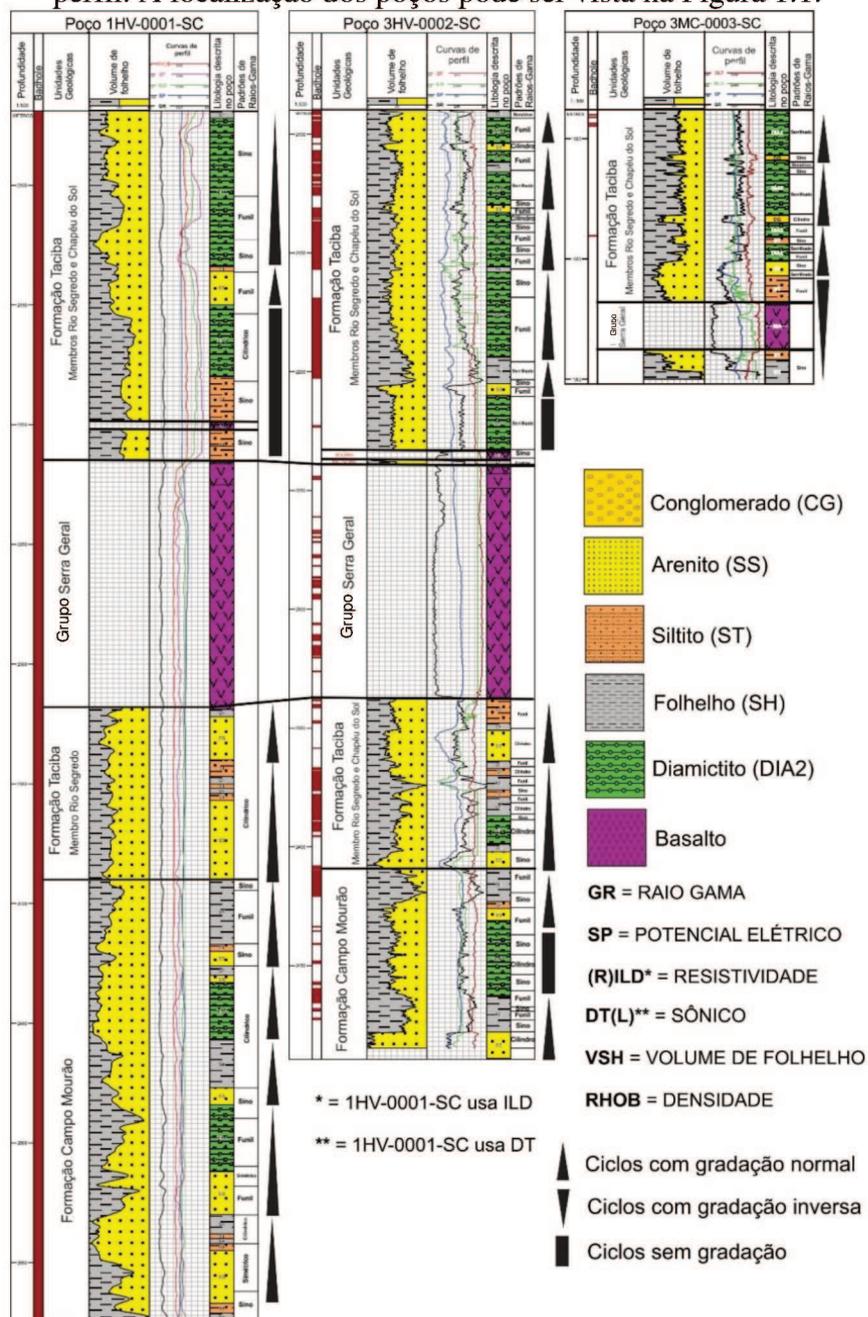
Onde :

<b>GR:</b>	<b>VALOR DE ENTRADA</b>
<b>GR_MA:</b>	Valor mínimo de gama
<b>GR_SH:</b>	Valor máximo de gama
<b>GR_EX:</b>	Expoente gama (método linear)
<b>GRI:</b>	Índice gama linear
<b>VSH_GR:</b>	Valor computado

Por fim, transformando a variável VSH\_GR em VSH pela delimitação dos valores de 0 a 1, indicando maior volume de folhelho quanto mais perto de 1.

Com todos os dados pôde-se gerar modelos para predição de litofácies, dos quais foram chamados de “Modelos” ou pseudo-poços. Esses modelos foram construídos usando o *software* Geolog® Facimage, que é uma ferramenta do Geolog dedicada para a modelagem de eletrofácies. Foi possível a análise por agrupamento (*clusters*) chamada de *Multi Resolution Graph-Based Clustering* (MRGC; YE; RABILLER 2005) que é traduzida livremente como “agrupamento de múltiplas resoluções baseadas em gráfico”.

Figura 4.1 - Poços utilizados na pesquisa de onde foram empregados os dados de curvas de perfil. A localização dos poços pode ser vista na Figura 1.1.



Fonte: Do autor (2021).

O MRGC envolve o uso de algoritmos de agrupamento para separar um conjunto de dados dos perfis em eletrofácies, definidas como “um conjunto de respostas dos perfis que caracterizam um sedimento e permitem que seja distinguido de outro” (SERRA; ABBOT, 1982). Estas eletrofácies podem ser apresentadas como perfis litológicos inferidos podendo auxiliar em correlações ou estratigrafia de sequência (YE; RABILLER, 2005). Os modelos, ou pseudo-poços, foram treinados com dados de perfis GR, SP, RILD ou ILD, DLT ou DT, RHOB e a curva VSH para cada um dos três poços. Os dados de RHOB só aparecem no poço 1HV-0001-SC.

Os modelos (pseudo-poços) foram gerados com diferentes combinações de dados de perfis conforme a tabela 4.1 apresentando cerca de cinco *clusters* em média por combinação. Usando a correlação com a litologia de forma satisfatória como parâmetro, foram escolhidos três pares de *clusters* principais para cada poço, formando os três pares de modelos. Dentre os intervalos geológicos, somente as formações Taciba e Campo Mourão foram consideradas, excluindo o Grupo Serra Geral. No poço 3HV-0002-SC foram gerados três pares de modelos para a Formação Taciba e Formação Campo Mourão, separadamente.

Cada par é constituído por um grupo de *clusters* de eletrofácies distintas associado à litologia, ou seja, obrigado a se organizar em um grupo de eletrofácies determinadas pela litologia de cada poço (litofácies) e outro grupo de *clusters* sem associação alguma, que apresenta todas as eletrofácies distintas geradas (DOS PASSOS *et al.*, 2020).

Após a escolha dos três principais pares para cada poço, foram gerados *crossplots* relacionando cada perfil (p.e. GR vs SP), utilizado no treinamento do modelo para determinação de qual relação melhor separou e identificou eletrofácies diferentes.

A identificação de padrões de raios gama (funil, sino, cilindro, serrilhado e simétrico) foi realizada utilizando os métodos de Serra e Sulpice (1975), Rider (1990) e Nazeer, Abbasi e Solangi (2016).

Quadro 4.1 - Total de combinações de clusters gerados nos três poços estudados. (X: indica rejeição do modelo por não apresentar grande correlação com a litologia; \* = indica correlação satisfatória do modelo gerado com a litologia; e n= indica impossibilidade de gerar o modelo no poço.

Modelos	1HV-0001-SC	3HV-0002-SC	3MC-0003-SC
GR, SP e RILD	X	*	*
GR, SP, RILD e DLT	*	*	*
GR, SP, RILD e VSH	*	*	*
GR, SP, RILD, DLT e VSH	X	X	X
GR, SP, RILD e RHOB	X	n	n
GR, SP, RILD, DLT e RHOB	*	n	n
GR, SP, RILD, VSH e RHOB	X	n	n
GR, SP, RILD, DLT, VSH e RHOB	X	n	n
GR, SP e RILD (dados de 2 poços)	n	X	X

Ver legenda das siglas na figura 4.1

Fonte: Do autor (2021).

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 5.1 OS MODELOS DE PSEUDO-POÇOS

Os modelos de pseudo-poços (A1, B2 e C3) gerados para cada poço, são apresentados nas figuras 5.1, 5.3 e 5.7. Esses modelos foram produzidos a partir da combinação dos dados de litofácies (A, B e C) e eletrofácies (1, 2 e 3). Na tabela 5.1 são listadas as quantidades de eletrofácies geradas para cada pseudo-poço durante a etapa de ‘clusterização’. Os *crossplots* (Figura 5.2, 5.5, 5.6 e 5.9) apresentam a taxa amostral dos dados e classificação das diferentes litofácies e eletrofácies. Na discussão dos dados são considerados os trabalhos de Rider (1990, 2002), Ye e Rabiller (2000), Ellis e Singer (2008), Sutadiwiryia *et al.* (2008), Abrar (2011), Pabakhsh *et al.* (2012), Nazeer, Abbasi e Solangi (2016), Tian *et al.* (2016), Dos Passos *et al.* (2020), Woo *et al.* (2020) e Wu *et al.* (2020).

Tabela 5.1 - Quadro dos modelos de pseudo-poços e eletrofácies gerados automaticamente para os poços 1HV-0001-SC, 3HV-0002-SC e 3MC-0003-SC. (TA: Formação Taciba; e CM: Formação Campo Mourão).

Modelos	1HV-0001-SC			3HV-0002-SC			3MC-0003-SC		
	A1	B2	C3	A1	B2	C3	A1	B2	C3
<b>Eletrofácies</b>	17-17	16-16	9-13	24(TA), 21(CM) - 5(TA), 7(CM)	16(TA), 22(CM) - 10(TA), 6(CM)	26(TA), 17(CM) - 6(TA), 7(CM)	7-7	20-6	6-6

Fonte: Do autor (2021).

## 5.2 POÇO 1HV-0001-SC

No poço 1HV-0001-SC foram gerados três modelos de pseudo-poços que constituem A1, B2 e C3 (Figura 5.1), acompanhados pelos seus respectivos *crossplots* (Figura 5.2). Na figura 5.1 são apresentados os dados de curva “*badhole*”, intervalos geológicos, curva VSH, curvas de perfil, litologia, padrões de gamafácies e pseudo-poços.

A heterogeneidade dos dados da curva de perfil VSH varia ao longo do poço, mais homogênea nos intervalos de espessas camadas de arenito. Os intervalos com maior argilosidade em todas as litologias apresentam correlação com padrões de sucessão das camadas cujo ciclos deposicionais possuem diferentes espessuras, mostrando uma ciclicidade que reflete as mudanças nos processos de transporte e deposição dos estratos e, portanto, na dinâmica sedimentar da bacia.

As unidades estratigráficas presentes nesse poço compreendem as formações Taciba, Campo Mourão e o Grupo Serra Geral. A Formação Taciba compreende o maior intervalo do poço (~ 300 m) com extratos característicos dos membros Rio Segredo e Chapéu do Sol; a Formação Campo Mourão possui espessura de aproximadamente 170 m.

Os arenitos constituem intervalos estratigráficos com espessuras que variam de 2,5 a 70 m. Os maiores volumes de arenito ocorrem nas porções inferiores tanto da Formação Taciba, quanto da Formação Campo Mourão. Por outro lado, os intervalos com diamictito variam de 24 a 105 m e ocorrem na porção superior da Formação Taciba e porção intermediária do intervalo correspondente à Formação Campo Mourão. Os intervalos com folhelho são mais representativos da Formação Campo Mourão e compreendem espessuras que variam entre 2 a 28 m. As camadas de siltito compreendem espessuras que variam de 2 a 20 m e ocorrem em ambas formações. O diabásio compreende um intervalo de aproximadamente 100 metros, que constitui uma soleira do Grupo Serra Geral.

Este poço apresenta uma dificuldade na leitura de padrões de raios gama, sendo necessário mudar a escala de 1:500 para 1:5000 para visualizá-los. Analisando o poço na figura 4.1 construiu-se a tabela 5.2 ressaltando a porcentagem de acerto dos padrões em correlação com a litologia e mudanças na granulometria (NAZEER; ABBASI; SOLANGI, 2016).



Tabela 5.2 - Porcentagem de acerto dos padrões de raios gama em correlação com a litologia e mudanças na granulometria do poço 1HV-0001-SC.

	Porcentagem de acerto	Número de padrões
Sino	37,50 % (3)	8
Funil	20,00 % (1)	5
Cilindro	75 %* (3)	4
Simétrico	50 % (1)	2
Serrilhado	-	-

\*Em alguns casos apresenta intercalações

Fonte: Do autor (2021)

Observando as porcentagens percebe-se que os padrões não conseguiram boas correlações com a litologia e granulometria. Certamente uma das causas é a dificuldade de identificá-los em escalas menores. Outro problema é a diferença de escala entre os padrões e a litologia, levando a entender que padrões dentro de uma mesma litologia poderiam estar descrevendo mudanças mais sutis influenciadas pela composição e textura da rocha (RIDER, 1990, ELLIS; SINGER, 2008). A curva VSH auxilia no entendimento de alguns padrões descrevendo variações na argilosidade em arenitos e diamictitos, por exemplo o padrão simétrico na parte inferior do poço. Em várias situações o padrão em funil e sino demonstram um comportamento invertido, principalmente em diamictitos, possivelmente devido à grande variação na textura que esse tipo de rocha apresenta.

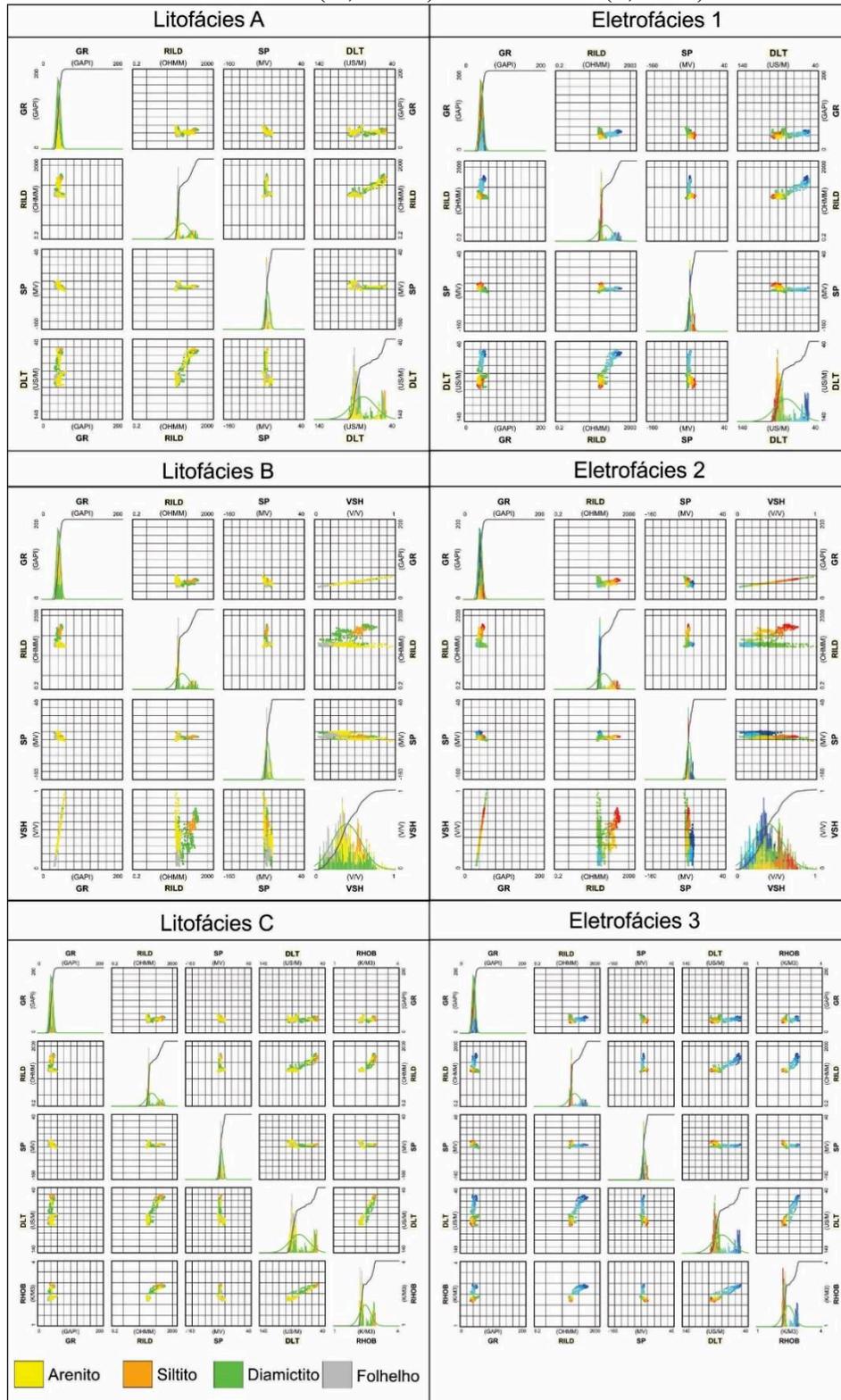
Os modelos de pseudo-poços de litofácies A, B e C diferenciam camadas de arenito, diamictito e folhelho; as camadas de siltito foram detectadas apenas na parte superior desse poço. As eletrofácies 1, 2 e 3 mostram padrão com pouca correlação com os dados geológicos reais do poço. Comparando as litofáceis reais com os três modelos de pseudo-poços, observa-se uma maior correlação do modelo A1 para o modelo C3, cuja única diferença é a presença do perfil RHOB no modelo C3. O modelo B2 não apresentou resultados consistentes, com inconsistências muito significativas na interpretação de camadas de arenitos e diamictitos. Portanto, o modelo C3 foi o que apresentou melhor correlação com os padrões litológicos reais do poço, apresentando maior qualidade na interpretação automática dos dados.

Cada modelo de pseudo-poço possui *crossplots* referentes às litofácies e eletrofácies (Figura 5.2). Entre os pares apresentados, o que melhor classificou diferentes fácies correlacionando com a litologia foi a relação RILD vs VSH para o modelo B2. Apesar do modelo C3 representar melhor as litologias quando ilustrado em perfil, nas amostragens em *crossplot* isso não acontece. O *crossplot* RILD vs VSH apresentou resultados mais consistentes

devido a melhor seleção das litofácies e distribuição do número de amostras. A escolha dessa relação deve-se à curva VSH que, derivada do perfil GR, pode distinguir melhor as litofácies. O perfil RILD, responsável pela distribuição das amostras, apresenta valores mais resistivos na parte superior do poço, denotando mudanças de composição, textura e conteúdo areia/argila explicadas pelos ciclos de gradação e maior presença de diamictitos (ELLIS; SINGER, 2008).

Os comportamentos dos perfis DLT e RHOB na parte superior do poço são diferentes, provavelmente em função do menor tempo de resposta do perfil DLT em consequência da variação da razão areia/argila, dando uma interpretação de sucessões mais compactas (Figura 3.16). O aumento nos valores do perfil RHOB provavelmente indica mudança na composição das rochas, pois aparenta ser uma variação mais localizada (RIDER, 2002).

Figura 5.2 - Crossplots de agrupamentos para os dados das curvas perfis do poço 1HV-0001-SC. Litofácies (A, B e C) e eletrofácies (1, 2 e 3).



Fonte: Do autor (2021).

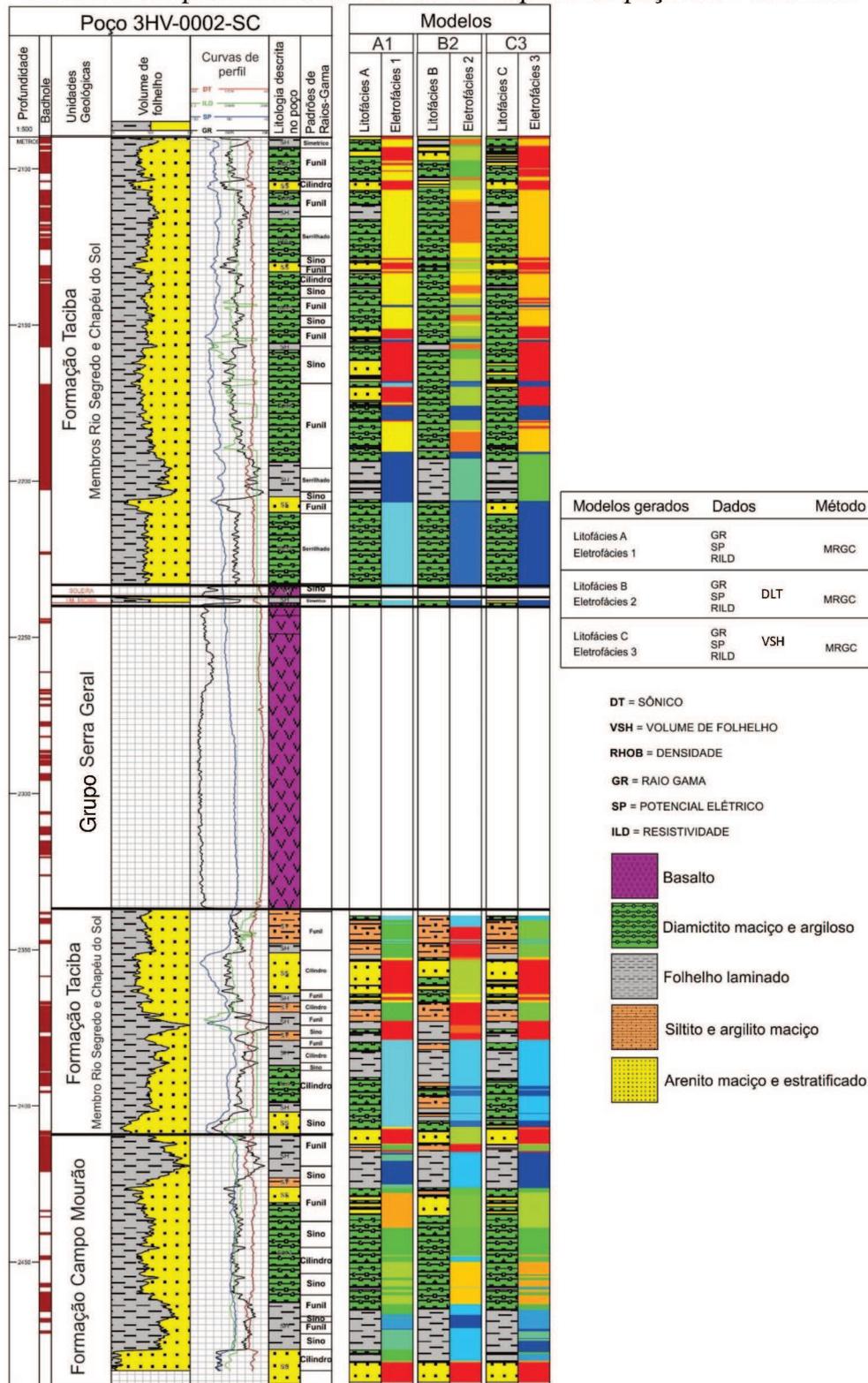
### 5.3 POÇO 3HV-0002-SC

Para o poço 3HV-0002-SC foram gerados três modelos de pseudo-poços (A1, B2 e C3; Figura 5.3) e seus respectivos *crossplots* (Figuras 5.5 e 5.6) para os intervalos da Formação Taciba e Formação Campo Mourão.

Os dados da curva de perfil VSH são homogêneos na parte superior do poço, onde predominam espessas camadas de diamictito. Em sua parte inferior, domina um padrão mais heterogêneo, dada a presença de intercalações de camadas de folhelhos. Os intervalos com maior argilosidade ao longo do poço, com exceção do diamictito, apresentam correlação com padrões de sucessão das camadas que mostram ciclos deposicionais com diferentes espessuras.

O intervalo com diabásio (~ 100 m de espessura) configura uma soleira do Grupo Serra Geral que se intercala com camadas de folhelhos; arenito contém camadas de aprox. 2,5 a 14 m de espessura, das quais a Formação Taciba é mais representativa apresentando camadas de 14 a 34 m, menos espessas na parte superior do poço e mais espessas na parte inferior. Por outro lado, a Formação Campo Mourão tem pouca representatividade nesse poço, onde as camadas de siltito têm de 2 a 10 m de espessura. A Formação Taciba é representada por diamictito com camadas de 12 a 240 m de espessura, com intercalações de arenitos e folhelhos. De modo geral, os diamictitos são bem representados em ambas formações; na parte inferior do poço os folhelhos compreendem camadas de 2 a 14 m.

Figura 5.3 - Modelos de pseudo-poços (A1, B2 e C3) gerados pela combinação das fácies e eletrofácies a partir dos dados de curvas de perfil do poço 3HV-0002-SC.



Fonte: Do autor (2021).

Analisando o poço na figura 4.1 construiu-se a tabela 5.3 ressaltando a porcentagem de acerto dos padrões correlacionando com a litologia e mudanças na granulometria (NAZEER; ABBASI; SOLANGI, 2016).

Tabela 5.3 - Porcentagem de acerto dos padrões de raios gama em correlação com a litologia e mudanças na granulometria do poço 3HV-0002-SC.

	Porcentagem de acerto	Número de padrões
Sino	50,00%* (7)	14
Funil	73,00% (11)	15
Cilindro	87,50% (7)	8
Simétrico	0% (0)	2
Serrilhado	100%* (3)	3

\*exceções ou dúvidas (*ver texto*)

Fonte: Do autor (2021).

No geral, os dados de porcentagens mostram que os padrões apresentam boas correlações com a litologia. Na figura 4.1 nota-se boa correlação com os ciclos de deposição na parte inferior do poço, enquanto na parte superior as relações não ficam tão nítidas. Tal diferença deve-se pela grande extensão de diamictitos que devido suas variações na textura e composição da rocha dificultam a delimitação das litologias no perfil gama, levando a interpretações errôneas (RIDER, 1990).

O padrão em sino localizado na parte superior da soleira em correlação com diabásio pode ser interpretado como ruído ou sinal remanescente das camadas vizinhas.

As camadas descritas com padrões simétricos, ambas correlacionadas a camadas de folhelho, apresentam um caráter maior de pico de argilosidade que de um padrão simétrico em si. Essa situação pode ser comprovada pela curva VSH cuja descreve um aumento na razão argila/areia nesses intervalos.

De acordo com Nazeer, Abbasi e Solangi (2016), padrões serrilhados indicam intercalações de litologias distintas (p.e. areia e argila). Por outro lado, nesse poço, os padrões serrilhados ocorrem especialmente nos intervalos dos diamictitos, sugerindo que essas rochas apresentam importantes variações texturais e composicionais, que poderia induzir à interpretação equivocada de padrões que pudessem ser associados a heterolitos, por exemplo.

Os pseudo-poços A, B e C da Formação Taciba conseguem identificar todas as litologias, porém com mais dificuldades em arenito, diamictito e siltito. As eletrofácies dessa nessa formação (1, 2 e 3) mostram padrão litofaciológico com pouca correspondência com os

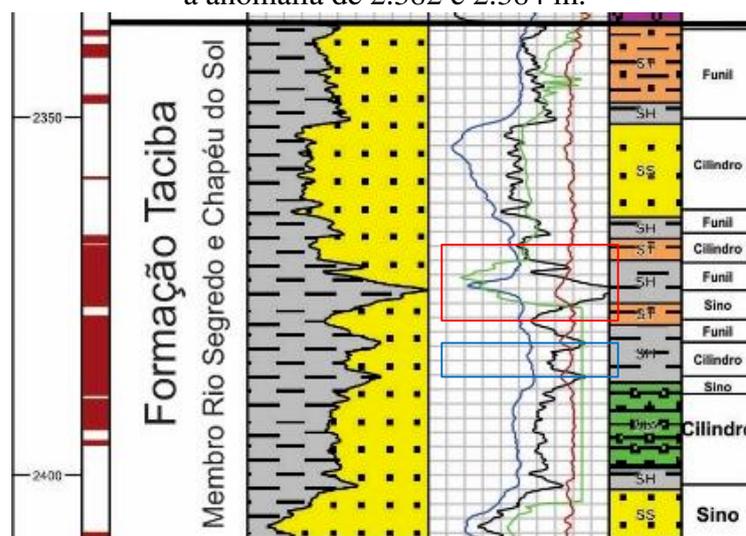
dados geológicos reais do poço. Nos pseudo-poços A, B e C da Formação Taciba foram bem definidas camadas de arenito, diamictito e folhelho, e pouca eficiência na identificação das camadas de siltito. As eletrofácies 1, 2 e 3 permitiram gerar padrão com baixa correlação com os dados geológicos reais do poço, com exceção da eletrofície 2.

Comparando as litofácies dos três modelos de pseudo-poços na Formação Taciba, percebe-se uma grande semelhança entre os modelos A1 e C3 cuja única diferença é a melhor interpretação de arenitos e diamictitos na parte superior do poço. O modelo B2 apesar de uma interpretação razoável, com pequenos problemas na interpretação de arenitos e diamictitos. Por fim o modelo C3 foi escolhido como o que apresentou a melhor correlação com os padrões litológicos do poço, apresentando maior qualidade na interpretação automática dos dados.

Na Formação Campo Mourão os modelos de pseudo-poços são muito semelhantes. Há diferenças sutis entre os modelos A1 e C3 e uma melhor interpretação da litologia no modelo B2, que apresentou uma melhor correlação e maior qualidade na interpretação automática dos padrões litológicos reais do poço.

O perfil GR na porção inferior do poço apresenta valores muito parecidos entre as litologias da Formação Campo Mourão, como na Formação Taciba. Foram identificadas duas anomalias (Figura 5.4) nas camadas de folhelho da Formação Taciba: uma entre as profundidades de 2.382 e 2.384 m, interpretada como uma seção mais arenosa; outra a 2.374 m.

Figura 5.4 – Seção do poço 3HV-0002-SC ilustrando anomalias em perfis geofísicos. Área destacada em vermelho representa a anomalia de 2.374 m; Área destacada em azul representa a anomalia de 2.382 e 2.384 m.



Fonte: Do autor (2021)

O perfil SP na parte inferior do poço apresenta pequenas deflexões ao longo da Formação Campo Mourão. A falta de deflexão em uma camada de arenito em aprox. 2430 m de profundidade em relação as outras camadas ao longo do poço, sugere uma camada menos permeável. Seguindo para a Formação Taciba as respostas do perfil são normais, presenciando também a anomalia a aprox. 2374 m em uma camada de folhelho. Na parte superior do poço as leituras permanecem dentro dos valores esperados para cada litologia.

O perfil RILD na parte inferior do poço descreve homogeneidade nos valores (~ 1200 ohmm) em todo intervalo da Formação Campo Mourão. Apresenta uma resposta maior de resistividade (~ 1400 ohmm) em uma camada de arenito a aproximadamente 2.430 m de profundidade, interpretada por diminuição na porosidade. Ainda na parte inferior do poço, onde ocorre estratos da Formação Taciba, o comportamento do perfil RILD nos arenitos é característico de arenitos compactos. No entanto, as camadas de siltito, diamictito e folhelho apresentam valores muito altos de resistividade, que sugere camadas com maior conteúdo de matéria orgânica ou presença de hidrocarbonetos (gás). Na parte superior do poço as camadas de arenito, folhelho e principalmente diamictito apresentam valores altos de RILD, com certa variação nos diamictitos, intercalando com a mesma homogeneidade da parte inferior. Uma camada de folhelho de 2 m apresenta valores baixos de resistividade (~ 800 ohmm), que sugerem a presença de matéria orgânica.

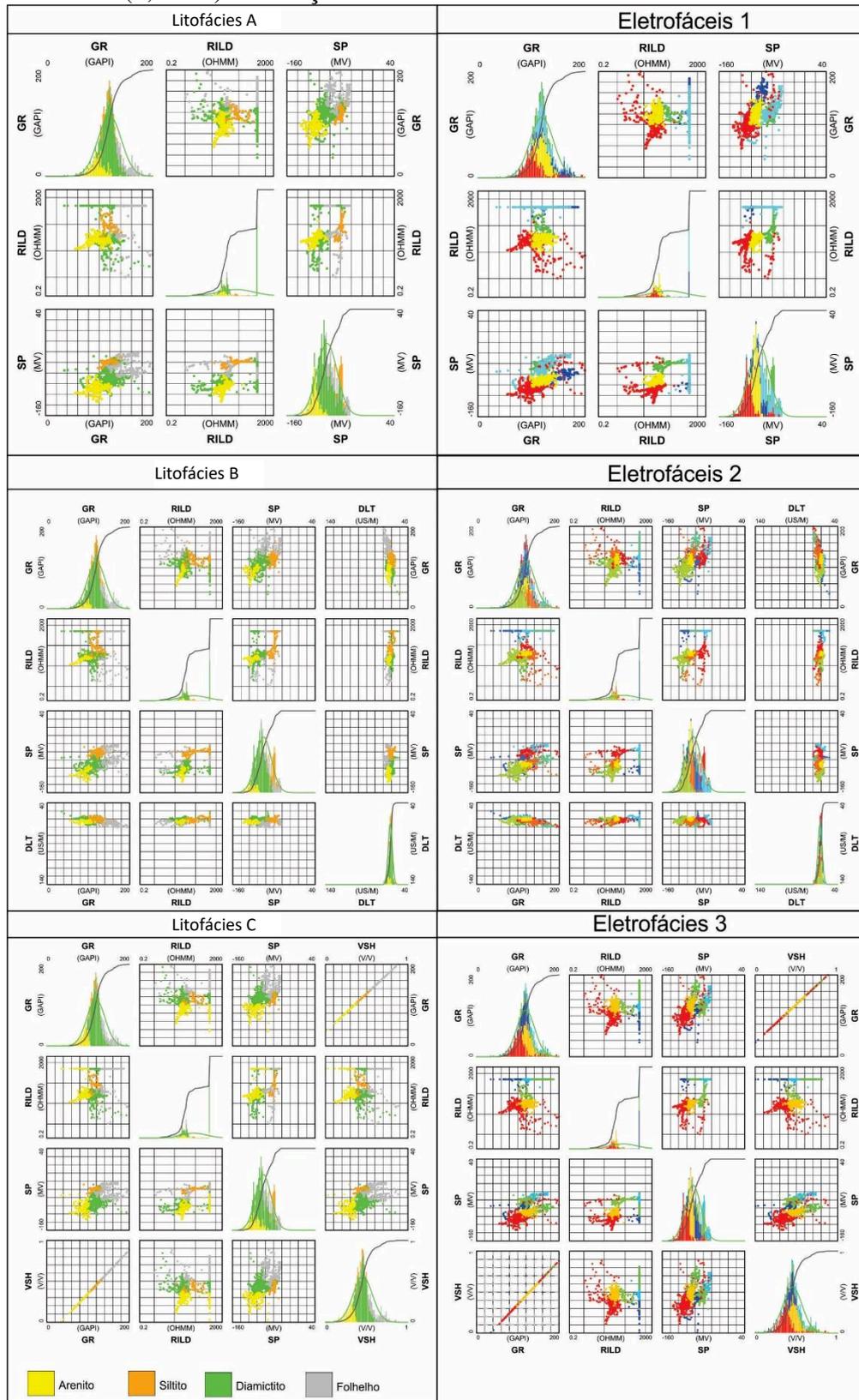
O perfil DLT na parte inferior do poço na Formação Campo Mourão apresenta valores menores em arenitos e maiores em folhelhos, interpretando camadas de arenitos mais compactas que as camadas de folhelho. Diamictitos e siltitos seguem respostas homogêneas (~ 60  $\mu\text{s/m}$ ). Continuando na parte inferior do poço, agora na Formação Taciba, os valores permanecem homogêneos em sua maioria, apresentando uma certa sequência de valores maiores em camadas de folhelho e siltito no intervalo entre aprox. 2.372 e 2.354 m de profundidade (~ 70 a 60  $\mu\text{s/m}$ ), podendo estar relacionado a presença de matéria orgânica ou aumento na porosidade das rochas. Na parte superior do poço o perfil segue bem homogêneo com as mesmas variações nas litologias, exceção de uma camada de arenito (aprox. 2106 m de profundidade) com valores maiores, indicando uma camada menos compacta.

A anomalia na profundidade de 2374 m se encontra na Formação Taciba na parte inferior do poço localizada em uma camada de folhelho (Figura 5.4). Apresenta valores altos de radioatividade (perfil GR; maiores que 200 GAPI), deflexão negativa do perfil SP, baixa resistividade (perfil RILD; 400 ohmm) e pequeno aumento nos valores do perfil DLT (~ 70  $\mu\text{s/m}$ ). Os valores do perfil GR podem ser interpretados pela presença de folhelhos negros ou

mudanças na composição da rocha ou, ainda, aumento no conteúdo matéria orgânica. Os valores do perfil SP indicam aumento da permeabilidade e no potencial de difusão na rocha. Os dados de RILD sugerem infiltração de fluido condutor (p.e. água muito salina), presença de matéria orgânica ou maior porosidade. Os dados do perfil DLT apontam leve descompressão da camada favorecida pelo aumento no conteúdo de matéria orgânica ou maior porosidade. Por isso, essa anomalia pode ser atribuída à presença de quantidades expressivas de matéria orgânica (provavelmente folhelhos negros) e maior porosidade/permeabilidade (RIDER, 2002; ELLIS; SINGER, 2008).

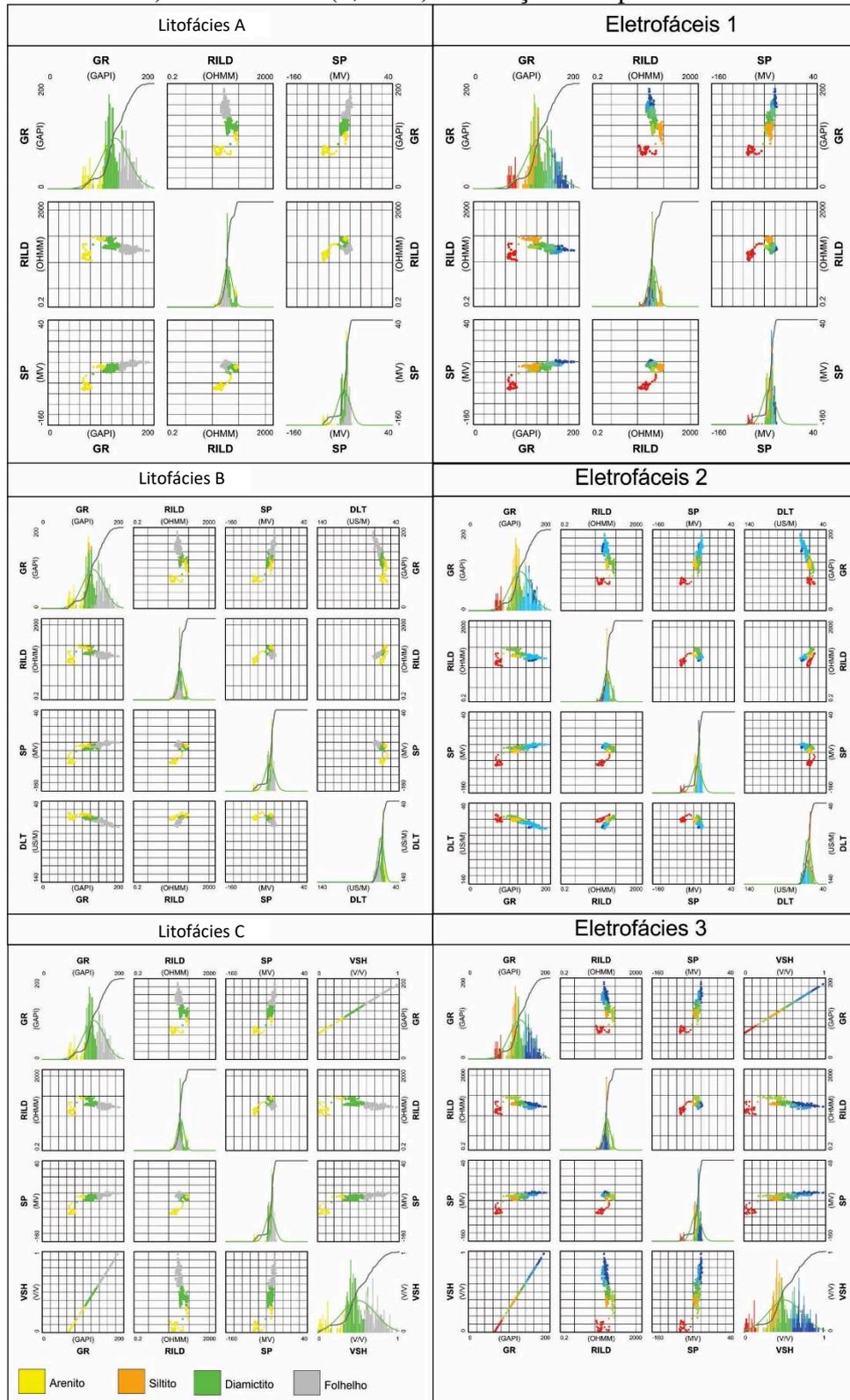
Cada modelo de pseudo-poço apresenta *crossplots* referentes as suas litofácies e eletrofácies (Figuras 5.5 e 5.6). O *crossplot* GR vs SP do modelo B2 foi o que melhor conseguiu classificar as diferentes fácies entre as formações. Esse *crossplot* pode ser considerado o mais eficiente para interpretação das litofácies e avaliar a distribuição do número de amostras.

Figura 5.5 - Crossplot com os dados de curvas perfil do poço 3HV-0002-SC. Litofácies (A, B e C) e eletrofácies (1, 2 e 3). Formação Taciba.



Fonte: Do autor (2021).

Figura 5.6 - Crossplot com os dados de curvas perfil do poço 3HV-0002-SC. Litofácies (A, B e C) e eletrofácies (1, 2 e 3). Formação Campo Mourão.



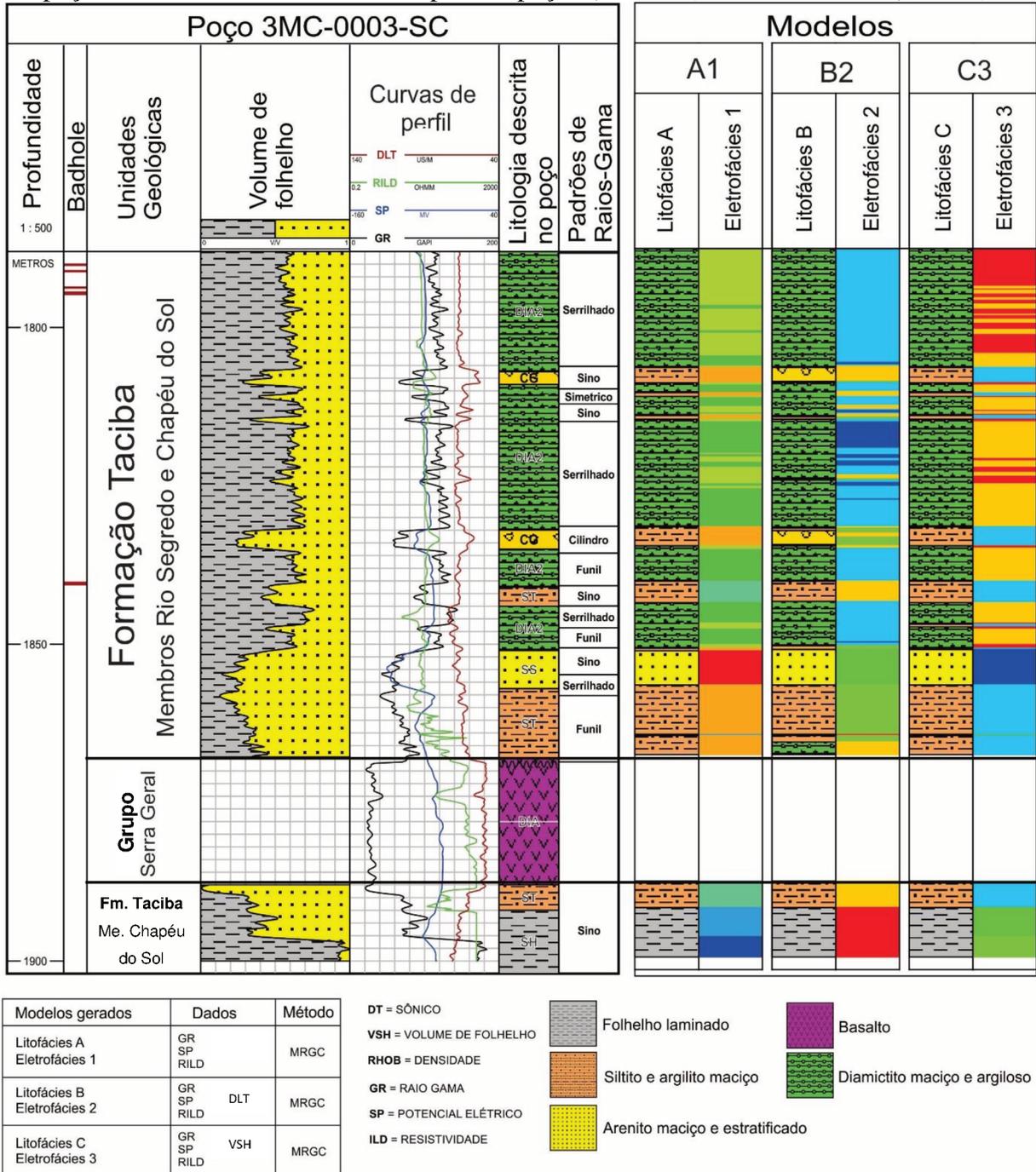
Fonte: Do autor (2021).

#### 5.4 POÇO 3MC-0003-SC

No poço 3MC-0003-SC compreende um intervalo de mais de 100 metros da Formação Taciba que inclui diamictito, siltito, arenito e conglomerado, além de 20 m de espessura de uma soleira de diabásio do Grupo Serra Geral (Figura 5.7). Foram gerados três modelos de pseudo-poços A1, B2 e C3 e seus respectivos *crossplots* para esse poço (Figuras 5.9).

Os dados da curva VSH (volume de folhelho) mostram expressiva variação ao longo do poço, indicando forte heterogeneidade litofaciológica. Intervalos com baixa argilosidade são representados pelos conglomerados e arenitos. As camadas de conglomerado (2 e 2,5 m de espessura) ocorrem intercalados aos diamictitos e apresentam valores mais baixos de GR (~ 60 GAPI) com relação a tendência nos diamictitos (~ 120 GAPI). Nesse poço é registrado apenas uma camada de arenito com aproximadamente 6 m de espessura. Essa camada apresenta um padrão de raios gama em forma de sino, que indica diminuição dos grãos para o topo da camada (típico de canais). As camadas de siltito possuem aproximadamente 2 e 12 m e apresentam padrão de raios gama em sino, indicando granodecrescência ascendente da fácies. As camadas de diamictito compreendem uma sucessão de mais de 62 m de espessura onde os padrões de raios gama são tipicamente cilíndricos a serrilhados.

Figura 5.7 - Modelos de pseudo-poços (A1, B2 e C3) gerados a partir das curvas do perfil do poço 3MC-0003-SC. Litofácies do pseudo-poços (A, B e C) e as eletrofácies (1, 2 e 3).



Fonte: Do autor (2021).

Analisando o poço na figura 4.1 construiu-se a tabela 5.4 ressaltando a porcentagem de acerto dos padrões correlacionando com a litologia e mudanças na granulometria (NAZEER; ABBASI; SOLANGI, 2016).

Tabela 5.4 - Porcentagem de acerto dos padrões de raios gama em correlação com a litologia e mudanças na granulometria do poço 3MC-0003-SC.

	Porcentagem de acerto	Número de padrões
Sino	20,00% (1)	5
Funil	0% (0)	3
Cilindro	100% (1)	1
Simétrico	100%* (1)	1
Serrilhado	100%* (4)	4

\*exceções ou dúvidas (*ver texto*)

Fonte: Do autor (2021).

Observando as porcentagens percebe-se que os padrões conseguiram boas correlações com a litologia e granulometria, com exceção dos padrões em sino e funil. O poço não apresenta uma grande quantidade de amostras (padrões) podendo levar a uma interpretação superestimada da correlação dos padrões com os ciclos de deposição. Segundo Rider (1990) “quando o perfil gama se correlacionar com variações de tamanho de grão, então todas as condições necessárias para uma relação entre eles estão vistas”, e observando a figura 4.1 essa correlação é precária, caracterizando o uso dos padrões duvidoso para identificação de litologias. Segundo Nazeer, Abbasi e Solangi (2016) padrões simétricos e serrilhados apresentam mudanças na razão areia/argila. Isso pode ser observado nas camadas de diamictitos, onde os padrões simétricos e serrilhados denotam intercalações da razão areia/argila dentro da mesma litologia.

Os modelos de pseudo-poços A, B e C distinguem camadas de arenito, siltito, diamictito e folhelho; as camadas de conglomerado foram detectadas apenas no modelo B. As eletrofácies 1, 2 e 3 mostram um padrão litofaciológico com pouca correlação aos dados geológicos reais do poço. Comparando-se as litofáceis geradas nos de pseudo-poços A1, B2 e C3, pode-se observar que há uma grande semelhança entre os pseudo-poços A1 e C3, com pequenas diferenças na distinção entre as camadas de arenito e diamictito. O modelo B2 é o único a detectar as camadas de conglomerado, apresentando uma melhor correlação com os padrões litológicos reais do poço e, portanto, maior qualidade na interpretação automática dos dados.

Na porção inferior desse poço a curva de perfil GR apresenta respostas altas de folhelho (~ 180 GAPI), interpretadas como presença de matéria orgânica, seguida de valores baixos (~ 80 GAPI) que se estendem da camada de folhelho as camadas de siltito até a parte superior do poço, interpretados como aumento da razão areia/argila. Nas camadas de arenito e

conglomerado as respostas são normais, enquanto nos diamictitos variam devido a razão areia/argila.

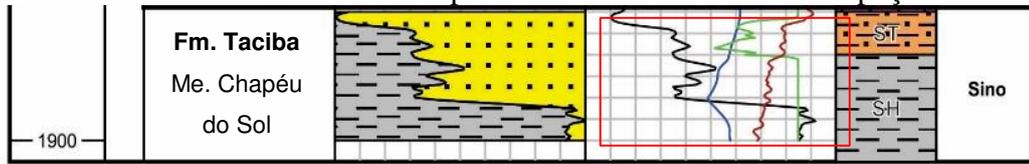
O perfil SP demonstra deflexões negativas na camada de folhelho e siltito indicando maior potencial de difusão ou maior permeabilidade. Na porção superior do poço, as camadas de diamictito não apresentam deflexões na curva do perfil. As camadas de arenito e conglomerado demonstram respostas normais de maior permeabilidade.

O perfil RILD na porção mais profunda do poço apresenta valores muito altos de resistividade, especialmente, na camada de folhelho, indicando um comportamento típico para rochas geradoras ou a presença de hidrocarbonetos (gás). Em direção ao topo da seção do poço, esse perfil apresenta pouca mudança que sugere uma tendência nos seus valores (~ 1000 ohmm). As camadas de siltito apresentam valores menores de resistividade (~ 800 ohmm), que indicam maior porosidade. A camada de arenito apresenta respostas constantes do perfil (~ 1000 ohmm), denotando uma camada compacta ou presença de hidrocarboneto (gás). As camadas de conglomerado apresentam valores ligeiramente maiores de resistividade em relação a tendência (~ 1200 ohmm), indicando rochas menos porosas. Nas camadas de diamictito há pouca variação no perfil de resistividade, apenas na profundidade de aprox. 1.846 m (~ 700 ohmm) que indica a presença de matéria orgânica ou maior porosidade.

O perfil DLT na porção inferior do poço apresenta valores gradativamente menores (~ 70 a 60  $\mu\text{s/m}$ ) das camadas de folhelho para a camada adjacente de siltito, que podem ser interpretados como indicativo de rochas geradoras. Na parte superior do poço os valores seguem uma tendência homogênea (~ 70  $\mu\text{s/m}$ ), com valores menores nas camadas de conglomerado (~ 55  $\mu\text{s/m}$ ) interpretando camadas mais compactas.

O intervalo com camada de folhelho (Figura 5.8) apresenta valores altos e baixos de GR (~ 180 e 80 GAPI, respectivamente), deflexão negativa do perfil SP, valores altos de RILD (~ 1700 ohmm) e valores gradativamente menores de DLT (~ 70 a 60  $\mu\text{s/m}$ ). Segundo Rider (2002) e Ellis e Singer (2008), tais características podem indicar a presença de rochas geradoras maduras ou folhelhos arenosos permeáveis e compactos. As camadas de conglomerado apresentam valores baixos de GR (60 GAPI), assim como pequena deflexão negativa de SP, um aumento sutil na resistividade (RILD; ~ 1200 ohmm) e valores baixos de DLT (~ 55  $\mu\text{s/m}$ ). Esses dados podem indicar condições de permeabilidade, ou sugerir redução na porosidade em função da compactação (RIDER, 2002).

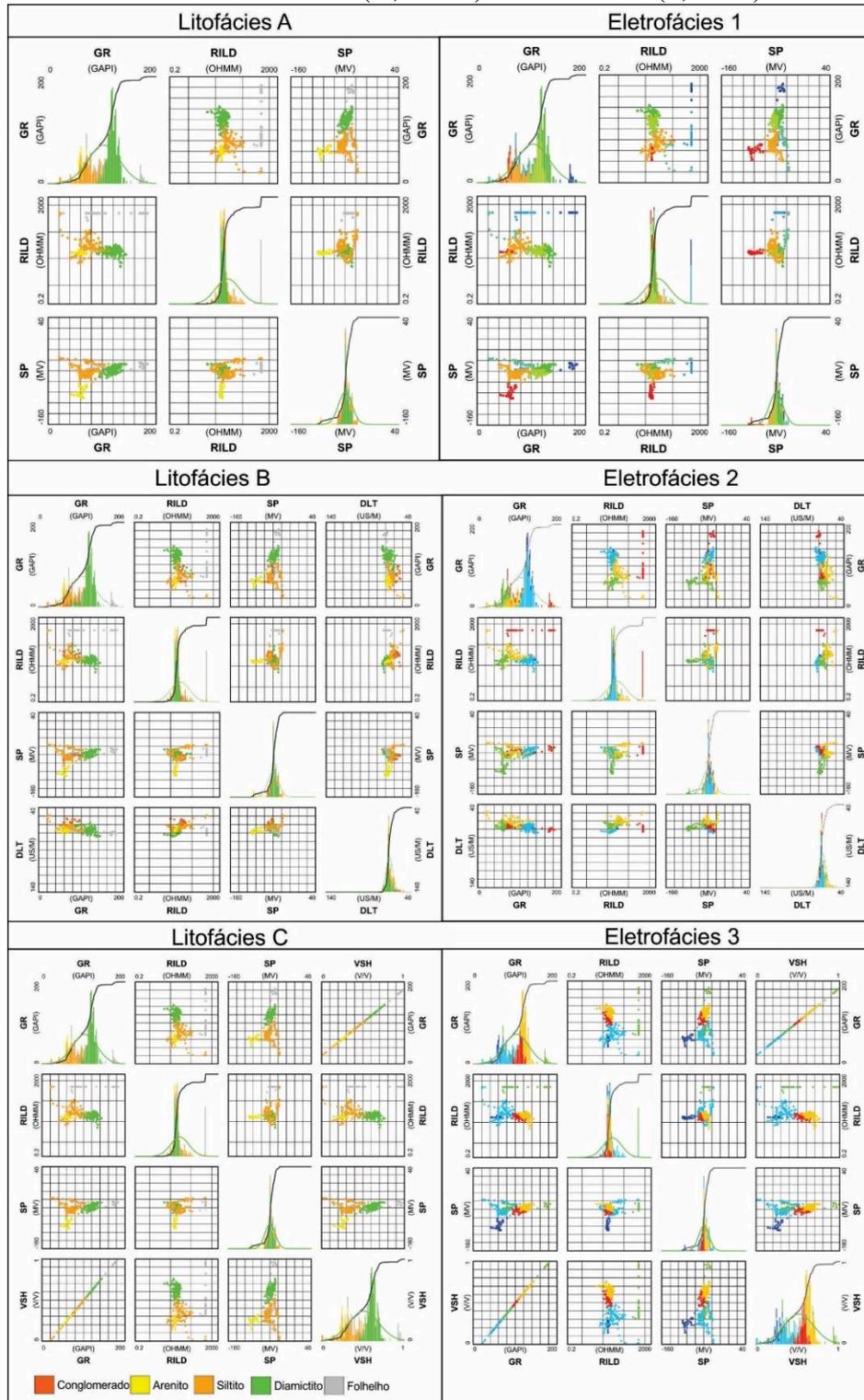
Figura 5.8 - Seção do poço 3MC-0003-SC ilustrando anomalias em perfis geofísicos. Área destacada em vermelho representa a anomalia na base do poço.



Fonte: Do autor (2021)

Os *crossplots* referentes as suas litofácies e eletrofácies dos modelos de pseudo-poços são apresentados na Figura 5.9. O *crossplot* GR vs DLT para o modelo B2 é o que melhor classificou as diferentes fácies e, portanto, é considerado satisfatório devido a melhor distinção das litofácies usando dados DLT e maior distribuição do número de amostras de GR.

Figura 5.9 - Gráficos de correlação entre dados de perfis e curva referentes ao poço 3MC-0003-SC. Litofácies (A, B e C) e eletrofácies (1, 2 e 3).



Fonte: Do autor (2021).

## 6 CONCLUSÃO

Neste trabalho foi realizada a análise integrada de três poços (1HV-0001-SC, 3HV-0002-SC e 3MC-0003-SC) de perfilagem em rochas do Grupo Itararé, nas formações Taciba e Campo Mourão, pertencentes à Bacia do Paraná, localizados nos municípios de Herval d'Oeste e Matos Costa na região Centro-oeste de Santa Catarina. A análise integrada permitiu a identificação de padrões de raios gama e interpretações relacionadas aos perfis do poço. Essa em conjunto com o método MRGC (*Multi Resolution Graph-Based Clustering*) gerou três modelos de pseudo-poços (A1, B2 e C3) e *crossplots* para cada modelo em cada poço.

Os padrões de raios gama apresentam correlações razoáveis, sua qualidade depende estritamente do relacionamento entre o perfil GR e os ciclos de granulometria do poço. Analisando sua porcentagem de acerto e número de padrões para cada poço conclui-se que seu uso é auxiliar, pois a relação do perfil com os ciclos não é totalmente perfeita. Apresenta boas indicações de litologias como arenito, folhelho e siltito, com exceção dos diamictitos pela inconsistência na correlação com padrões.

As curvas de perfil apresentam respostas com relação a litologia que podem ser interpretadas para o melhor entendimento da rocha medida. As curvas de perfil no poço 1HV-0001-SC não apresentam respostas com intensidade suficiente para ser possível uma interpretação completa do poço. As curvas de VSH, DLT e RHOB são as únicas interpretáveis, indicando mudanças na razão areia/argila (VSH), compacidade (DLT) e composição (RHOB) das rochas. A escala de apresentação (1:500) mascara as variações dos perfis tornando-os excessivamente atenuados.

No poço 3HV-0002-SC, todos os perfis apresentam boa correlação com a litologia, com exceção do perfil SP em diamictitos, folhelhos e siltitos e do perfil RILD em diamictitos e anomalias de resistividade muito alta. Suas principais interpretações no poço foram mudanças na razão areia/argila e presença de folhelhos negros (GR); mudanças na permeabilidade das rochas (SP); porosidade, presença de matéria orgânica e hidrocarbonetos (gás; RILD); compacidade e presença de matéria orgânica (DLT).

No poço 3MC-0003-SC os perfis SP, RILD e DLT apresentam boa correlação com a litologia, com exceção dos perfis SP e RILD na camada de folhelho do poço. Em contrapartida o perfil GR não apresenta boa correlação, pois não acompanha os ciclos de granulometria do poço. Dentre suas interpretações principais os perfis indicam variações na razão areia/argila (GR); permeabilidade (SP); presença de hidrocarbonetos (gás), matéria orgânica e porosidade (RILD); compacidade e presença de rochas geradoras maduras (DLT).

Intervalos estratigráficos com anomalias de raios gama indicam quantidades significativas de matéria orgânica elevada em camadas de folhelho. Embora os dados indiquem a má qualidade dos reservatórios, os dados do RILD atestam a presença de hidrocarbonetos.

A análise integrada dos perfis junto com a metodologia MRGC gerou modelos de pseudo-poços (A1, B2 e C3) capazes de interpretar os dados dos perfis automaticamente. De forma geral o método foi bem eficiente, onde tal eficiência deve-se pela grande variedade de respostas distintas dos diferentes perfis e o uso do método em pequenos intervalos. Comparando as litofácies (A, B e C) com as eletrofácies (1, 2 e 3) conclui-se que o a delimitação e norteamento da litologia na geração dos modelos, leva a interpretações muito melhores.

Existem duas grandes anomalias entre os três poços, uma na profundidade de 2.374 m no poço 3HV-0002-SC e outra na camada mais profunda do poço 3MC-0003-SC. A primeira é interpretada pela presença de quantidades expressivas de matéria orgânica (provavelmente folhelhos negros) e aumento da porosidade/permeabilidade, enquanto a segunda anomalia é interpretada pela presença de rochas geradoras maduras ou folhelhos arenosos permeáveis e compactos.

A inclusão de perfis de densidade (RHOB), perfis neutrônicos, curvas de granulometria e dados sísmicos aumentaria muito a qualidade das interpretações sobre a litologia e modelos gerados nos poços.

## REFERÊNCIAS

ABRAR, B. Integration of log data analysis and facies core to define electrofacies using multi resolution graph-based clustering. **Iranlan Journal of Chemistry & Chemical Engineering-International English Edition**. p. 1-7. 2011.

ALMEIDA, F.F.M. **Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo, PAULIPETRO, 1980. p. 187. Relatório da PAULIPETRO n. 14091.

ARYA A.P. **Fundamentals of nuclear physics**. Boston: Allyn and Bacon, 1966.

CAPUTO, M. V. et al. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. **Special Paper of the Geological Society of America**. p.161–173. 2008.  
[https://doi.org/10.1130/2008.2441\(11\)](https://doi.org/10.1130/2008.2441(11))

DALY M.C. et al. Brasileiro crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: Results of a deep seismic reflection profile. **Tectonics**. p. 2102–2120. 2014.  
<https://doi.org/10.1002/2014TC003632>

DESBRANDES, R. **Diagraphiess dans les sondages**. Paris: Technip, 1968.

DE WIT, M.J.; RANSOME, I.G.D. Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana. in: DE WIT, M.J.; RANSOME, I.G.D. (Ed.1). **Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa**. Brookfield, VT : A.A. Balkema, 1992. p. 15-22.

DOS PASSOS, F. V. et al. Electrofacies classification of ponta grossa formation by multi-resolution graph-based clustering (MRGC) and self-organizing maps (SOM) methods. **Revista Brasileira de Geofísica**. v. 38, n. 1, p. 1–11, 2020. DOI: 10.22564/rbgf.v38i1.2032.

DU TOIT, A. **Our wandering continents: An Hypothesis of Continental Drifting**. Edinburg: Oliver and Boyd, 1937.

EICHLER, M. L.; CALVETE, M. H. H.; SALGADO, T. D. M. **Módulos para o Ensino de Radioatividade**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.

ELLIS, D.V. **Well-logging for earth scientists**. Elsevier, 1987.

ELLIS, D. V.; SINGER, J. M. **Well Logging for Earth Scientists**. 2. ed. Dordrecht: Springer, 2008. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

EVANS, R. D. The atomic nucleus. **Moscow Univ. Phys..** v. 67, p. 1-24, 1955.  
<https://doi.org/10.3103/S0027134912010092>

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itarare (Permocarbonífero), Bacia do Parana (Parte 1). **Boletim de Geociências - Petrobras**, v. 2, n. 4, p. 147–191, 1988.

FÚLFARO, V. J. et al. Compartimentação E Evolução Tectônica Da Bacia Do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 4, p. 590–611, 1982.  
<https://doi.org/10.25249/0375-7536.1982124590611>

FÚLFARO, V. J. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 11-24.

GAMA JR., E.; BANDEIRA JR., A. N.; FRANÇA, A. B. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. **Revista brasileira de Geociências**, v. 12, n. 4, p. 578-89, 1982.

GARRELS R.M.; MACKENZIE F.T. **Evolution of sedimentary rocks**. New York: W. W. Norton & Co., 1971.

GEARHART, Inc. **Formation Evaluation Data Handbook**. Cidade: Gearhart Inc., 1983.

GESICKI, A. L. D.; RICCOMINI, C.; BOGGIANI, P. C. Ice flow direction during late Paleozoic glaciation in Western Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 8, p. 933–939, 2002. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00076-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00076-1)

GORDON JR.,M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos (DNPM/DGM)**, Rio de Janeiro, v. 38, p. 1-20, 1947.

HALLENBURG, J.K. Use of the spontaneous potencial curve in a mineral mapping technique. In: SPWLA ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM, 19., 1978, El Paso. **Anais...** El Paso: SPWLA 19th, 1978. p. 1-12.

HAWKINS, PJ. **Carboniferous sandstone oil reservoirs, East Midlands, England**. 1972. PHD Thesis – University of London, London. (Unpublished)

JACKSON, M.P.A.; TALBOT, C.J. External shapes, strain rates and dynamics of salt structures. **Geological Society of America Bulletin**, v. 97, n. 3, p. 305-323, 1986.

LINDEQUE, A. et al. Deep Crustal Profile across the Southern Karoo Basin and Beattie Magnetic Anomaly, South Africa: an Integrated Interpretation with Tectonic Implications. **South African Journal of Geology**, v.114 n.3–4, p. 265-292, 2011.

LINOL, B. et al. Chapter 7: Paleogeography and tectono-stratigraphy of Carboniferous–Permian and Triassic ‘Karoo-like’ sequences of the Congo Basin. In: DE WIT M.J.; GUILLOCHEAU, F. Ed. **The Geology and Resource Potential of the Congo Basin, Regional Geology Reviews**. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2015a. p. 111– 134.  
[http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-29482-2\\_7](http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-29482-2_7)

LINOL, B. et al. Origin and Evolution of the Cape Mountains and Karoo Basin. Correlation and Paleogeographic Reconstruction of the Cape-Karoo Basin Sequences and Their Equivalents Across Central West Gondwana. In: LINOL, B.; DE WIT, M. **Origin and**

**Evolution of the Cape Mountains and Karoo Basin.** Springer, Cham, 2016. p. 183–192.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-319-40859-0\\_18](https://doi.org/10.1007/978-3-319-40859-0_18)

MANNA, M.O. **Evolução paleoambiental e estratigráfica da Formação Rio Bonito (Bacia do Paraná), região de Ituporanga, Santa Catarina.** 2017. Dissertação (graduação em geologia) – Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

MARQUES, A. et al. **Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná.** Curitiba, PETROBRÁS/ NEXPAR, 1993. p. 87. Relatório interno.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO V. et al. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Beca, 2004. p. 239-265.

MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências - Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MILANI, E. J.; DE WIT, M. J. Correlations between the classic Paraná and Cape-Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: Du Toit revisited. **Geological Society Special Publication**, v. 294, n. 1, p. 319–342, 2008. <https://doi.org/10.1144/SP294.17>

MITCHUM, R.; VAIL, R.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: part 5. Chronostratigraphic significance of seismic reflections: section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. In Payton, C.E. (Ed.). **Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration.** AAPG Memoir, v. 26, p. 99–116, 1977.

NAZEER, A.; ABBASI, S. A.; SOLANGI, S. H. Sedimentary facies interpretation of Gamma Ray (GR) log as basic well logs in Central and Lower Indus Basin of Pakistan. **Geodesy and Geodynamics**, v. 7, n. 6, p. 432–443, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2016.06.006>

NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MUHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v. 12, n. 3, p. 291–346, 1969.

OLIVEIRA, G. P. **Geologia de recursos minerais do Estado do Paraná.** 1927. Monografia – SGM, Rio de Janeiro.

PABAKHSH, M. et al. Prediction of PEF and LITH logs using MRGC approach. **Life Science Journal**, v. 9, n. 4, p. 974–982, 2012.

PASSEY, Q.R. et al. A practical model for organic richness from porosity and resistivity logs. **Bulletin - American Association of Petroleum Geologists**, v. 74, n. 12, p. 1777-1794, 1990.

PEREIRA, E. et al. Evolução das sinéclises paleozóicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: HASUI, Y. et al. (Org.). **Geologia do Brasil.** São Paulo: Beca, 2012. p. 392-421.

PURDY, C.C. Enhancement of long-spaced sonic transit time data. In: SPWLA ANN. SYMP. TRANS., 23., 1982, Corpus Christi. **Anais...** Corpus Christi: SPWLA 23rd, 1982, p. 114.

QUINTAS, M.C.L.; MANTOVANI, M.S.M.; ZALÁN, P.V. Contribution to the study of the mechanical evolution of the Paraná Basin. **Boletim de Geociências Da Petrobras**, v. 11, n. 1-2, p. 48-73, 1997.

RAMOS, V.A. Late Proterozoic - Early Paleozoic of South America - a collisional history. **Episodes**, v. 11, n. 3, p. 168-174, 1988.

RIDER, M.H. Gamma-ray log shape used as a facies indicator: Critical analysis of an oversimplified methodology. **Geological Society Special Publication**, v. 48, p. 27-37, 1990. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.048.01.04>

RIDER, M.H. **The Geological Interpretation of Well Logs**. 2. ed. Sutherland: Whittles, 2002.

RODRIGUES, B. **Interpretação básica de perfis geofísicos de poços utilizando linguagem Fortran 95 e softwares livres**. 2015. Dissertação (graduação em Geofísica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

SCHLUMBERGER. Log Interpretation, I, Principles. Schlumberger Publication, 1972.

SCHNEIDER, R. L. et al. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. p. 41-65.

SELLEY, R. C. Subsurface Facies Analysis. **Log Analyst**, v. 17, n. 1, p. 3-11, 1976.

SERRA, O. Diagraphies et stratigraphie. **BRGM FR.**, n. 77, p. 775-832, 1972.

SERRA, O. **Diagraphies Différess. Bases de l'interprétation**. Paris: Diffusion Technip, 1979.

SERRA, O. **The Fundamentals of Well Log Interpretation. 1. The acquisition of logging data**. New York: Elsevier, 1984. DOI: 10.1126/science.143.3606.560-a.

SERRA, O.; ABBOTT, H. T. Contribution of Logging Data To Sedimentology and Stratigraphy. **Society of Petroleum Engineers journal**, v. 22, n. 1, p. 117-131, 1982. DOI: 10.2118/9270-PA.

SERRA, O.; SULPICE, L. Sedimentological analysis of shale-sand series from well logs. In: SPWLA ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM, 16., 1975, New Orleans. **Anais...** New Orleans: SPWLA 16TH, 1975. p. 1-23.

SIEGE, B. **Radioactivity: From radioelements to scientific applications**. 2005. Disponível em: < <https://www.cea.fr/english/Documents/thematic-publications/radioactivity.pdf> >. Acesso em: 02 de maio. 2021.

SOARES, P.C. **Tectônica ‘sinsedimentar’ cíclica na Bacia do Paraná – controles.** 1991. Tese para concurso a Prof. Titular – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

SUTADIWIRYA, Y. et al. Using MRGC (multi resolution graph-based clustering) method to integrate log data analysis and core facies to define electrofacies, in the Benua Field. In: INTERNATIONAL GAS UNION RESEARCH CONFERENCE (IGRC), 2008, Paris. **Anais...** Paris: Currans Associates, Inc., 2008. p. 733–744.

THOMAS, D.H. Seismic applications of sonic logs. In: SPWLA EUROPEAN SYMP. TRANS., 5., 1977, Paris. **Anais...** Paris: SPWLA, 1977. p. 1-24.

TIAN, Y. et al. Multi-resolution graph-based clustering analysis for lithofacies identification from well log data: Case study of intraplateau bank gas fields, Amu Darya Basin. **Applied Geophysics**, v. 13, n. 4, p. 598–607, 2016. DOI: 10.1007/s11770-016-0588-3.

YE, S.J.; RABILLER, P. A new tool for electro-facies analysis: multi-resolution graph-based clustering. In: ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM OF SOCIETY OF PETROPHYSICISTS AND WELL-LOG ANALYSTS, 41., 2000, Dallas. **Anais...** Dallas: SPWLA, 2000. p. 4–7.

WALLACE, W.E. Observations of the SP curve in general and offshore problems in particular. In: SPWLA ANNUAL LOGGING SYMPOSIUM, 9., 1968, New Orleans. **Anais...** New Orleans: SPWLA, 1968. p. 1-14.

WHITE, I.C. **Relatório final da comissão de estudos das minas de carvão de pedra do Brasil.** Rio de Janeiro, Imprensa Nacional, 1908.

WOO, J. et al. Application of Multi-Resolution Graph-based Clustering for electrofacies prediction: a case study from the Horn River Shale, British Columbia, Canada. **Geosciences Journal**, v. 24, n. 5, p. 507–518, 2020. DOI: 10.1007/s12303-019-0046-3.

WU, H. et al. Adaptive multi-resolution graph-based clustering algorithm for electrofacies analysis. **Applied Geophysics**, v. 17, n. 1, p. 13–25, 2020. DOI: 10.1007/s11770-020-0806-x.

ZALÁN, P.V. Influence of Pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. In: SIMPÓSIO BOLIVARIANO: EXPLORACIÓN PETROLERA EN LAS CUENCAS SUBANDINAS, 4., 1991, Bogotá. **Memorias...** Bogota: Asociacion Colombiana de Geologos y Geofisicos del Petroleo, 1991. Tomo I.

ZALÁN, P.V. et al. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG, 1987. p. 441–477.

ZALÁN, P.V. et al. The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M.W. et al. (Ed.). **Interior Cratonic Basins.** AAPG Memoir, 1990, p. 681-701.