

Thiago Rebeque Carvalho dos Santos

Estudo de resolução sísmica a partir de modelos típicos de reservatórios do Pré-Sal

Projeto Final de Graduação apresentado ao curso de graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito para a obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Universidade Federal Fluminense - UFF

Departamento de Geologia e Geofísica

Graduação em Geofísica

Orientador: Wagner Moreira Lupinacci

Niterói

2022

Thiago Rebeque Carvalho dos Santos

Estudo de resolução sísmica a partir de modelos típicos de reservatórios do Pré-Sal

Projeto Final de Graduação apresentado ao curso de graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito para a obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Comitê composto pelos seguintes avaliadores:

Wagner Moreira Lupinacci (Orientador)
GIECAR - UFF

Laryssa Oliveira Debacker
CGG

Alexsandro Guerra Cerqueira
IGEO - UFBA

Niterói
2022

"Tu te tornas eternamente responsável por aquilo que cativas"

Antoine de Saint-Exupéry;

O Pequeno Príncipe (1943)

Agradecimentos

Agradeço muito a Deus por toda força e sabedoria neste ciclo tão importante da minha vida, sabendo que sem Ele, nada disso seria possível.

À minha mãe, Verônica, por todos os sacrifícios que ela passou por mim desde a infância para que eu pudesse chegar aqui. Da mesma forma, agradeço ao meu pai, Toquinho, por todo apoio e doses de sabedoria. Tão importante como eles, eu tenho meus avós. Agradeço enormemente à minha segunda mãe, minha avó Miema, pelo amor incondicional e por ter criado tão bem seu neto. Da mesma forma, agradeço ao meu avô Vicente, pelos ensinamentos e incentivos durante a vida. Vocês são as pessoas mais importantes da minha vida. Agradeço também ao meu irmão Pedro por me aguentar falando tão apaixonadamente sobre as curiosidades da geofísica. Por fim, agradeço à família Rebeque por todo amor e ao meu melhor amigo e irmão para a vida toda, Lucas. Uma coisa que eu me orgulho muito e que eu sempre ouvi dos meus parentes é que eu seria a primeira pessoa da família a se formar em uma faculdade federal. E cá estou!

À Malu, que esteve comigo nestes últimos tempos e tem me ajudado tanto nos momentos de angústia e também estado nas alegrias e vitórias da vida, me trazendo motivos para sorrir.

E em especial, eu agradeço ao Rodrigo e ao Peluso, que sempre estiveram presente em toda essa trajetória. Muito obrigado pelas conversas e trocas de ensinamentos. Obrigado por estarem aqui! Tão especiais que eu não consigo pensar nos meus melhores momentos na UFF e não pensar neles comigo. O Q26 e o "...ódromo" nunca serão esquecidos. E que tenhamos mais vitórias para festejar!

Aos "Tralhas", amigos pelos quais eu tenho um enorme apreço. Muito obrigado pela experiência, ajuda, apoio e comentários infames diários! Hellen, Luiz, Malu, Natacha, Paulo, Peluso, Peruano, Romin, Rodrigo, e Thaísa, eu amo todos vocês.

Ao meu orientador, Wagner Lupinacci por todo suporte, presença e por sempre acreditar em mim. Por ter me dado a chance de trabalhar no projeto, sempre buscar o meu melhor resultado e ter me ensinado tanto. Aos colegas do Giecar e de projeto Vizeu, Raquel, Igor, Malu, Mariana, Tone, Júlia, Maíra, e Tuany.

À Equinor pelo financiamento do projeto de pesquisa em parceria com a UFF que pode suportar o desenvolvimento acadêmico dos alunos participantes. À CGG e ANP/BDEP pelo fornecimento dos dados para a utilização do projeto.

E por fim, à toda a equipe da PGS pelo apoio incondicional e ensinamentos durante meu período de estágio.

Resumo

Os reservatórios carbonáticos do Pré-Sal da Bacia de Santos têm sido objeto de muita pesquisa e desenvolvimento de metodologias. A resolução vertical dos dados sísmicos é um objeto de pesquisa muito importante para esse assunto, dada a complexidade geológica e profundidade dos reservatórios. O conhecimento da espessura mínima visível de uma camada é importante no estudo de viabilidade para a exploração, caracterização e monitoramento de reservatórios a partir de atributos sísmicos. Esse tipo de entendimento se torna ainda mais necessário e desafiador em reservatórios complexos como os do Pré-Sal, pois saber se o reservatório tem espessura suficiente pode decidir a viabilidade da exploração. Foram construídos diversos algoritmos para o tratamento, análise e confecção de resultados para a modelagem sísmica e o estudo de resolução sísmica. A modelagem é um passo importante para a análise de reservatórios, com ela, é possível prever, estudar e relacionar possíveis cenários. A partir de *scripts* em Python, foi feita a análise da resolução sísmica a partir de modelos de reservatórios do Pré-Sal. Esses modelos foram construídos levando em conta as propriedades físicas da rocha e com valores e espessuras condizentes, foi possível ter uma representação de como os valores das propriedades estão dispostos. Além disso, a modelagem convolucional do traço sísmico 1D a partir desses modelos gerou resultados de grande utilidade para o estudo da resolução. Este trabalho é composto por três estudos de casos e uma fundamentação teórica que visa sanar todas as dúvidas com relação aos valores de resolução sísmica conhecidos na indústria e fazer uma revisão dos critérios de resolução sísmica. Os três estudos de casos abordaram questões sobre o sismograma sintético e a Espessura de *Tuning* no modelo em forma de cunha. Por fim, é construído um catálogo de respostas sísmicas a partir de dados de poços, a fim de estudar como o traço sísmico responde aos diferentes contrastes das principais discordâncias do Pré-Sal. Uma das discordâncias estudadas foi a base do sal, e a partir da análise, foi possível observar como a resposta sísmica pode variar entre picos positivos fortes e fracos e uma possível camada de rocha ígnea pode mudar de maneira considerável a resposta. Além disso, a frequência do pulso sísmico tem grande papel nessa resposta. Como pode ser visto nos resultados, essa discordância pode assumir até mesmo um pico negativo dependendo da frequência do pulso.

PALAVRAS CHAVE: BACIA DE SANTOS, PRÉ-SAL, CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS, PYTHON, ESPESSURA DE TUNING, RESOLUÇÃO SÍSMICA

Abstract

The Pre-Salt carbonate reservoirs of the Santos Basin have been the subject of much research and development of methodologies. As well as the vertical resolution of seismic data. It is a very important object of research for this subject, given the geological complexity and high depth of reservoirs. The knowledge of the minimum visible thickness of a layer is important in the feasibility study for the exploration, characterization and monitoring of reservoirs based on seismic attributes. This type of understanding becomes even more necessary and challenging in complex reservoirs such as the Pre-Salt ones, since knowing whether the reservoir is thick enough can decide the feasibility of exploration and also, help in the interpretation. Several algorithms were built for the processing, analysis and production of results for seismic modeling and the study of seismic resolution. Modeling is an important step for the analysis of reservoirs. With it, it is possible to maybe predict, study and relate possible scenarios. Using Python scripts, the seismic resolution analysis was performed for common models of Pre-Salt reservoirs. These models were built considering the physical properties of the rock, using consistent compressional velocity, density, acoustic impedance and thickness values, it was possible to have a representation of how the values of the properties are arranged and furthermore how the seismic trace would be presented. In addition, the 1D seismic trace convolutional modeling from these models generated satisfactory and very useful results for the study of resolution. This work consists of three case studies and a theoretical foundation that aims to attack some questions regarding the seismic resolution values known in the industry and also to make an in-depth review of the seismic resolution criteria. In addition, the three case studies addressed questions about the synthetic seismogram and tuning thickness in the wedge-shaped model. Finally, a catalog of seismic responses is built from well log data, in order to study how the seismic trace responds to different contrasts of the main pre-salt unconformities. One of the unconformities studied was the base of salt. From the analysis, it was possible to observe how the seismic response can vary between strong and weak positive peaks. A possible layer of igneous rock can change the response considerably. Furthermore, the frequency content of the seismic wavelet plays a large role in this response. As can be seen in the results, this unconformity can even assume a negative peak depending on the wavelet frequency.

KEYWORDS: SANTOS BASIN, PRE-SALT, RESERVOIRS CHARACTERIZATION, PYTHON, TUNING THICKNESS, SEISMIC RESOLUTION

Sumário

| | | |
|---------|---|-----------|
| | Lista de ilustrações | 9 |
| | Lista de tabelas | 13 |
| 1 | INTRODUÇÃO | 14 |
| 2 | BACIA DE SANTOS | 16 |
| 2.1 | Área de Estudo | 16 |
| 2.2 | Evolução Tectono-Estratigráfica | 17 |
| 2.3 | Eventos magmáticos | 20 |
| 2.4 | Reservatórios do Pré-Sal | 22 |
| 2.4.1 | Formação Itapema | 23 |
| 2.4.2 | Formação Barra Velha | 24 |
| 3 | FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA | 27 |
| 3.1 | Resolução Sísmica | 27 |
| 3.1.1 | O Modelo Convolutacional | 28 |
| 3.1.2 | Critérios de Resolução Sísmica | 30 |
| 3.1.2.1 | Critério de Rayleigh | 31 |
| 3.1.2.2 | Critério de Ricker | 31 |
| 3.1.2.3 | Critério de Widess | 32 |
| 3.1.3 | A Espessura de <i>Tuning</i> | 33 |
| 3.1.4 | Efeito de <i>Tuning</i> | 36 |
| 3.1.5 | Resolução em Dados de Impedância | 39 |
| 4 | METODOLOGIA | 41 |
| 4.1 | Estudo de Caso 1: O Modelo de Cunha | 42 |
| 4.1.1 | O Modelo de cunha e análise da espessura de <i>tuning</i> em amplitude | 42 |
| 4.1.2 | Modelo de cunha e análise da espessura de <i>tuning</i> em impedância acústica | 46 |
| 4.2 | Estudo de caso 2: Estudo de Espessura de <i>Tuning</i> | 48 |
| 4.3 | Estudo de caso 3: Catálogo de respostas sísmicas | 50 |
| 5 | RESULTADOS E DISCUSSÃO | 53 |
| 5.1 | Estudo de Caso 1 | 53 |
| 5.1.1 | Sismograma sintético do modelo de cunha | 53 |
| 5.1.2 | Impedância Acústica e Modelos de Cunha | 57 |

| | | |
|------------|---|-----------|
| 5.2 | Estudo de Caso 2 | 60 |
| 5.3 | Estudo de Caso 3 | 62 |
| 5.3.1 | Discordância Jiquiá-Buracica e outras interfaces relevantes | 63 |
| 5.3.2 | Discordância Pré-Alagoas | 65 |
| 5.3.3 | Base do Sal | 67 |
| 6 | CONCLUSÕES | 71 |
| | REFERÊNCIAS | 72 |

Lista de ilustrações

| | |
|---|----|
| Figura 1 – Mapa de localização da Bacia de Santos destacando as principais cicatrizes do processo de rifte e as feições importantes no arcabouço estrutural. Fonte: Fernandez (2017) | 16 |
| Figura 2 – Seção do Pré-Sal da Carta estratigráfica da Bacia de Santos com as principais discordâncias destacadas. Fonte: Moreira et al. (2007) modificado por Dias (2020) | 17 |
| Figura 3 – Estratigrafia com as fases de evolução da bacia e uma seção sísmica da área do Alto Pão de Açúcar com as fácies e horizontes sísmicos. Fonte: Modificado de Buckley et al. (2015) | 18 |
| Figura 4 – Esquema de fácies de um modelo deposicional para a Formação Barra Velha. Fonte: Wright e Barnett (2015) modificado por Dias (2020) . . . | 19 |
| Figura 5 – Reconstrução da rotação da América do Sul de mudança Berriasiano-Valanginiano para o Aptiano Superior na primeira parte da abertura. Fonte: Modificado de Szatmari e Milani (2016) | 20 |
| Figura 6 – Eventos magmáticos da porção norte da Bacia de Santos. Fonte: Ren et al. (2019) | 22 |
| Figura 7 – Modelo deposicional após Thompson et al. (2015) da parte rifte do Oceano Atlântico mostrando que os principais locais de acúmulo de coquinas estariam associados às elevações sin-deposicionais isoladas. As coquinas se acumulariam nas bordas dos <i>horsts</i> e blocos de falha rotacionados. Neste caso, a Fm. Coqueiros da Bacia de Campos se correlaciona com a Fm. Itapema. Fonte: Dias (2020) | 24 |
| Figura 8 – Esquema da convolução da função de refletividade (a) com o pulso sísmico (b) obtendo a função do traço sísmico (c). Onde * representa a operação da convolução. | 30 |
| Figura 9 – <i>Wavelets</i> de Ricker geradas pelo <i>script</i> construído em <i>Python</i> usando as frequências pico de 10 Hz (esquerda), 20 Hz (central) e 30 Hz (direita). 30 | |
| Figura 10 – Sinal sísmico exemplificando como seria se a resposta se o limite para o Critério Rayleigh estivesse sendo satisfeito (a). Pontos de Inflexão ("X"na imagem) e marcações importantes em um pulso sísmico. Sendo "b" a distância de pico a vale (b). Fonte: Modificado de Kallweit e Wood (1982) | 31 |
| Figura 11 – Limite de Resolução de acordo com o Critério de Ricker (1953) . Fonte: Modificado de Kallweit e Wood (1982) | 32 |

- Figura 12 – Modelos utilizados para analisar o uso dos critérios e as espessuras mínimas resolvíveis. Modelo convolucional com dois picos de mesma amplitude e polaridade. Com a resposta variando de acordo com a separação entre os picos (a). Modelo convolucional com dois picos de mesma amplitude e polaridade. Com a resposta estabilizando em forma de derivada de uma *wavelet* com a aproximação entre os picos (b). Fonte: Modificado de [Kallweit e Wood \(1982\)](#). 33
- Figura 13 – Pulso sísmico de Ricker com 25 Hz de frequência de pico (a) e seu espectro normalizado (b) a partir da transformada de Fourier o ponto preto na imagem é onde a amplitude é máxima e com isso é determinada a frequência de pico. 34
- Figura 14 – Esquema de modelos convolucionais para representar como a interferência ocorre no traço sísmico. Diferentes tipos de traços foram modelados a partir de perfis de impedâncias. O Traço 3 é a união dos perfis de impedância dos Traços 1 e 2, com o objetivo de conter todas as interfaces dos dois traços anteriores. Leva-se em conta o princípio da superposição da convolução para que essa soma entre os traços seja igual ao próprio modelo convolucional para o Traço 3. Também, é possível notar a interferência construtiva para a camada superior de impedância média e uma interferência destrutiva para a camada inferior de impedância média. 36
- Figura 15 – Modelo de interferência. (a): resposta do traço sísmico para o modelo de cunha com reflexões da camada do meio com polaridades opostas. (b) e (c): Gráfico da espessura *versus* características da amplitude. (d): *Wavelet* utilizada. Fonte: Modificado de [Simm e Bacon \(2014\)](#). 38
- Figura 16 – Modelos de cunha pré (a.1), de um dado invertido com a banda limitada de 8 a 52 Hz e pós (a.2), de 1 a 52 Hz, a adição de baixas frequências. Gráfico com a comparação das espessuras (espessura *versus* espessura aparente) a partir do dado original, em amplitude (verde) e da inversão (azul) (b). Fonte: Modificado de [Hill \(2005\)](#). 39
- Figura 17 – Matrizes de velocidade (a) e impedância acústica (b) construídas para a modelagem convolucional com o objetivo de realizar a convolução traço a traço dos valores de refletividade com o pulso sísmico. A matriz com os valores de velocidade compressional (a) do modelo de cunha tem valores para carbonatos não porosos como sendo: 5500 m/s e porosos: 5000 m/s. A matriz com os valores de impedância acústica (b) do modelo de cunha tem valores para carbonatos porosos: 14600 m·g/s·cm³ e não porosos: 13000 m·g/s·cm³. Valores obtidos a partir do trabalho de [Dias \(2020\)](#). 43

| | |
|---|----|
| Figura 18 – Pulso sísmico do tipo Ricker com 16,8 Hz (amarelo) e 28,0 Hz (vermelho) de frequências de pico | 44 |
| Figura 19 – Sismogramas construídos a partir do modelo convolucional. Para melhor visualização das reflexões, há um <i>zoom</i> nas parte de cunha. Além disso, as curvas azuis representam as posições do topo e base da camada em forma de cunha. As curva vermelhas representam o topo e base aparentes. Sismograma de 16,8 Hz em tempo duplo (a). Sismograma de 28,0 Hz em tempo duplo (b). | 45 |
| Figura 20 – Mesmos sismogramas da Figura 19 ilustrados em escala de cinzas. Esta escala de cor permite uma melhor visualização do efeito de <i>tuning</i> . Sismogramas modelados utilizando um pulso sísmico com uma frequência de pico de 16,8 Hz (a) e 28,0 Hz (b). | 46 |
| Figura 21 – Matriz do modelo de cunha com os valores de impedância acústica | 46 |
| Figura 22 – Metodologia utilizada para se estimar o valor da Espessura Mínima da Inversão | 47 |
| Figura 23 – Exemplos de modelos de impedância acústica suavizados para 30 Hz (a), 60 Hz (b) e 100 Hz (c). | 48 |
| Figura 24 – Esquema de litologias dos três modelos construídos. O λ para este caso é 200 m. A camada de rocha ígnea intrusiva varia sua espessura entre 25 m (A), 50 m (B) e 200 m (C) | 49 |
| Figura 25 – Pulso sísmico do tipo Ricker com 21,9 Hz de frequência de pico | 49 |
| Figura 26 – Curvas de coeficientes de reflexão para os três modelos. Pontos azuis e vermelhos indicam a posição das interfaces de topo e base da rocha ígnea. Eixo X representa a intensidade do coeficiente e o eixo Y é o tempo duplo de viagem da onda. | 50 |
| Figura 27 – Esquema simplificado das litologias dos poços utilizados para a modelagem do traço sísmico | 51 |
| Figura 28 – Sismogramas construídos com as linhas de topo e base que o <i>script</i> definiu. Sismograma do modelo inteiro com escala de cinzas para 16,8 Hz (a) e 28,0 Hz (b) de frequência de pico. Curvas azuis representam as posições do topo e base da camada em forma de cunha. As curva vermelhas representam o topo e base aparentes. | 54 |
| Figura 29 – Sismograma de 16,8 Hz interpretado, com as linhas de topo e base reais e aparentes, com <i>zoom</i> na área em que ocorre o <i>tuning</i> | 55 |

| | |
|--|----|
| Figura 30 – Gráficos construídos a partir dos valores das espessuras. (a) Amplitude <i>vs</i> espessura aparente em amarelo <i>vs</i> espessura real em azul. (b) Espessura aparente <i>vs</i> real a partir da frequência de pico de 16,8 Hz. Espessura de <i>tuning</i> = 58 m para esse caso. (c) Amplitude <i>vs</i> espessura aparente em vermelho e amplitude <i>vs</i> espessura real em azul. (d) Espessura aparente <i>vs</i> real a partir da frequência de pico de 28,0 Hz. Espessura de <i>tuning</i> = 35 m para esse caso. | 56 |
| Figura 31 – Gráfico com as curvas de espessura aparente <i>vs</i> real das frequências de pico de 16.8 Hz (amarelo) e 28.0 Hz (vermelho), mostrando como o aumento do conteúdo de frequência aumenta a resolução. | 57 |
| Figura 32 – Gráfico com a relação entre frequência dominante e espessura mínima de inversão, esses valores são resultados dos modelos de impedância acústica suavizados. A escala de cor indica o tamanho da janela calculada a partir das frequências para cada suavização. | 58 |
| Figura 33 – Gráfico com as curvas de espessura aparente <i>vs</i> espessura real a partir do sismograma sintético (vermelho) e do modelo de impedância (amarelo). Mostrando o ganho de resolução sísmica quando se analisa um dado em impedância acústica. | 59 |
| Figura 34 – Traços sísmicos resultantes do modelo convolucional. Traço A com a rocha ígnea com espessura de 25 m ($\frac{\lambda}{8}$). Traço B com a rocha ígnea com espessura de 50 m ($\frac{\lambda}{4}$). Traço C com a rocha ígnea com espessura de 200 m (o valor do comprimento de onda). Eixo X valores de amplitude e Y tempo duplo de viagem da onda. | 60 |
| Figura 35 – Catálogo para o topo da Formação Piçarras – Discordância Jiquiá-Buracica – nos poços B e F e para o topo das rochas ígneas (diabásio) nos poços D e E. A frequência de pico utilizada para a modelagem do traço sísmico foi de 16,0Hz. As colunas mostram, respectivamente, o nome dos poços, litologias, as curvas de porosidade e de volume de argila, o traço sísmico 1D da forma <i>wiggle</i> , o traço sísmico 1D em amplitude e a caracterização das respostas com relação às suas amplitudes e comportamento. | 63 |
| Figura 36 – Catálogo para o topo da Formação Piçarras – Discordância Jiquiá-Buracica – nos poços B e F e para o topo das rochas ígneas (diabásio) nos poços D e E. A frequência de pico utilizada para a modelagem do traço sísmico foi de 28,0Hz. As colunas mostram, respectivamente, o nome dos poços, litologias, as curvas de porosidade e de volume de argila, o traço sísmico 1D da forma <i>wiggle</i> , o traço sísmico 1D em amplitude e a caracterização das respostas com relação às suas amplitudes e comportamento. | 64 |

- Figura 37 – Catálogo para o topo da Formação Itapema – Discordância Pré-Alagoas –. A frequência de pico utilizada para a modelagem do traço sísmico foi de 16,8 Hz. As colunas mostram, respectivamente, o nome dos poços, litologias, as curvas de porosidade e de volume de argila, o traço sísmico 1D da forma *wiggle*, o traço sísmico 1D em amplitude e a caracterização das respostas com relação às suas amplitudes e comportamento. 65
- Figura 38 – Parte do catalogo para o topo da Formação Itapema – Discordância Pré-Alagoas –. A frequência de pico utilizada para a modelagem do traço sísmico foi de 28,0 Hz. As colunas mostram, respectivamente, o nome dos poços, litologias, as curvas de porosidade e de volume de argila, o traço sísmico 1D da forma *wiggle*, o traço sísmico 1D em amplitude e a caracterização das respostas com relação às suas amplitudes e comportamento. 66
- Figura 39 – Catálogo para a Base do Sal. A frequência de pico utilizada para a modelagem do traço sísmico foi de 16,8 Hz. As colunas mostram, respectivamente, o nome dos poços, litologias, o traço sísmico 1D da forma *wiggle*, o traço sísmico 1D em amplitude e a caracterização das respostas com relação às suas amplitudes e comportamento. 69
- Figura 40 – Catálogo para a Base do Sal. A frequência de pico utilizada para a modelagem do traço sísmico foi de 28,0 Hz. As colunas mostram, respectivamente, o nome dos poços, litologias, o traço sísmico 1D da forma *wiggle*, o traço sísmico 1D em amplitude e a caracterização das respostas com relação às suas amplitudes e comportamento. 70

Lista de tabelas

- Tabela 1 – Espessura das camadas de anidrita modeladas na base do sal. Valores com base nos dados de poço e perfis compostos. 52
- Tabela 2 – Tabela com os valores de espessura comparados entre o dado em amplitude e em impedância acústica 59

1 Introdução

A propagação de ondas sísmicas é um fenômeno de muita complexidade e, muitas vezes, a interpretação do dado resultado da sísmica de reflexão pode ser ambíguo. A modelagem sísmica é uma ferramenta útil no que diz respeito à relação entre a amplitude sísmica e contrastes das propriedades da rocha em subsuperfície (SIMM; BACON, 2014).

Com o avanço da tecnologia e com o advento da programação e desenvolvimento de algoritmos focados nesse campo de estudo, a interpretação sísmica passou a ser não somente qualitativa como também quantitativa. Ou seja, o estudo do sinal sísmico é feito não somente com relação ao mapeamento dos refletores como um todo, mas também trazendo o significado físico para as reflexões, conectando as interfaces reflexivas com variações das propriedades físicas da rocha caracterizando a rocha em termos físicos e geológicos. Vale ressaltar que o sinal sísmico pode variar dependendo de outros fatores que não são geológicos. Como geometrias de aquisição e a presença e ação de fluidos (AVSETH *et al.*, 2010).

A programação é um advento que promoveu a otimização de muitos trabalhos, inclusive nas geociências, seja para cálculos ou para criação de imagens e gráficos. A linguagem de programação Python foi utilizada nesse trabalho. O Python foi escolhido por ser uma linguagem de programação muito poderosa no âmbito da ciência de dados e também de uma simplicidade e facilidade de acesso notável. Foram criados uma gama de *scripts* (ou algoritmos) que criam modelos, manuseiam dados de poços por exemplo, geravam resultados a partir de cálculos com funções e bibliotecas importadas e exportavam imagens resultantes. Todos os resultados nesse presente trabalho, bem como as imagens de autoria própria foram calculadas e geradas em Python.

O Pré-Sal da Bacia de Santos é o principal polo produtor de hidrocarbonetos do Brasil com cerca de 70% da produção diária de barris equivalentes de petróleo. Sendo a Bacia de Santos a maior bacia sedimentar *offshore* do país e com a crescente valorização e qualidade das descobertas de acumulações de hidrocarbonetos na porção do Pré-Sal, é notável que a sua importância cresça não somente no âmbito da produção, mas também na relevância dos trabalhos acadêmicos e estudos relacionados aos reservatórios e a geologia local (ANP, 2021).

Este trabalho visa utilizar conceitos, técnicas e ferramentas para conduzir um estudo sobre a resolução sísmica utilizando dados sintéticos e de poços com o objetivo de promover uma alternativa para investigar e desenvolver uma análise acerca da caracterização de reservatórios e modelagem sísmica como um todo. Para isso, conceitos como resolução sísmica, modelagem convolucional e modelos de cunha serão apresentados a fim de se

entender não só a geologia por trás do dado mas também, a relação física que gera as respostas.

A modelagem sísmica é de muita utilidade no campo da interpretação sísmica. Ao comparar o modelo construído levando em conta as propriedades da rocha, a suposição de que se a resposta sísmica é parecida, as propriedades e condições em subsuperfície que dão origem a essa resposta também são semelhantes entre si (DVORKIN *et al.*, 2014). Tem-se então a importância de, por exemplo, modelar diversos cenários de reservatórios com o objetivo de criar um catálogo com as possíveis respostas no traço sísmico com relação aos fluidos ou às diferentes propriedades elásticas da rocha. Neste presente trabalho, o tipo de modelagem sísmica escolhida foi o modelo convolucional. Que carrega a ideia de que o traço sísmico pode ser modelado como a convolução de um pulso sísmico com uma série de coeficientes de reflexão como será visto (SIMM; BACON, 2014).

2 Bacia de Santos

2.1 Área de Estudo

O presente trabalho busca modelar os reservatórios carbonáticos do Pré-Sal da Bacia de Santos, a maior produtora de hidrocarbonetos do Brasil (BASTOS, 2015). Com isso, faz-se necessária uma breve contextualização geológica, tectônica e estratigráfica dessa bacia. Ela está situada entre os paralelos 23° e 28° Sul, na costa brasileira abrangendo cerca de 350.000 km², estendendo-se desde o Alto de Florianópolis até o Alto de Cabo Frio, limitando-se pelas Bacias de Pelotas e Campos (Figura 1). A Bacia de Santos é considerada uma bacia de margem passiva divergente, originada com a ruptura do paleocontinente Gondwana durante o Cretáceo Inferior e decorrente formação da parte sul do Oceano Atlântico. Sua formação é dividida em quatro fases majoritárias, rifte inferior, rifte superior, sag e drifte (MOREIRA *et al.*, 2007; BUCKLEY *et al.*, 2015).

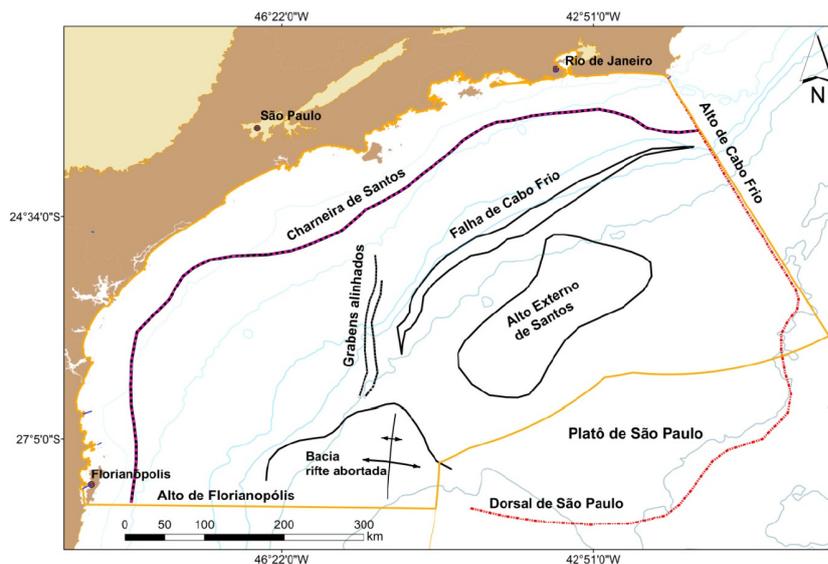


Figura 1 – Mapa de localização da Bacia de Santos destacando as principais cicatrizes do processo de rifte e as feições importantes no arcabouço estrutural. Fonte: Fernandez (2017).

A Figura 2 é uma adaptação da carta estratigráfica de Moreira *et al.* (2007) com apenas o intervalo do Pré-Sal da Bacia de Santos. As principais discordâncias que são abordadas nesse trabalho são: Discordância Pré-Jiquiá (neste trabalho será chamada de Jiquiá-Buracica), Discordância Pré-Alagoas, Discordância Intra-Alagoas e a Base do Sal.

A fase do rifte inferior é composta pelas Formações Camboriú, Piçarras e Itapema, delimitada acima pela Discordância Pré-Alagoas. Litologicamente, essas formações são compostas pelo embasamento basáltico; depósitos siliciclásticos; e depósitos de coquinas e

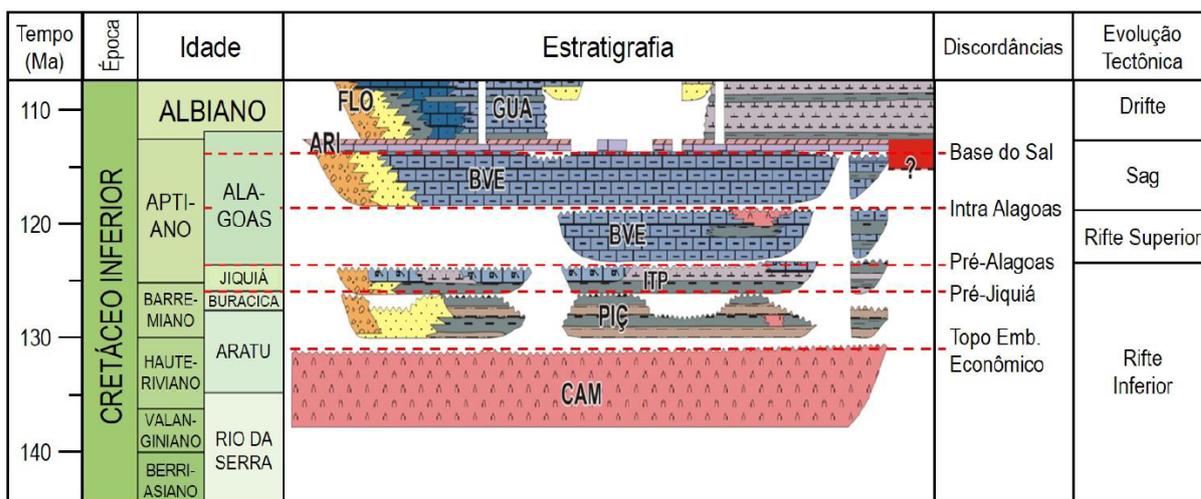


Figura 2 – Seção do Pré-Sal da Carta estratigráfica da Bacia de Santos com as principais discordâncias destacadas. Fonte: [Moreira et al. \(2007\)](#) modificado por [Dias \(2020\)](#).

folhelhos, respectivamente. A fase rifte superior é composta pelos carbonatos da Formação Barra Velha até o limite da Discordância Intra-Alagoas, um marco estratigráfico datado de 117 Ma. A fase sag é composta pela parte superior da Fm. Barra Velha, delimitada abaixo pela Discordância Intra-Alagoas e acima, por um marco estratigráfico conhecido pela indústria como Base do Sal ([CHANG et al., 2006](#); [BUCKLEY et al., 2015](#)), e Formação Ariri, composta por evaporitos. A fase drifte já define um contexto tectônico de margem passiva, compondo as formações dos Grupos Camburi, Frade e Itamambuca e seus depósitos marinhos.

2.2 Evolução Tectono-Estratigráfica

Com base na carta de [Moreira et al. \(2007\)](#), a evolução deposicional das fases apresentadas na seção anterior (Seção 2.1) inicia-se com o embasamento cristalino com os basaltos e diabásios eocretáceos – Fm. Camboriú – sotopostos a depósitos de leques aluviais compostos por conglomerados e arenitos e depósitos lacustres de folhelhos, onde se observa a presença de talcoestivencita em alguns locais – Fm. Piçarras. Durante a evolução deposicional da bacia, a fase de transição de ambiente lacustre para marinho é inicialmente caracterizada por leques aluviais nas porções mais proximais e folhelhos escuros nas partes distais intercalados com rochas carbonáticas – *grainstones* a *rudstones* – com bancos de coquinas presentes por toda a bacia em altos – Fm. Itapema – ([CHINELATTO et al., 2020](#)) com o tipo sem matriz constituindo as rochas-reservatório ([TERRA et al., 2010](#)). Neste momento os sedimentos dos andares Aratu, Buracica e Jiquiá são lacustres.

Em sequência, ocorreram períodos de forte atividade tectônica e os sedimentos da Fm. Barra Velha foram depositados contemporaneamente a deformações e falhas.

Buckley *et al.* (2015), em seu trabalho, observam que em algumas regiões da bacia, como as circundantes do Alto do Pão de Açúcar, os depósitos estão em forma de cunha, salientando uma possível mudança na taxa de sedimentação devido ao aumento do espaço de acomodação, conforme é ilustrado na Figura 3, que contém as fácies sísmicas mostrando formas de cunha para as Formações Itapema e Barra Velha.

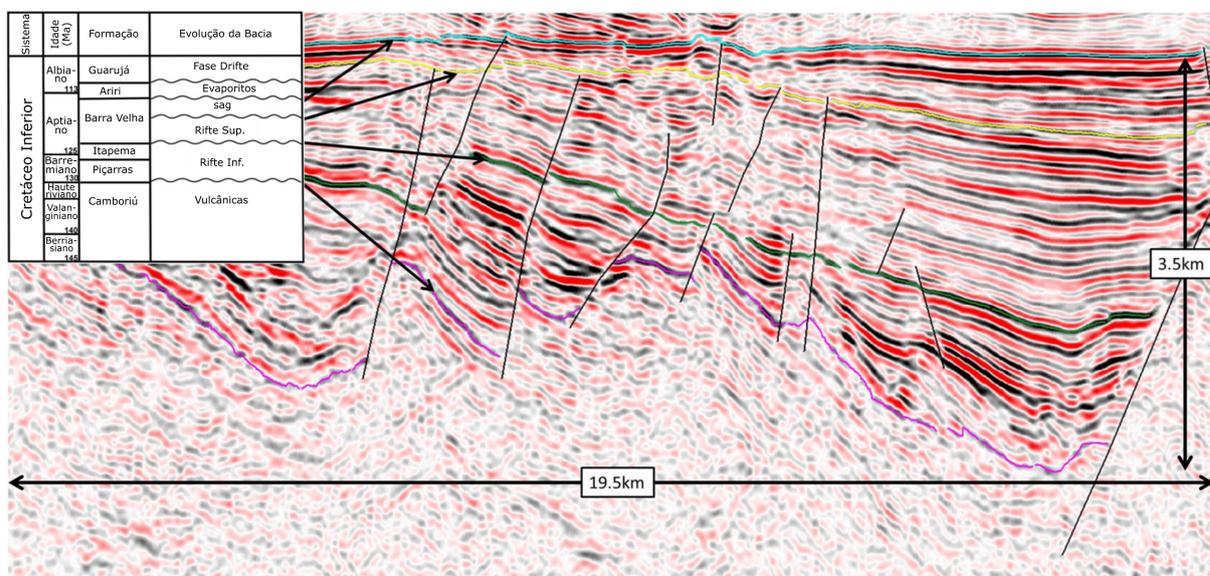


Figura 3 – Estratigrafia com as fases de evolução da bacia e uma seção sísmica da área do Alto Pão de Açúcar com as fácies e horizontes sísmicos. Fonte: Modificado de Buckley *et al.* (2015).

Os depósitos da Fm. Barra Velha são marcados por uma mudança do ambiente continental lacustre para lagos evaporíticos hiper-alcálicos rasos com calcários "microbiais", estromatólitos, laminitos em porções proximais e folhelhos nas porções distais (WRIGHT; BARNETT, 2015). Pietzsch *et al.* (2018) lembram, ainda, que a alta atividade hidrotermal nos lagos facilitou a formação de build-ups carbonáticos, possivelmente de maneira semelhante a travertinos.

O modelo de Wright e Barnett (2015), construído a partir de dados de rochas e poços, propõe um ciclo de três fácies de evolução do ambiente da Fm. Barra Velha como é apresentado na Figura 4. A Fácies 3 é composta por carbonatos laminados com areia fina e fragmentos de esferulitos e *shrubs* como a matriz em *packstones*, *wackstones* e podendo haver silificação (TOSCA; WRIGHT, 2014; WRIGHT; BARNETT, 2015). Com uma deposição em águas relativamente mais profundas, ainda num contexto de lagos rasos, associadas a eventos de inundação. A Fácies 2 é marcada por esferulitos dolomitizados com a presença de feições de *shrubs* e géis silicatos de magnésio. Esses géis de águas super-salinas e rasas dão origem à formação das argilas estevensíticas. A Fácies 1 é formada por *shrubs in situ*, há aqui uma semelhança com os travertinos modernos vistos no trabalho de Bohacs *et al.* (2013) e Wright e Barnett (2017).

O contexto tectônico da Fm. Barra Velha apresenta um sistema de rifte com

sucessões de *horsts* e grabens e blocos rotacionados controlados por falhas normais e com lineamentos predominantemente NE-SW (RIGOTI *et al.*, 2015; ZÁLAN, 2016).

Durante o Neoptiano foram depositados os sedimentos da fase sag, ainda na Formação Barra Velha, marcados por calcários estromatolíticos e laminitos. Essa divisão da Formação é marcada pela Discordância Intra-Alagoas que separa os calcários em duas fases tectônicas. O rifte superior é marcado por uma grande atividade tectônica. E a fase sag, por um momento de maior quiescência tectônica com o estiramento da crosta e consequente continuidade da depressão flexural termal da crosta (WRIGHT; BARNETT, 2015). Karner e Gambôa (2007) citam ainda que a ocorrência de falhas extensionais afetam os sedimentos da fase sag inclusive até a base do sal.

O estiramento da crosta e a compensação isostática viabilizam a deposição da espessa camada de evaporitos da Fm. Ariri (PAPATERRA, 2010). Esses são compostos majoritariamente pelo ciclo halita-anidrita-halita (CHANG *et al.*, 2006) e outros sais de baixa – ou solúveis – intercalados. Esse período de deposição durou cerca de 1 Ma e hoje a halocinese resultou em espessos domos de sal (MOREIRA *et al.*, 2007). Com espessuras muito variantes não é raro em regiões mais profundas da bacia a presença de diápiros e muralhas de sal (CHANG *et al.*, 2006).

O final do Aptiano é marcado pela rotação horária da parte sul da América do Sul e consequente movimento para oeste (SZATMARI; MILANI, 2016). Como apresentado na Figura 5. Esse movimento rompe a bacia em duas partes para a margem sul-africana e sul-americana, estabelecendo definitivamente a fase drifte e o regime de margem passiva. A partir do Albiano, acima dos evaporitos da Fm. Ariri do Grupo Guaratiba, depositam-se os sedimentos marinhos do Grupo Camburi.

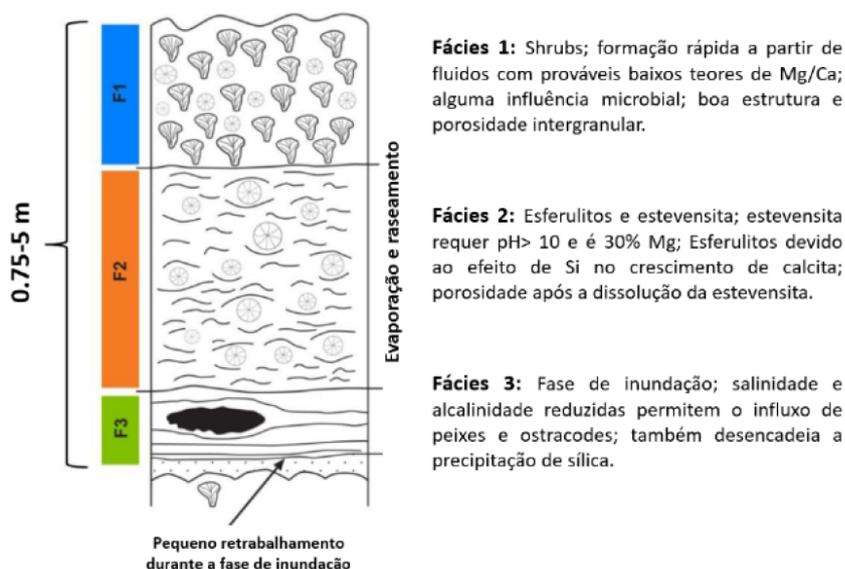


Figura 4 – Esquema de fácies de um modelo deposicional para a Formação Barra Velha. Fonte: Wright e Barnett (2015) modificado por Dias (2020).

2.3 Eventos magmáticos

Parte fundamental dos reservatórios da Bacia de Santos é a relação das rochas presentes com as atividades vulcânicas e eventos magmáticos extrusivos e intrusivos. Essa seção trata de abordar esses principais eventos que ocorreram não somente contemporaneamente aos processos de rifteamento, mas também dos processos anteriores e posteriores que contribuíram para formar essa bacia atual que se distingue de qualquer outra no mundo.

Rigoti *et al.* (2015) ressaltam que estruturas gerais de bacias de rifte como *horsts* e grabens, blocos rotacionados, domínio hiperestirado e seções sag, apesar de estarem presentes nesse tipo de bacias num geral, a diferenciação de uma bacia para outra é dada levando em conta as variações locais, como atividades termais, reologia e composição crustal. Além disso, a disposição pré-rifte é fundamental para ditar algum tipo de tendência (Figura 3 e Figura 5). Como os mesmos autores citam, um evento magmático prévio tem influência fundamental no rifteamento. Como falhas regionais e relacionadas às estruturas formadas, possíveis heterogeneidades, anomalias termais remanescentes e arcos magmáticos e zonas de sutura. Além disso, os autores ressaltam a classificação de que a Bacia de Santos configura uma bacia pobre em magma.



Figura 5 – Reconstrução da rotação da América do Sul de mudança Berriasiano-Valanginiano para o Aptiano Superior na primeira parte da abertura. Fonte: Modificado de Szatmari e Milani (2016).

Vale ressaltar que a quebra do Gondwana foi sobre as rochas cratônicas do Paleoproterozóico-Arqueano, que compõem a Faixa Ribeira (MOREIRA *et al.*, 2007), e orogênias neoproterozóicas com coberturas de vulcânicas Eocretáceas, que estão inclusive presentes em algumas formações como extravasamentos (RIGOTI *et al.*, 2015). A presença da sutura dos blocos da Faixa Ribeira foi de fundamental importância para determinar o

trend das zonas de fraqueza para a, conseqüente, abertura do oceano. Esse processo de ruptura e as predisposições iniciais estão, inclusive, relacionados à Junção Tríplice e esta, por sua vez, ao *Hot Spot* de Tristão da Cunha, na transição Jurássico-Cretáceo, e as fortes atividades magmáticas Eo-Cretáceo (STANDLEE *et al.*, 1992 apud CASTRO, 2019).

Alguns eventos magmáticos são bem observados nos períodos pós-aptianos, inclusive rochas estrusivas do Paleoceno e Eoceno. Além de três eventos magmáticos básicos nos períodos pré-Albianos: Basaltos associados ao embasamento econômico (130 Ma), basaltos subaquosos depositados na seção rifte (121 - 130 Ma) e no pós-rifte (118 Ma) (MOREIRA *et al.*, 2007).

Carminatti *et al.* (2008) e Buckley *et al.* (2015) citam a importância do Alto Externo, porção centro norte da bacia, e como uma seção menos afinada da crosta continental se manteve como um paleoalto e foi fundamental para os processos de acumulação, compartimentação e desenvolvimentos de depósitos.

Partindo para uma discriminação melhor das formações e eventos magmáticos e suas relações com os depósitos do Pré-Sal, a Formação Camboriú, como Moreira *et al.* (2007) definem, é formada por derrames basálticos Eo-Cretáceos (130 - 136,4 Ma), no auge da atividade magmática constituindo o embasamento econômico dessa área. Essa formação está relacionada com um dos quatro grandes eventos vulcânicos, que Ren *et al.* (2019) citam em seu trabalho. Trata-se dos eventos do Valanginiano - Halteriviano que geraram parte das extrusivas do Pré-Sal.

A formação da Cadeia de Walvis-Elevação do Rio Grande durante Barremiano-Aptiano colaborou, de certa forma, com o barramento do rifte de maneira inicial, ao sul do Oceano Atlântico. Neste momento, Szatmari e Milani (2016) associam os derrames com a criação da Proto-Cadeia de Walvis com os enxames de diques inclusive advindos da parte africana. Ao mesmo tempo, antes da rotação horária do bloco sul da placa, a parte central do Oceano Atlântico estava, também fechada. Neste momento, nas Bacias de Santos e Campos, por exemplo, foram depositados os carbonatos, argilas magnesianas em lagoas alcalinas, juntamente com a presente e constante atividade hidrotermal que pode, de certa forma, ter facilitado a precipitação e decantação dessas argilas magnesianas (TOSCA; WRIGHT, 2014) e com os basaltos da atividade vulcânica presente associados a falhas crustais.

Vale ressaltar que Karner e Gambôa (2007) citam que a barreira ao sul barrou o fluxo de água do oceano, enquanto as taxas de evaporação eram altas, possibilitando a deposição dos evaporitos. Existe a possibilidade de que o influxo de água fosse dado pela parte norte do golfo, através de zonas de cisalhamento transtensional, no Atlântico Central no final do Aptiano.

Ren *et al.* (2019) contextualizam os contatos entre as ígneas e as rochas do Pré-

Sal da Bacia de Santos. Mas antes disso, eles fazem um apanhado sobre os principais eventos magmáticos na porção norte da bacia. São nominados quatro eventos marcantes: no Valanginiano-Hauteruviano, Aptiano, Santoniano-Campaniano e Eoceno. Com uma predominância de rochas básicas e ultrabásicas – alcalinas –. Esses eventos estão em conformidade com citados por [Carminatti *et al.* \(2008\)](#) como eventos da mesma época dos basaltos da Bacia do Paraná, fase do rifte abortado e a fase mais recente relacionando-se as atividades antes da separação definitiva.

A Figura 6 apresenta uma tabela com os eventos magmáticos para essa área. Nela, pode-se observar que a distribuição espacial pode ser dividida com relação às formações afetadas. Os principais eventos são no Valanginiano-Halteriviano, quando tem-se a geração de rochas extrusivas – basaltos toleíticos – na Fm. Camboriú. Já no Aptiano Inferior a Fm. Itapema sofreu derrames de basaltos alcalinos e sub-alcalinos – toleíticos –. No Aptiano Superior, tem-se basaltos na Fm. Barra Velha e algumas soleiras de diabásio bem marcantes no topo da mesma formação, inclusive nos altos estruturais locais como pode ser visto no trabalho de [Penna *et al.* \(2019\)](#). Entretanto, como o magma ascendente na região tem uma composição alcalina, os outros eventos posteriores à deposição dos carbonatos do Pré-Sal e dos evaporitos também apresentam essas características. [Ren *et al.* \(2019\)](#) citam que os magmatismos do Santoniano-Campaniano e Eoceno geraram principalmente rochas alcalinas, que no Pré-Sal se apresentam como rochas intrusivas cortando os sedimentos.

| Fase do Evento | Classificação Geoquímica | Gênese | Tipo | Rocha Hospedeira |
|--------------------------------|--------------------------|-----------|--|---|
| Santoniano-Campaniano & Eoceno | Alcalino | Intrusiva | Diabásio alcalino Gabro alcalino, Lamprófito | Pós-Sal, intrasal e estratos do Pré-Sal |
| | | Extrusiva | Basalto alcalino | Estratos do Pós-Sal |
| Aptiano | Sub-Alcalino (Toleítico) | Intrusiva | Diabásio | Fm. Itapema |
| | | Extrusiva | Basalto | Fm. Itapema Fm. Piçarras |
| | Alcalino | Intrusiva | Diabásio alcalino | Fm. Itapema |
| | | Extrusiva | Basalto alcalino | Fm. Barra Velha Fm. Itapema |
| Valanginiano-Hauteriviano | Sub-Alcalino (Toleítico) | Extrusiva | Basalto | Fm. Camboriú (não perfurada) |

Figura 6 – Eventos magmáticos da porção norte da Bacia de Santos. Fonte: [Ren *et al.* \(2019\)](#).

2.4 Reservatórios do Pré-Sal

Os elementos de rochas geradoras, migração, reservatórios, selos e trapas em sincronia é determinante para a geração e acúmulo de hidrocarbonetos ([MAGOON; BEAUMONT, 1999](#)). Os principais sistemas petrolíferos da Bacia de Santos são compostos por interações entre folhelhos escuros e grandes acumulações de carbonatos no Pré-Sal e folhelhos

marinhos anóxicos e turbiditos Pós-Sal com possíveis migrações de óleo vindo do Pré-Sal (FERNANDEZ, 2017).

Os sistemas petrolíferos do Pré-Sal são compostos pelas Formações Piçarras, Itapema e Barra Velha. As rochas geradoras são os folhelhos lacustres de idade neobarremiana-eoaptiana ricos em matéria orgânica das formações Piçarras e Itapema da fase rifte (FERNANDEZ, 2017). Os reservatórios são compostos pelas coquinas da Formação Itapema e os carbonatos da Formação Barra Velha, portanto, um conjunto de rochas de idade barremiana e neo-aptiana do final da fase rifte e início da sag (ZÁLAN, 2016). As trapas se relacionam aos altos do embasamento e as falhas geradas na fase rifte estão relacionadas com a migração. O selo corresponde ao sal da seção evaporítica da Formação Ariri.

Um dos diferenciais para a geração de óleo na bacia é o papel dos evaporitos, não só como ótimos selos mas como mecanismo de controle de temperatura. Mello *et al.* (1995) descrevem que, devido à alta condutividade térmica do sal, foi possível haver um controle maior da temperatura na seção abaixo do sal, servindo de mecanismo de transporte do calor das camadas inferiores para as superiores.

Como as rochas geradoras estão profundas e considerando a constante sobrecarga e soterramento dos sedimentos, essas rochas chegariam a temperaturas mais altas que as necessárias para a geração de óleo. Nesse contexto, os evaporitos atrasaram o craqueamento térmico, mantendo as rochas geradoras por mais tempo na janela de temperatura ideal para a maturação do querogênio (CONTRERAS *et al.*, 2011).

2.4.1 Formação Itapema

A Formação Itapema é limitada pelas Discordâncias Jiquiá-Buracica e Pré-Alagoas (MOREIRA *et al.*, 2007), depositada entre o Barremiano e Aptiano e é composta por siliciclastos de leques aluviais intercalados por folhelhos e rochas carbonáticas. Em partes mais distais, as intercalações de folhelhos e laminitos com carbonatos é mais frequente. Os *rudstones*, *grainstones*, *wackestones*, *packstones* bioclásticos e bivalves (coquinas) formam os carbonatos com ótima porosidade e permeabilidade. Além disso, seus folhelhos são ótimas rochas geradoras, tornando essa formação um conjunto de rocha geradora e reservatório de alta qualidade (CASTRO, 2019). Chinelatto *et al.* (2020) classificam as rochas dessa formação em *grainstones* a *rudstones*.

A Figura 7 apresenta o modelo de deposição para os lagos eoaptianos, quando a deposição desta formação ocorre junto a fortes eventos tectônicos. Os depósitos fluviolacustres (THOMPSON *et al.*, 2015) em altos estruturais foram associados a falhas normais, rampas de baixo ângulo, comuns para um ambiente de rifte. Muitos fatores e características da Formação Itapema ainda são tidos como iguais ou como modelo ao seu análogo na Bacia de Campos, a Formação Coqueiros. Porém, como já dito antes, são os fatores locais

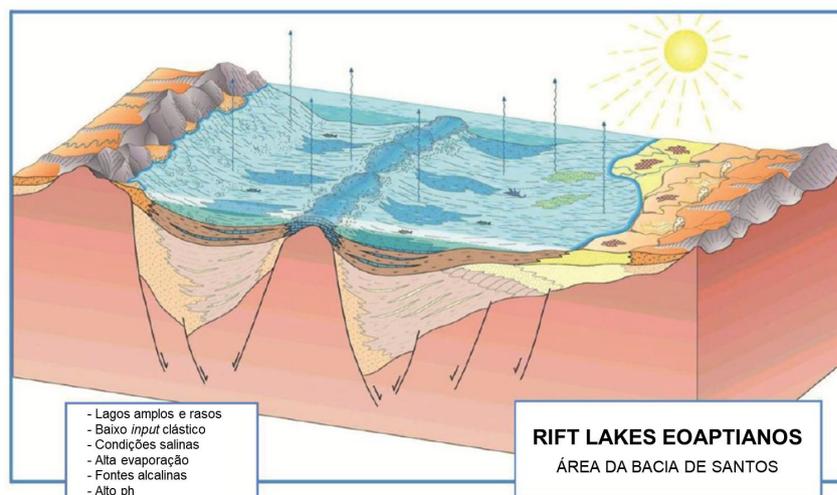


Figura 7 – Modelo deposicional após [Thompson et al. \(2015\)](#) da parte rifte do Oceano Atlântico mostrando que os principais locais de acúmulo de coquinas estariam associados às elevações sin-deposicionais isoladas. As coquinas se acumulariam nas bordas dos *horsts* e blocos de falha rotacionados. Neste caso, a Fm. Coqueiros da Bacia de Campos se correlaciona com a Fm. Itapema. Fonte: [Dias \(2020\)](#).

que fazem a diferença e pode ser fundamentais para a formação de algum tipo de depósito de maneira diferente. O potencial da Fm. Itapema é muito grande, apesar de existirem, ainda, relativamente poucos trabalhos investigando-a a fundo.

Há uma dificuldade em estudar análogos das coquinas, por haver poucos reservatórios carbonáticos que partilhem a mesma história geológica. Alguns análogos das coquinas são investigados, a fim de determinar o ambiente deposicional e para prever algum tipo de comportamento. Alguns principais para as coquinas da Bacia de Santos são as de *Shark Bay*, Austrália e os *Rift Lakes*, no leste da África ([THOMPSON et al., 2015](#)). Apesar de serem relativamente diferentes, correspondendo a uma baía hipersalina e um lago raso de água doce, respectivamente.

O caso de *Shark Bay* é estudado com relação ao comportamento hidrodinâmico e a deposição num ambiente semi-fechado com influência da ação das ondas. Porém, [Thompson et al. \(2015\)](#) ressaltam que a constituição química da água dos depósitos holocênicos é bem diferente da composição da água eo-cretácea. O caso dos *Rift Lakes* poderia ser usado para analisar a acumulação das coquinas nas rampas semi-grabens em momentos de inundação e com baixo influxo de sedimentos clásticos, aspecto semelhante à deposição das coquinas da Fm. Itapema.

2.4.2 Formação Barra Velha

A Formação Barra Velha é limitada pelas Discordâncias Pré-Alagoas e a Base do Sal. Com a Discordância Intra-Alagoas dividindo-a em parte rifte superior e sag ([BUCKLEY et al., 2015](#)). Essa formação chega a ter a mais de 500 m de espessuras em alguns locais

(WRIGHT; BARNETT, 2015).

Por muito tempo se achou que os depósitos dessa formação tinham alguma influência marinha, como se era apresentado analisando os análogos conhecidos. Como já dito anteriormente, não há análogos diretos e completos para a Bacia de Santos. Wright e Rodriguez (2018) tiveram um papel fundamental para mudar essa abordagem e apresentaram uma análise de acúmulo e deposição a partir de um ambiente lacustre. Os autores citam fatores como temperatura e química da água e a própria tectônica como fatores que podem controlar a deposição. Essa discussão é muito recente e ainda está em constante evolução.

Além disso, Wright e Rodriguez (2018) lidam com a possibilidade de que esses fatores supracitados tivessem um papel fundamental para que os carbonatos dessa formação tenham sido chamados erroneamente por anos de microbialitos. Em seu trabalho, um modelo geoquímico é aplicado e reproduzido. Dando base para a interpretação de que os carbonatos na verdade são resultado de lagos, rasos, hiperalcalinos e com ação abiótica, com algumas plataformas bióticas isoladas.

Como Rigoti *et al.* (2015) apontam, as diferenças locais são as chaves para se explicar as evoluções de cada bacia. Wright (2012) ressalta que para uma configuração de grabbens e depósitos em rampas associadas a falhas normais, a atividade vulcânica influencia não só nos sedimentos mas no hidrotermalismo e captação química.

As águas se tornando alcalinas pela alta taxa de concentração de CO₂ e drenando sedimentos vulcânicos, somado com fatores como a própria alcalinidade dos carbonatos e atividades termais, tem-se um ambiente com alta taxa de dissolução de sílica, magnésio e cálcio. Esse fato propiciou a precipitação de silicatos de magnésio. A combinação desses fatores – hidrotermalismo, altos níveis de magnésio e sílica em águas hiperalcalinas rasas, crescimento acelerado de cristais de calcita – tornou muito propícia a formação de um crescimento esferulítico da calcita (WRIGHT, 2012). Essa água rica em magnésio também propiciou a deposição irregular de géis de silicatos de magnésio, que formam as argilas magnesianas, como a estevensita (WRIGHT; BARNETT, 2015).

Wright e Tosca (2016) constroem de maneira muito clara a relação entre as diferentes concentrações carbonáticas e seus processos chave. Por exemplo, como citado acima, carbonatos que surgiram de maneira abiótica estão relacionados a águas com o pH mais ácido, a precipitação de calcita biogênica limitada, águas com a taxa de evaporação alta, lagos rasos da fase sag, captação ígnea alta e altas concentrações de Mg e Si. Não coincidentemente, essas são as características da Formação Barra Velha. Além disso, os mesmos autores ressaltam que a melhora da porosidade está diretamente relacionada à diminuição de estevensita, que seria a fácies 1 do modelo de ciclotema proposto por Wright e Barnett (2015) (Figura 4). Essas fácies estão relacionadas ao nível de base dos lagos.

Jesus *et al.* (2019), reúnem as principais fácies sísmicas da Formação Barra Velha.

São elas: plataformas carbonáticas, com refletores paralelos e subparalelos com amplitudes não altas, demonstrando uma arquitetura agradacional ou progradacional; *Mounds* isolados acima das plataformas, com refletores caóticos e amplitudes baixas e moderadas; *Mounds* alinhados e acompanhando zonas de falhas – em sua maioria falhas profundas –; fácies retrabalhadas com refletores caóticos e amplitudes baixas. O modelo proposto por esses autores tem os padrões de *build-ups* – neste trabalho chamados de *mounds* – acumulados em bordas de falhas com um lineamento SW-NE e em altos isolados com *shrubs* associados. As fácies de plataformas são encontradas em altos ou baixos extruturais planos, sendo que as que ocorrem em baixos têm uma alta concentração de lamias. As fácies retrabalhadas – subaerialmente em períodos de baixo nível de água – estão em bordas de falhas, nos terrenos baixos.

3 Fundamentação Teórica

3.1 Resolução Sísmica

Nesta seção são levantados alguns conceitos úteis para se ter o discernimento do que significa resolução sísmica e o que esse termo carrega consigo de utilidade para o estudo do sinal sísmico. A resolução sísmica é uma grandeza, ou uma medida de limite que indica a capacidade de distinção entre dois eventos, mesmo sendo de reflexões suficientemente próximas. Dois eventos de reflexões são ditos "resolvíveis" quando é possível separar duas assinaturas de ondas, ou seja, *wavelets* resultantes das respostas de cada evento (YILMAZ *et al.*, 2001; KALLWEIT; WOOD, 1982; RICKER, 1953; SIMM; BACON, 2014).

Portanto, existe uma diferença clara entre detectar uma camada – ou dois eventos adjacentes – e resolver essa camada. Diz-se que dois eventos foram detectados quando há a resposta, ou gravação, de duas reflexões com a razão sinal / ruído suficientemente alta. Dois eventos são resolvidos quando suas respostas são separáveis em dois sinais distintos. Kallweit e Wood (1982) comentam que, por exemplo, uma camada abaixo da resolução sísmica pode ser detectada mas pode não ser possível aferir sobre a sua real espessura. Ou seja, o problema de resolução sísmica é um problema de banda de frequência (WIDESS, 1973).

A complexidade da resposta sísmica torna a análise da resolução um problema de várias variáveis. Simm e Bacon (2014) ressaltam que o formato da *wavelet* e a largura de banda (λ) limitam a resolução sísmica. É válido ressaltar que camadas abaixo da resolução modificam o sinal de resposta pelo Princípio da Superposição e conseqüente interferência entre os lóbulos laterais das *wavelet* dos dois eventos, nesse caso. E isso torna os dois eventos não separáveis e até mesmo não detectáveis.

É necessário então não só entender a definição da resolução sísmica mas também os fatores que limitam e fundamentam esse conceito. Kallweit e Wood (1982) apresentam alguns critérios – Rayleigh, Ricker e Widess – para a definição prática a partir das interações das *wavelets* e também propõem um critério unificado para esse limite. Simm e Bacon (2014) ressaltam que um modelo de grande utilidade para o estudo da resolução é o modelo de uma camada em cunha pois a partir dele, é possível analisar na prática a resposta das interferências no sinal entre o topo e base das camadas e como o Efeito de *Tuning* pode definir bem o limite inferior da resolução sísmica (KALLWEIT; WOOD, 1982; SIMM; BACON, 2014).

3.1.1 O Modelo Convolutivo

Toda a análise deste texto envolve a utilização do procedimento de modelar um traço sísmico de incidência normal a partir de uma convolução. O conceito da convolução entre dois sinais gira em torno de representar como um sinal - ou sistema linear - impacta ou interage com o outro. O traço sísmico é considerado como a convolução do pulso sísmico (*wavelet*) com um coeficiente de reflexão, ou uma função dos mesmos, que se relaciona diretamente com as interfaces contrastantes de propriedades elásticas de rochas (SIMM; BACON, 2014). Portanto, é possível estudar como a função dos coeficientes de reflexão é modificada ao ser convolvida com a função da *wavelet*, gerando assim uma outra função chamada de sismograma, que é escalada a partir da função dos coeficientes de refletividade e com as formas da *wavelet* (YILMAZ *et al.*, 2001).

Na sísmica de reflexão as ondas mecânicas são injetadas em um meio e viajam por ele, sendo parcialmente refletidas ao entrarem em contato com um outro meio com diferentes propriedades elásticas. Neste processo, dependendo do ângulo de incidência, em um meio elástico, ondas P são decompostas em ondas S. Basicamente, quando uma onda P atinge uma interface entre duas camadas com propriedades físicas diferentes ocorre uma decomposição dessa onda em quatro partes, há a reflexão em forma de onda P e de onda S com parte da energia e há a refração na forma de onda P e de onda S com o resto da energia.

Para esse tipo de modelagem do traço sísmico, são necessárias algumas proposições (YILMAZ *et al.*, 2001):

1^a: A Terra ser composta por camadas horizontais em subsuperfície, principalmente localmente, seguindo a Lei de Steno;

2^a: A onda incide de forma normal à camada, não gerando assim as ondas cisalhantes (Ondas S);

3^a: A forma da onda e a amplitude dela não muda com a profundidade, não ocorrendo perda de energia e nem a necessidade de haver uma correção de espalhamento geométrico (*Geometric spreading correction*).

Sobre o tipo de dado útil para essa abordagem, Yilmaz *et al.* (2001) apontam que os perfis de dados de poço tem uma componente de baixa frequência que podem se relacionar com mudanças de litologias, a curva exibe um caráter de blocos, que seriam as camadas. A componente de alta frequência pode ter relação com mudanças locais numa camada, como partes com propriedades diferentes, porosidade, tipo de fluido entre outros. Os dados de perfis de poços de velocidade e densidade possibilitam a ligação entre a sísmica e a geologia do local.

A impedância acústica (I_p) é definida como o produto da velocidade compressional pela densidade ($V \cdot \rho_b$). Os valores dos coeficientes de refletividade são definidos como:

$$r = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}, \quad (3.1)$$

no qual ρ_i e V_i são, respectivamente, os valores de densidade e velocidade compressional para uma dada camada. Há uma relação com o contraste de Impedância Acústica entre um par de camadas, no caso da equação 3.1 as camadas 1 e 2 são, respectivamente, a superior e inferior e levando em conta que o pulso sísmico está se propagando verticalmente para baixo. O coeficiente de reflexão é definido como uma razão de mudança das impedâncias acústicas entre duas camadas (YILMAZ *et al.*, 2001). A partir da equação 3.1, pode-se concluir que essa função será composta por picos (*spikes*) – diferentemente da impedância acústica que é uma propriedade de camadas – posicionados nas interfaces de cada camada. Esses picos refletem a magnitude de uma onda refletida nessa interface, então os valores representam a amplitude da onda refletida para uma onda incidente de amplitude igual a um.

Na prática, o que aconteceria, usando as condições anteriores, é que quando uma onda se propaga em subsuperfície ela é refletida inúmeras vezes, ao passar por interfaces entre camadas com propriedades físicas diferentes. E nessa reflexão a onda, ou melhor, a *wavelet*, toma forma de acordo com o local, sinal e intensidade do valor do coeficiente, ou seja, ela é escalonada. Em um cenário normal, vão haver n camadas e portanto $n - 1$ coeficientes de reflexão espessados de acordo com as interfaces. A resposta da reflexão da onda incidente será composta por *wavelets* escalonadas nos tempos de coeficientes de reflexão garantido pelo princípio da superposição dos eventos. Matematicamente, esse processo é estabelecido por uma convolução (YILMAZ *et al.*, 2001).

Segundo Russell (1988), levando em consideração que a função de refletividade é disposta como o coeficiente de reflexão para cada amostragem de tempo e o pulso sísmico uma função no tempo, a convolução pode ser tida como a reposição de cada coeficiente com a versão escalada desse pulso e somando-se ao resultado.

Portanto, a convolução de uma *wavelet* com uma série de coeficientes de reflexão resulta em uma função do traço sísmico de incidência (1D). Essa convolução pode ser definida como:

$$S(t) = W(t) * r(t) + n(t), \quad (3.2)$$

no qual $S(t)$ é a função do traço sísmico, $W(t)$ é a função da *wavelet* e $r(t)$ é a função de refletividade da interface e $n(t)$ é o ruído aleatório do ambiente. No caso dessa análise, inicialmente, o ruído será ignorado. Assim, a convolução que resulta no traço sísmico é:

$$S(t) = W(t) * r(t). \quad (3.3)$$

A Figura 8 exemplifica o esquema desta convolução.

fazem um apanhado geral de três princípios que tangem a análise, que são os critérios de Rayleigh, Ricker e Widess.

3.1.2.1 Critério de Rayleigh

Rayleigh (JENKINS *et al.*, 1958), ao fazer experimentos óticos para analisar padrões de difração por fendas, estabeleceu um método para definir o limite de resolução do pulso sísmico. Esse limite se dá pela separação pico-vale. Define-se então o intervalo de tempo entre o máximo central e o mínimo adjacente de uma reflexão, como a resolução sísmica. Ou seja, duas reflexões serão visíveis e separáveis quando a separação entre elas for maior ou igual à separação de um pico a um vale adjacente (KALLWEIT; WOOD, 1982).

Este critério é aplicado para pulsos sísmicos sem lóbulos. No caso do pulso sísmico estar centrado em zero, por exemplo, o valor do limite de resolução ($\frac{b}{2}$) (Figura 10) pode ser encontrado para valores em que a derivada da função da *wavelet* é igual a zero - $\frac{d}{dt}(W(t))$, $t \neq 0$.

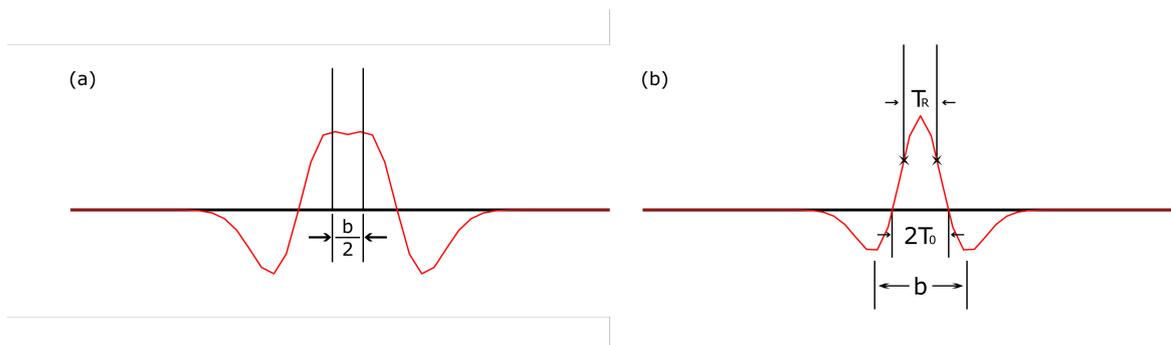


Figura 10 – Sinal sísmico exemplificando como seria se a resposta se o limite para o Critério Rayleigh estivesse sendo satisfeito (a). Pontos de Inflexão ("X" na imagem) e marcações importantes em um pulso sísmico. Sendo "b" a distância de pico a vale (b). Fonte: Modificado de Kallweit e Wood (1982).

Um ponto importante é a diferença entre o b e o $2T_0$. São nomenclaturas que se referem a um mesmo contexto, o da "largura do pulso sísmico" mas são medições diferentes. Em inglês, esses termos são chamados de *breadth* (b) e *width* ($2T_0$) ou *zero-crossing interval* (intervalo de cruzamento-zero). A diferença entre esses dois intervalos é mostrada na Figura 10(b). Portanto, Kallweit e Wood (1982) destacam que o fator que estaria relacionado com a resolução sísmica nesse caso é o intervalo b .

A partir dessas definições, pode-se formular que a resolução sísmica a partir do Critério de Rayleigh é obtida fazendo a primeira derivada do pulso sísmico.

3.1.2.2 Critério de Ricker

Semelhante ao estudo do Rayleigh, Ricker (1953) também analisou a largura do pulso sísmico. Em seu estudo, ele estabeleceu que os picos centrais de dois eventos

suficientemente próximos se fundem em um único pico principal a medida que a separação entre os eventos diminui. Estipulando então que o limite da resolução sísmica é onde o pico máximo central da resposta sísmica assumisse uma forma de curvatura zero, ou seja, um *flat spot* (Figura 11).

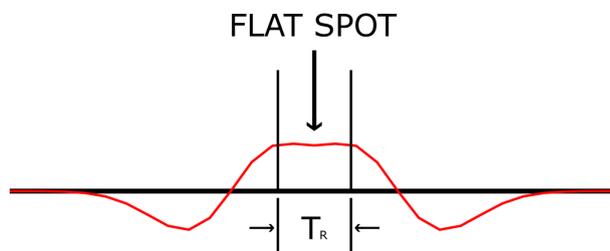


Figura 11 – Limite de Resolução de acordo com o Critério de Ricker (1953). Fonte: Modificado de Kallweit e Wood (1982).

Portanto, Ricker mostrou que o limite de resolução pode ser obtido a partir da segunda derivada da função do pulso sísmico. Com isso, estipulou que o *flat spot* ocorre quando dois máximos de duas reflexões são separados por um intervalo igual à separação dos pontos de inflexão da *wavelet*, aqui representado como o T_R na Figura 10(b).

Enquanto Ricker (1953) fez sua análise para um cenário em que não havia variação na polaridade dos eventos, Widess (1973) aplicou o seu critério para um cenário com polaridades opostas das reflexões de topo e base da camada. Kallweit e Wood (1982) fazem uma síntese de todos os critérios e estabeleceram um critério para a resolução sísmica mais amplo e unificado, definindo uma forma de análise que não tenha dependência da polaridade.

3.1.2.3 Critério de Widess

O Critério de Widess (1973) é semelhante ao critério estabelecido por Ricker, porém Widess usa duas reflexões com mesma amplitude e polaridades opostas para a definição do limite de resolução. Widess observou que ao diminuir a espessura da camada, aproximando assim os dois *spikes* do pulso sísmico – pontos de máxima amplitude – o resultado da convolução do pulso sísmico com as reflexões resulta em dois picos com polaridades opostas, com um dos lóbulos laterais se cancelando com o lóbulo do outro pulso sísmico, resultando em uma forma de traço que se assemelha com a derivada do próprio pulso.

A medida que a camada diminui, a resposta do sinal se estabiliza como forma da derivada do pulso sísmico. Em seguida, com a diminuição gradativa da camada, a forma e o tempo de pico a vale da resposta do sinal passam a não mudar mais. Variando apenas a amplitude dos eventos. Essa separação em que ocorre essa estabilização – da forma e tempo de pico a vale – é quando a espessura da camada é igual a $1/8$ do comprimento de

onda da frequência predominante do pulso sísmico. Neste caso, [Widess \(1973\)](#) definem esse valor de $1/8$ do comprimento de onda como o valor mínimo para a camada ser detectável. Porém ainda não resolvível.

3.1.3 A Espessura de *Tuning*

Para estudar critérios para definição da resolução sísmica citados anteriormente e adotar um modelo para o estudo de camadas finas e sua resolubilidade, [Kallweit e Wood \(1982\)](#) modelaram dois cenários de camadas que consiste em uma sequência de modelos estratigráficos com duas camadas de espessuras variantes cercadas de duas camadas de espessuras constantes. As camadas do meio têm espessuras variáveis linearmente, como mostrado na Figura 12.

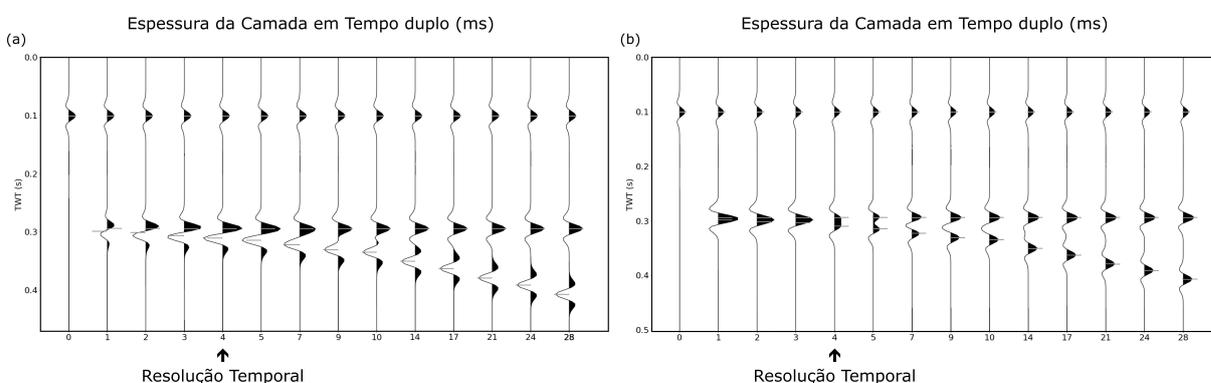


Figura 12 – Modelos utilizados para analisar o uso dos critérios e as espessuras mínimas resolvíveis. Modelo convolucional com dois picos de mesma amplitude e polaridade. Com a resposta variando de acordo com a separação entre os picos (a). Modelo convolucional com dois picos de mesma amplitude e polaridade. Com a resposta estabilizando em forma de derivada de uma *wavelet* com a aproximação entre os picos (b). Fonte: Modificado de [Kallweit e Wood \(1982\)](#).

Os modelos criados tiveram como objetivo avaliar os critérios Rayleigh, Ricker e Widess ([KALLWEIT; WOOD, 1982](#)) para estudar a resolução sísmica a partir de um o modelo de cunha. No modelo 1 (Figura 12(a)), a camada do meio possui uma impedância maior do que a camada superior e menor do que a camada inferior. Então, o topo e a base da camada do meio são representados por dois picos positivos. Esse modelo será utilizado para aplicar os conceitos dos Critérios de Rayleigh e Ricker. Já no modelo 2 (Figura 12(b)), a camada do meio possui impedância maior do que a camada superior e maior que a camada inferior, gerando um pico positivo no topo e um negativo na base.

A Resolução Temporal pode ser definida como a separação, em tempo, entre os pontos de inflexão do pulso sísmico (Figura 10(b)), segundo o Critério de [Ricker \(1953\)](#). Já a Espessura de *Tuning*, segundo o Critério de Rayleigh, é definida como sendo $\frac{b}{2}$, onde b é o ponto onde o tempo de pico a pico é igual à espessura real. Este valor é calculado

igualando a primeira derivada do pulso sísmico a zero e é equivalente ao tempo do pico central ao vale adjacente da *wavelet*.

É válido analisar a dedução com o objetivo de diferenciar os diversos critérios de resolução que já foram mencionados. Kallweit e Wood (1982) fazem essas deduções matemáticas para chegar nas definições da Resolução Temporal e do Tempo de *Tuning*. Esta análise é de grande valia pois, com isso, busca-se sanar dúvidas com relação a como se calculam esses valores conhecidos na indústria na análise de resolução.

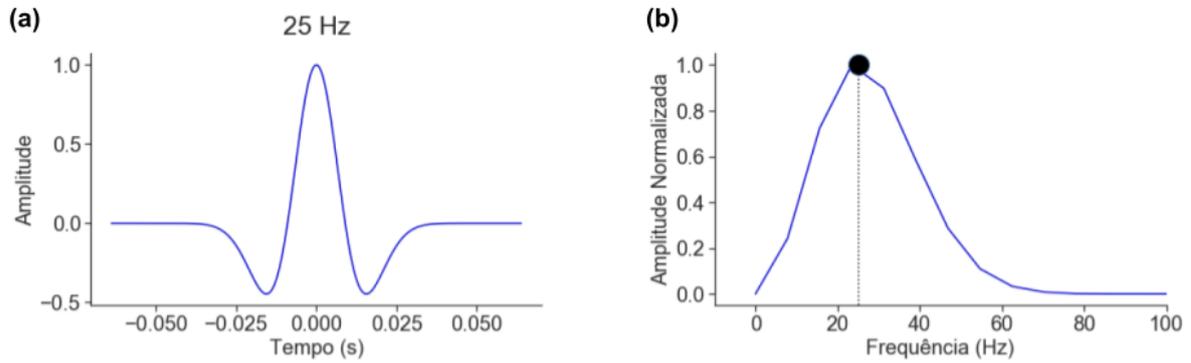


Figura 13 – Pulso sísmico de Ricker com 25 Hz de frequência de pico (a) e seu espectro normalizado (b) a partir da transformada de Fourier o ponto preto na imagem é onde a amplitude é máxima e com isso é determinada a frequência de pico.

A forma analítica da amplitude da *wavelet* de Ricker (Figura. 13(a)) (RICKER, 1953) é definida como:

$$R(t) = [1 - 2(f_p \pi t)^2] e^{-(\pi f_p t)^2}, \quad (3.4)$$

no qual f_p é a frequência de pico do sinal. Vale ressaltar a diferença entre a frequência de pico e a frequência dominante. A frequência dominante é obtida a partir do período da onda. Já a frequência de pico é obtida ao analisar a amplitude do espectro de frequência do sinal (Figura 13(b)) a partir da transformada de Fourier do sinal. A relação entre frequência dominante (f_d) a frequência de pico (f_p) para um pulso sísmico de fase zero é:

$$f_{dominante} = 1,3 f_{pico}. \quad (3.5)$$

Para encontrar o valor da resolução sísmica a partir do Critério de Rayleigh, calculamos a derivada de $R(t)$ (equação 3.4):

$$\frac{d}{dt}(R(t)) = 2(\pi f_p)^2 t [2(\pi f_p t)^2 - 3] e^{-(\pi f_p t)^2}, \quad (3.6)$$

Ao igualar a primeira derivada da equação analítica da *wavelet* a fim de se encontrar os pontos críticos, e manipulando a equação 3.4 tem-se:

$$-\pi f_p e^{-(\pi f_p t)^2} \cdot (1 - 2(\pi f_p t)^2) = 4\pi f_p^2 t \cdot e^{-(\pi f_p t)^2}. \quad (3.7)$$

Cancelando os termos, chega-se numa equação de segundo grau:

$$2\pi^2 f_p^2 t^2 - 4f_p t - 1 = 0. \quad (3.8)$$

Substituindo os valores da frequência de pico do pulso sísmico que neste exemplo foi escolhido como 20 Hz, temos:

$$t = \frac{-(-4f_p) \pm \sqrt{(-4f_p)^2 - 4 \cdot 2\pi^2 f_p^2 \cdot (-1)}}{2 \cdot 2\pi^2 f_p^2}, \quad (3.9)$$

$$t = \frac{4f_p \pm f_p \sqrt{16 + 8\pi^2}}{4\pi^2 f_p^2} = \frac{4 \pm 9,8}{4\pi^2 f_p^2} = \frac{1}{2,6f_p}. \quad (3.10)$$

Com isso, chega-se a $\frac{1}{2,6f_p}$ como valor correspondente a $\frac{b}{2}$. Este é o Tempo de Espessura de *Tuning*.

A título de completar o estudo das derivadas, o Critério de Ricker usa a segunda derivada da equação 3.4:

$$\frac{d^2}{dt^2}(R(t)) = (2\pi^2 f_p^2)^2 t^4 - 12(\pi f_p)^2 t^2 + 3, \quad (3.11)$$

para calcular o tempo em que vai ocorrer o *flat spot*. Igualando a segunda derivada a zero e fazendo as manipulações matemáticas devidas, o valor $\frac{1}{3f_p}$ é obtido como correspondente ao T_R , ou seja, a Resolução Temporal.

As relações finais para o Tempo de Espessura de *Tuning* são:

$$\frac{1}{2,6f_p} = \frac{b}{2}, \quad (3.12)$$

e para a Resolução Temporal:

$$\frac{1}{3f_p} = T_R. \quad (3.13)$$

Para associar o valor de Tempo da Espessura de *Tuning* com a Espessura de *Tuning*, é utilizada a relação entre a frequência dominante e a de pico (equação 3.5):

$$\lambda = \frac{V}{f_d}, \quad (3.14)$$

tem-se que:

$$\frac{b}{2} = \frac{1}{2,6f_p} = \frac{1}{\frac{2,6f_d}{1,3}} = \frac{1}{2f_d} = \frac{\lambda}{2V}. \quad (3.15)$$

Com isso e sabendo que $f_d = \frac{V}{\lambda}$, tem-se:

$$\begin{aligned} V \cdot \frac{b}{2} &= \frac{\lambda}{2} \\ \therefore \Delta Z_b &= \frac{\lambda}{4}, \end{aligned} \quad (3.16)$$

definindo assim, o limite resolvível de uma espessura da camada, a Espessura de *Tuning*.

3.1.4 Efeito de *Tuning*

Como visto anteriormente, a resolução sísmica é diretamente influenciada pelo formato do pulso sísmico e o seu conteúdo de frequência, que por sua vez impacta na largura de banda. A partir dessas características é possível definir se as camadas serão espessas o suficiente para, além de serem detectadas, ser possível resolvê-las, ou seja, ser possível detectar separadamente os eventos das reflexões do topo e base da camada.

Widess (1973), assim como outros autores, citam a diferença entre resolver uma camada - que como é necessário ter uma espessura maior que $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda (λ) - ou apenas detectar a camada a partir do dado sísmico. Neste caso, camadas com espessuras entre $\frac{1}{4}$ e $\frac{1}{8}$ do comprimento de onda são detectáveis, mas não é possível determinar a sua espessura.

O sinal perturbado pode sofrer uma interferência construtiva ou destrutiva (Figura 14), quando um lóbulo ou pico do pulso sísmico é somado com outro de outro evento, o resultado tem amplitude aumentada, se a amplitude tiver o mesmo sinal, configurando uma interferência construtiva. Se o sinal dos eventos suficientemente próximos for oposto, há então uma interferência destrutiva, a amplitude da resposta é menor do que se esperava.

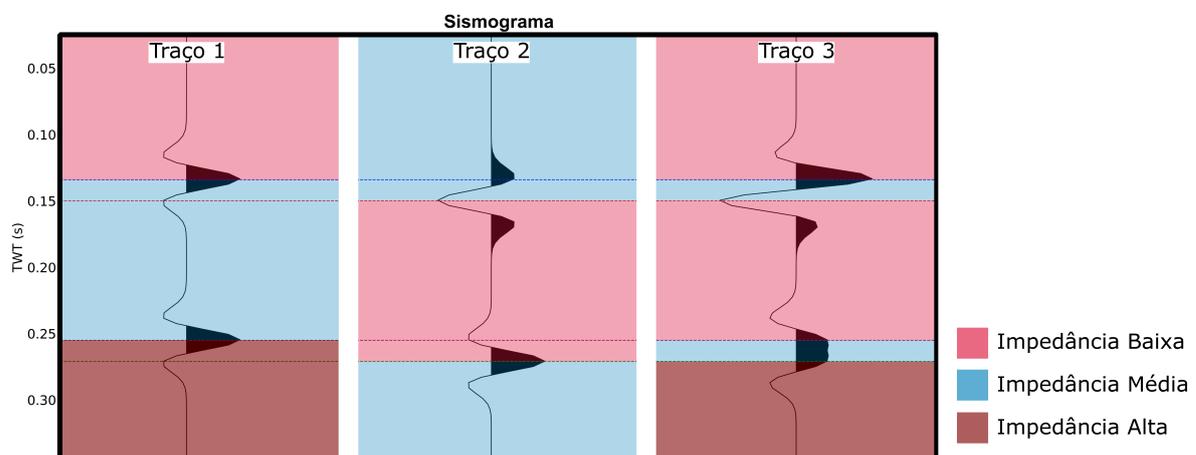


Figura 14 – Esquema de modelos convolucionais para representar como a interferência ocorre no traço sísmico. Diferentes tipos de traços foram modelados a partir de perfis de impedâncias. O Traço 3 é a união dos perfis de impedância dos Traços 1 e 2, com o objetivo de conter todas as interfaces dos dois traços anteriores. Leva-se em conta o princípio da superposição da convolução para que essa soma entre os traços seja igual ao próprio modelo convolucional para o Traço 3. Também, é possível notar a interferência construtiva para a camada superior de impedância média e uma interferência destrutiva para a camada inferior de impedância média.

A Figura 14 ilustra um caso de um modelo convolucional de cinco camadas em

que é possível observar como o sinal pode sofrer interferências construtivas e negativas. Nesta figura, os Traços 1 e 2 foram modelados para deixar mais claro o que acontece com a resposta do Traço 3. O Traço 3 é resultado da soma dos Traços 1 e 2. Apesar dos três traços terem sido modelados de maneira separada, seguindo o princípio da superposição da convolução (YILMAZ *et al.*, 2001), a resposta final de dois ou mais sinais é a soma das respostas dos sinais individualmente. Ou seja, o primeiro evento do Traço 1 somado ao primeiro evento do Traço 2 resulta no primeiro evento do Traço 3; O Traço 3, por sua vez, foi modelado de maneira individual, como está representado no esquema de cores da Figura 14, e a convolução resultante desse esquema de impedâncias tem como consequência uma resposta igual à essa soma dos Traços 1 e 2.

No Traço 3 da Figura 14, é possível observar que as interfaces acima e abaixo das duas camadas de impedância média resultam em sinais com interferências construtivas e destrutivas. Neste traço, o pico positivo forte por volta de 0.13s é resultado da soma do pico central referente ao Traço 1 e do lóbulo lateral referente ao Traço 2. Como esses dois valores são positivos, há uma interferência construtiva. Também neste traço, o pico positivo fraco por volta de 0,25s é resultado da soma do pico positivo do Traço 2, neste tempo, com o lóbulo lateral referente ao Traço 1, que tem valor negativo neste tempo, resultando assim numa interferência destrutiva.

Simm e Bacon (2014), argumentam que a análise da resposta sísmica de um modelo de cunha é uma maneira prática de se analisar as interferências de topo e base de uma camada. Este modelo normalmente utilizado tem três camadas e em cada traço, a camada do meio diminui ou aumenta com relação a coluna anterior. As extremidades são onde essa camada chega no seu máximo de espessura ou afina até zero.

A Figura 15 apresenta a resposta dos traços sísmicos modelados para um caso de uma camada de arenito como intercamada de folhelhos que diminui de espessura da direita para a esquerda. Esse tipo de modelagem é útil e aplicável para estratigrafias da borda de bacia. No caso dos depósitos do Pré-Sal, algumas camadas de carbonatos afinam em direção à subsuperfície deposicional inicial, podendo ser uma deposição controlada por uma estrutura anterior. Na estratigrafia, a deposição de sedimentos subaquosos em taludes tende a acompanhar a morfologia do fundo, seguindo a declividade. Outro exemplo seriam eventos tectônicos sindeposicionais, como por exemplo em bacias de limites de placas, justamente o contexto das bacias do Pré-Sal, em que é possível detectar que uma camada foi depositada ao mesmo tempo que um evento tectônico, como uma falha, ao constatar que a espessura desta aumenta em direção à falha. Portanto é bem comum em bacias sedimentares detectar uma camada que muda de espessura lateralmente até afinar até o limite no seu extremo.

A Figura 15 é resultado de um modelo convolucional usando um pulso sísmico que se aproxima de uma *wavelet* de Ricker (Figura 15(d)). Yilmaz *et al.* (2001) e Simm e

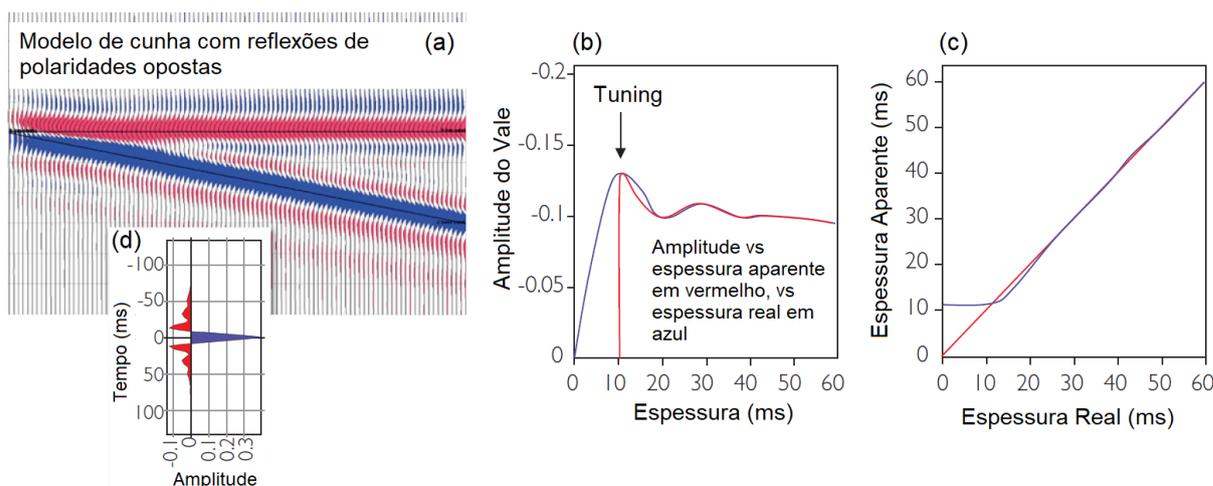


Figura 15 – Modelo de interferência. (a): resposta do traço sísmico para o modelo de cunha com reflexões da camada do meio com polaridades opostas. (b) e (c): Gráfico da espessura *versus* características da amplitude. (d): *Wavelet* utilizada. Fonte: Modificado de [Simm e Bacon \(2014\)](#).

[Bacon \(2014\)](#) justificam o uso de uma *wavelet* de Ricker com fase nula por ser possível garantir um pico central em zero e simetria. Com isso, garante-se que o pico no traço sísmico corresponda ao topo de uma camada na posição no tempo que ela realmente se encontra, facilitando a interpretação.

A Figura 15(b) e (c) apresenta os gráficos com informações sobre o *tuning* construídos a partir da resposta do modelo de cunha (Figura 15(a)). Guiando-se sempre pelas amostras do topo da camada do meio, é possível perceber que se trata de uma reflexão com amplitude negativa. Observando os valores ao longo dos traços sísmicos da direita para a esquerda, há um momento que a amplitude fica mais negativa – maior em módulo. Como já visto, esse momento que a amplitude começa a aumentar em módulo, devido a interferência dos sinais referentes ao topo e a base da camada, é o início do efeito de *tuning*. Na parte do gráfico de espessura *versus* a amplitude do vale, ou seja, a amplitude da reflexão negativa, o gráfico tem um mínimo de amplitude. E como já mencionado, o tempo correspondente a esse mínimo é a espessura de *tuning*.

A espessura aparente é definida como a separação entre os dois picos que seriam correspondente ao topo e base da camada ([SIMM; BACON, 2014](#)). Também é possível destacar no gráfico da espessura real - aquela escolhida na modelagem - *versus* a espessura aparente - aquela que seria visível na sísmica - (Figura 15(c)) que a curva azul indica o caráter da espessura aparente da camada. Para camadas mais finas que a espessura de *tuning*, a espessura aparente não varia mais, nesse caso, por volta de 10ms. Evidenciando mais uma constatação feita anteriormente de que eventos com separação menor que a resolução, ou seja, a espessura de *tuning* não são separáveis, mantendo-se constante a espessura aparente.

3.1.5 Resolução em Dados de Impedância

Hill (2005) demonstra que o ganho de resolução sísmica a partir de um dado de impedância acústica é aproximadamente $\frac{1}{3}$ da resolução de um dado em amplitude sísmica. Ou seja, após o processo de inversão sísmica a resolução torna-se $\frac{1}{12}$ do comprimento de onda do dado.

Em uma análise a partir de dados de poços foi possível determinar valores de impedância relativos à camada alvo. Hill (2005) em seu modelo escolheu valores para a janela de transição para as interfaces da camada do meio.

Além disso, o autor cita o diferencial do método como sendo a adição das baixas frequências no dado modelado. Esse conteúdo de baixa torna o dado mais susceptível a ser dividido em blocos. O conteúdo de frequência mais amplo traz consigo o aumento da resolução, chamada pelo autor de espessura de inversão (HILL, 2005).

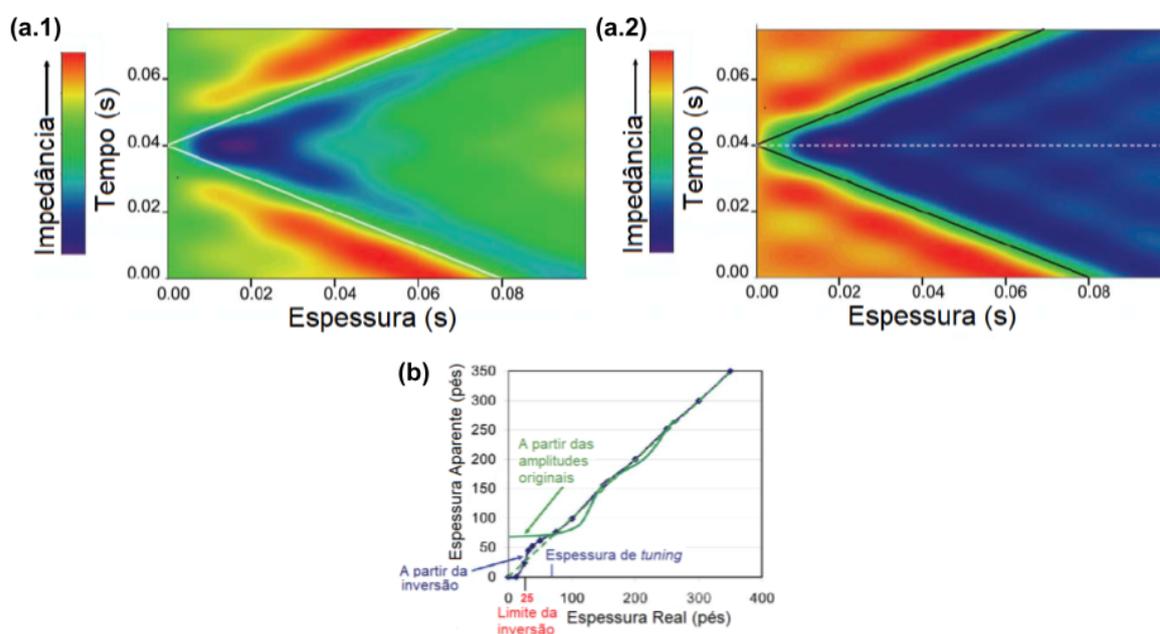


Figura 16 – Modelos de cunha pré (a.1), de um dado invertido com a banda limitada de 8 a 52 Hz e pós (a.2), de 1 a 52 Hz, a adição de baixas frequências. Gráfico com a comparação das espessuras (espessura versus espessura aparente) a partir do dado original, em amplitude (verde) e da inversão (azul) (b). Fonte: Modificado de Hill (2005).

A Figura 16 apresenta o modelo que Hill (2005) construiu para analisar o efeito das baixas frequências no estudo de resolução sísmica. Porém, o primeiro modelo de impedância foi filtrado de 8 a 52 Hz, ou seja, as baixas frequências foram retiradas. Já no segundo modelo, ele utilizou um filtro passa baixa até 52Hz, como mostrado na Figura 16(a.2).

A partir desses modelos, Hill (2005) computou as espessuras levando em conta o valor de impedância que lhe pareceu razoável para a janela de transição que é representa

no modelo como a área de cores verdes (Figura 16.a.2). A Figura 16.b apresenta os gráficos de espessura aparente *versus* a real para a análise feita a partir do dado em impedância e do dado em amplitude.

Com o uso dos dados invertidos é possível determinar espessuras abaixo da espessura de *tuning* (HILL, 2005). Isto é possível devido ao fato de que no processo de inversão ser adicionado o conteúdo de baixa frequência via um modelo a priori. Com isso, espera-se que a caracterização de um reservatório, por exemplo, será feita com mais qualidade utilizando um dado invertido, não só pelo fato do dado estar em camadas mas também devido ao aumento da resolução.

4 Metodologia

A metodologia deste trabalho apresenta três estudos de caso. O primeiro analisa o modelo convolucional e o modelo de cunha, com o objetivo de observar os efeitos to *tuning* numa seção 2D. O segundo estudo analisa o impacto da espessura de *tuning* na resolução em rochas presentes no Pré-Sal da Bacia de Santos. E o terceiro estudo de caso é um catálogo de respostas sísmicas construído a partir de dados de poços e do modelo convolucional.

O estudo de caso 1 (Seção 4.1) é baseado na análise que [Simm e Bacon \(2014\)](#) descrevem em seu livro. O estudo nesse presente texto segue de maneira análoga o mesmo objetivo: analisar os possíveis impactos no traço sísmico de uma camada que afina lateralmente em forma de cunha. Para isso, foram construídos modelos de três camadas sendo a do meio com espessura variante. Faz-se então uma comparação entre os traços com diferentes conteúdos de frequência. Os valores escolhidos para as propriedades modeladas são baseados na literatura, os valores das frequências de pico das *wavelets* utilizadas têm como base dados sísmicos do tipo streamer encontrados no intervalo do pré-sal da Bacia de Santos ([DIAS, 2020](#); [PENNA](#); [LUPINACCI, 2021](#)).

Em sua análise, [Hill \(2005\)](#) usa um modelo de cunha e analisa o impacto das baixas frequências no modelo de impedância acústica para a estimativa da resolução sísmica. A análise presente neste texto tem como objetivo o impacto da suavização da largura do espectro de frequência. Para isso modelos foram gerados utilizando diferentes frequências de corte, como um filtro passa baixa.

O estudo de caso 2 (Seção 4.2) analisa o impacto de uma camada em *tuning* em uma seção sísmica. Para isso, três modelos foram construídos utilizando valores de impedância acústica e velocidades compressoriais típicos encontrados em reservatórios do Pré-Sal. O objetivo é analisar como o sinal se comporta tanto com relação à amplitude das reflexões quanto aos possíveis atrasos temporais dos picos.

O estudo de caso 3 Seção (4.3) trata-se de uma aplicação mais prática com dados de um campo do pré-sal da. Foram utilizados os perfis de impedância acústica. Foi aplicado um *upscale* utilizando a média de [Backus \(1962\)](#), de acordo com a aplicação de [Liner e Fei \(2006\)](#), e uma reamostragem para 5m nos perfis de impedância acústica desses poços. O objetivo desse estudo é modelar o traço sísmico para os poços e construir um catálogo de respostas sísmicas das principais discordâncias do Pré-Sal.

4.1 Estudo de Caso 1: O Modelo de Cunha

O primeiro estudo de caso consistiu em criar modelos em forma de matrizes para calcular o sismograma sintético a partir do modelo convolucional. As camadas modeladas são dispostas horizontalmente entre si e a camada do meio tem forma de cunha. Primeiro constrói-se este modelo com valores de impedância acústica. Em seguida, calcula-se a refletividade que posteriormente é convolvida com o pulso sísmico. Com isso, uma seção sísmica sintética é obtida.

O modelo de impedância acústica é suavizado utilizando um filtro passa-baixa para diferentes frequências de corte. Essa filtragem tem como objetivo simular resultados obtidos a partir de inversões sísmicas. Com esses modelos construídos – sismograma sintético e impedância acústica suavizada – são realizados os estudos de resolução sísmica.

4.1.1 O Modelo de cunha e análise da espessura de *tuning* em amplitude

Com relação à metodologia do cálculo do traço sísmico, foi construído um *script* utilizando a linguagem de programação Python. com o intuito de modelar a geologia da área de interesse. Com isso, foi calculado o traço sísmico 1D utilizando o modelo convolucional e foi analisado o comportamento da onda ao percorrer diversos cenários possíveis, sempre com o objetivo de estudar a resolução sísmica. Para isso, foram utilizados exemplos dos trabalhos de Penna *et al.* (2019) e de Dias (2020) como referências, tanto para as espessuras de camadas quanto de valores de impedâncias acústicas, velocidades compressoriais e densidades.

O objetivo da modelagem do traço sísmico foi construir uma seção que representasse um sismograma sintético com as camadas dispostas em forma de modelo de cunha, como visto no exemplo de Simm e Bacon (2014) na Figura 15. A construção seguiu a ordem de modelar vários poços e organizá-los lado a lado, criando uma seção, como apresentado na Figura 17.

A modelagem constituiu na criação de um perfil 1D de velocidades compressoriais intervalares, tomando como referência de valores distribuídos e compilados por Dias (2020) e outro perfil com as respectivas densidades usando a relação de Gardner *et al.* (1974) para calculá-las:

$$\rho_b = a \cdot V_P^b. \quad (4.1)$$

A título de simplificação do método, as camadas foram tidas como valores constantes, visto que o objetivo não contemplava necessariamente garantir e prever o valor das propriedades, mas estudar o impacto das suas variações no traço sísmico. E analisar

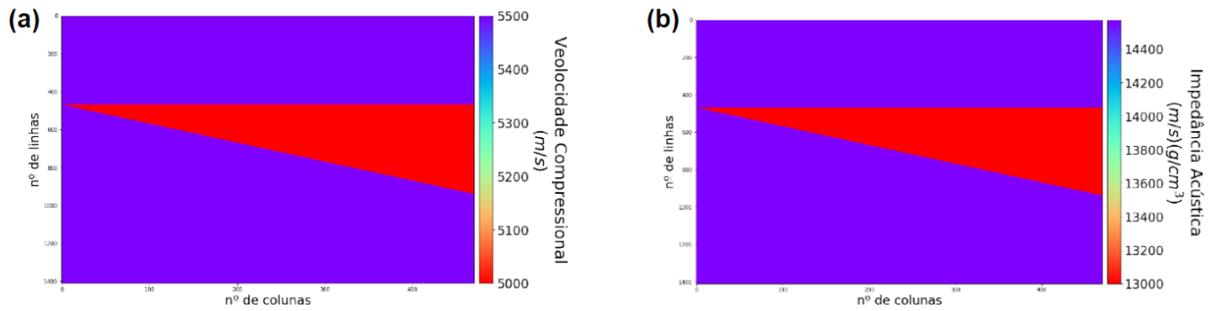


Figura 17 – Matrizes de velocidade (a) e impedância acústica (b) construídas para a modelagem convolucional com o objetivo de realizar a convolução traço a traço dos valores de refletividade com o pulso sísmico. A matriz com os valores de velocidade compressional (a) do modelo de cunha tem valores para carbonatos não porosos como sendo: 5500 m/s e porosos: 5000 m/s. A matriz com os valores de impedância acústica (b) do modelo de cunha tem valores para carbonatos porosos: 14600 m·g/s·cm³ e não porosos: 13000 m·g/s·cm³. Valores obtidos a partir do trabalho de Dias (2020).

a espessura de *tuning* para diferentes cenários. Este tipo de modelagem das camadas geológicas foi utilizado por ser simples e ao mesmo tempo carregar um sentido geológico válido o suficiente para atingir os resultados desejados para esta equação (equação 4.1), bastaria apenas a informação da velocidade compressional e a definição dos expoentes a e b para o cálculo da densidade. A equação 4.1 foi então definida por Gardner *et al.* (1974), onde foram utilizado os valores de $a = 0,31$, $b = 0,25$, V_p é a velocidade compressional em m/s e ρ_b é a densidade da formação, vale ressaltar que os expoentes a e b foram calculados de forma empírica pelos autores.

A litologia escolhida para essa análise foi a interação entre carbonatos porosos e não porosos. Buscando-se modelar um reservatório carbonático com uma camada de carbonato poroso – um ótimo reservatório – envolto de carbonatos pouco porosos acima e abaixo dessa camada. As velocidades compressionais são resultado de uma análise de valores comuns na literatura Sheriff e Geldart (1995) e a partir do trabalho de Dias (2020), que realizou um estudo de inversão em dados do pré-sal. As espessuras da camada inserida variaram de modo que se pudesse observar como essas espessuras afetariam o comportamento do traço. E cada perfil à direita apresenta a espessura da camada do meio mais espessa que o caso do perfil anterior.

A Figura 17(a) apresenta o modelo construído com os valores de velocidade das três camadas. A camada de carbonato com porosidade baixa foi modelada com velocidades compressionais de 5500 m/s, enquanto que a camada de carbonatos porosos tem velocidade compressional de 5000 m/s. Foi calculado então os valores das densidades. Em seguida, multiplicou-se os valores de velocidade compressional (V_p) e densidade (ρ) obtendo-se os valores de impedância acústica (I_p) (Figura 17(b)):

$$I_p = V_P \cdot \rho. \quad (4.2)$$

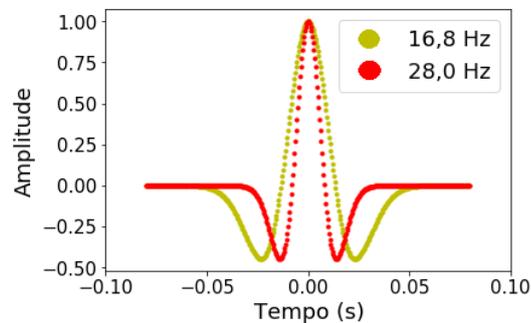


Figura 18 – Pulso sísmico do tipo Ricker com 16,8 Hz (amarelo) e 28,0 Hz (vermelho) de frequências de pico

Como o espaçamento entre as amostras, a modelagem da camada de carbonato poroso toma uma razão constante em que a camada começa, à esquerda, inexistente e conforme se observa o perfil – ou a coluna – à direita, a camada fica uma amostra mais espessa com uma amostragem de 5 metros. Esse fato será usado para se calcular as espessuras resultantes.

A partir desse modelo, calcula-se o traço sísmico de cada perfil. O estudo nesse momento consiste em calcular a resposta sísmica do modelo de cunha apresentado na Figura 17(b) para duas frequências de pico utilizando os valores apresentados de por (DIAS, 2020), sendo elas: 16,8 Hz e 28,0 Hz.

A convolução dos pulsos sísmicos (Figura 18) com a matriz de coeficientes de reflexão ocorre convolvendo o pulso sísmico coluna a coluna. O resultado dessa convolução é um sismograma sintético como exposto na Figura 19, onde é possível analisar os traços da forma *wiggle*.

A Figura 19 também mostra um recurso que será de muita utilidade para a análise dos resultados. Na Figura 19(a) é notado que além dos traços sísmicos em forma de *wiggle*, também são vistas retas azuis e vermelhas. As retas azuis correspondem ao topo e a base real do carbonato poroso. Enquanto, as retas vermelhas correspondem as amplitudes máximas em módulos do topo e da base aparente do carbonato poroso.

Como se trata de uma modelagem, a reta azul foi construída já sabendo qual seria a espessura da camada a cada coluna que a matriz possui. Idealmente, o topo da camada de carbonato poroso foi modelado com uma profundidade constante enquanto que a base decresce de maneira linear em uma amostra por coluna a direita.

Como visto na seção 3.1.4, a espessura aparente consiste na separação pico a pico – ou pico a vale – com relação a uma camada (SIMM; BACON, 2014). No modelo da Figura 19(a), é possível observar que existem dois conjuntos de picos, um negativo acima

e um positivo abaixo que está inclinado. A partir disso é possível constatar que há uma diminuição de impedância acústica na passagem da camada abaixo para a camada do meio. Além disso, a passagem da camada do meio para a camada do topo configura um pico negativo, ou seja, há um aumento da impedância acústica de baixo para cima, já que o coeficiente de reflexão é negativo.

A espessura aparente foi calculada a partir de um *script* que buscou valores mínimos e máximos, respectivamente, de cada traço e guardou o valor em tempo desses picos. Com isso, foram construídas as curvas de topo e base da espessura aparente – as curvas vermelhas

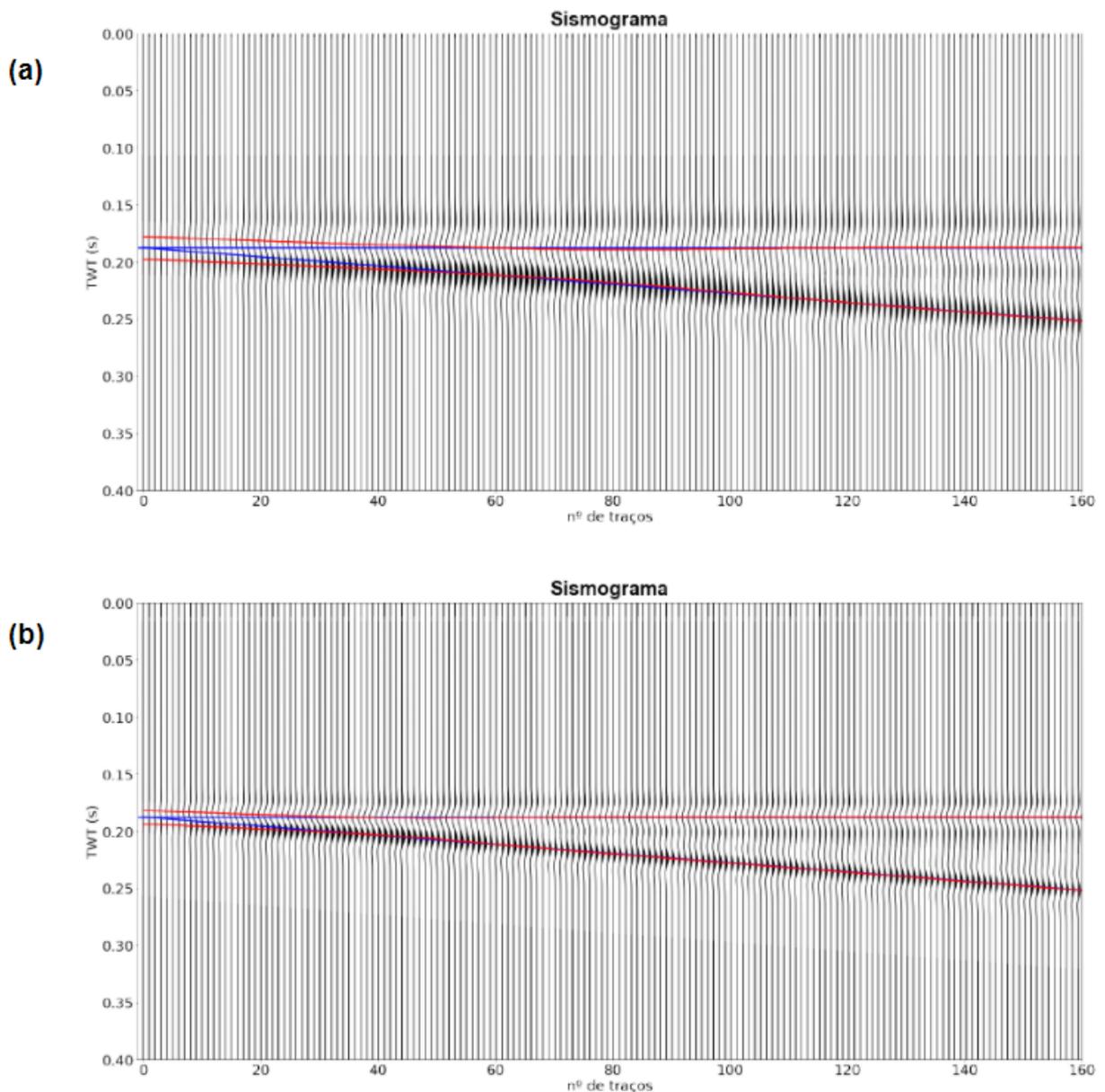


Figura 19 – Sismogramas construídos a partir do modelo convolucional. Para melhor visualização das reflexões, há um *zoom* nas parte de cunha. Além disso, as curvas azuis representam as posições do topo e base da camada em forma de cunha. As curva vermelhas representam o topo e base aparentes. Sismograma de 16,8 Hz em tempo duplo (a). Sismograma de 28,0 Hz em tempo duplo (b).

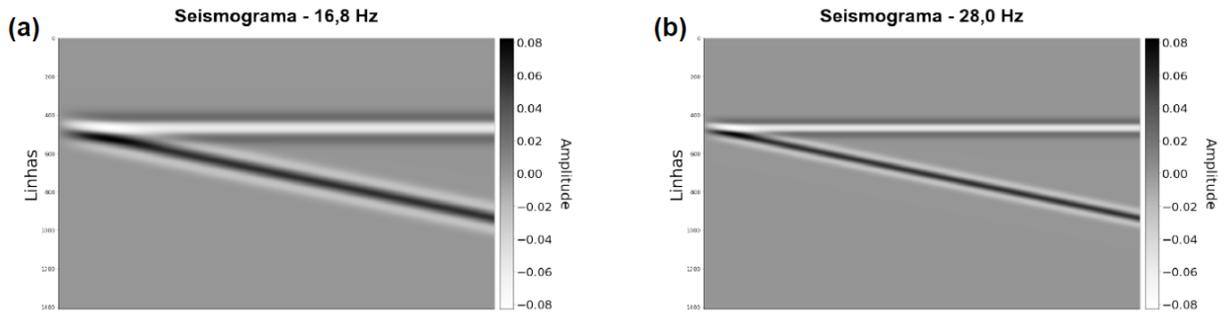


Figura 20 – Mesmos sismogramas da Figura 19 ilustrados em escala de cinzas. Esta escala de cor permite uma melhor visualização do efeito de *tuning*. Sismogramas modelados utilizando um pulso sísmico com uma frequência de pico de 16,8 Hz (a) e 28,0 Hz (b).

– apresentadas na Figura 19.

A Figura 20 ilustra os sismogramas na forma de valores de amplitude, em escalas de cinzas, uma forma visual para analisar a intensidade do sinal. Esse tipo de visualização é útil para entender e mensurar o efeito de *tuning* em uma camada em forma de cunha.

4.1.2 Modelo de cunha e análise da espessura de *tuning* em impedância acústica

Como visto na seção 3.1.5, uma alternativa para a análise de espessuras mínimas é utilizar o dado de impedância acústica advindo de uma inversão sísmica. Hill (2005), em sua análise conclui que pode haver um ganho de até 30% de resolução nos dados de impedância acústica quando comparado com a amplitude sísmica. Para este trabalho, foi utilizado um modelo de cunha análogo ao da Figura 17(a) e construída uma matriz com os valores das camadas semelhantes, porém com uma taxa de amostragem de 5 m. A matriz com os valores de impedância acústica é apresentada na Figura 21.

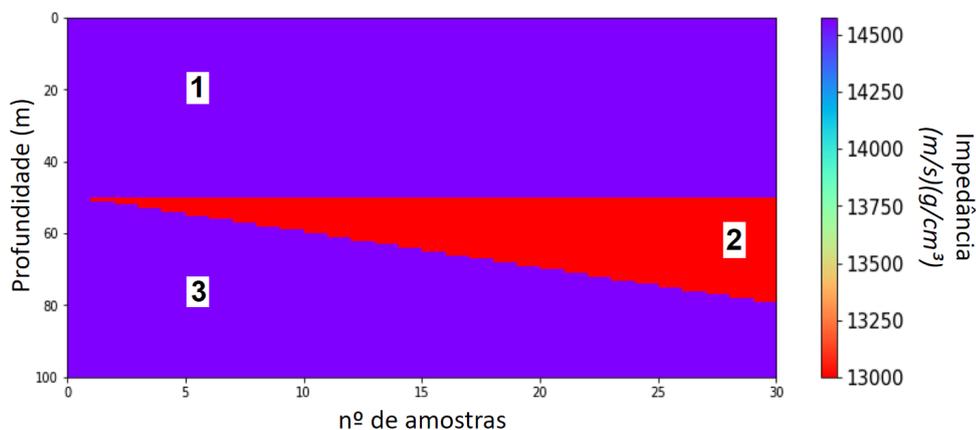


Figura 21 – Matriz do modelo de cunha com os valores de impedância acústica

O objetivo é comparar a análise de espessuras mínimas resolvíveis dos resultados

feita usando o dado em amplitude sísmica (seção 4.1.1) e um modelo suavizado de impedância acústica. Para isto, o dado de impedância acústica (Figura 21 e Figura 23) foi suavizado, usando funções do Python. O intuito foi aplicar um filtro "passa baixa" e a análise consiste em definir espessuras mínimas para esse caso referentes às frequências de corte do filtro.

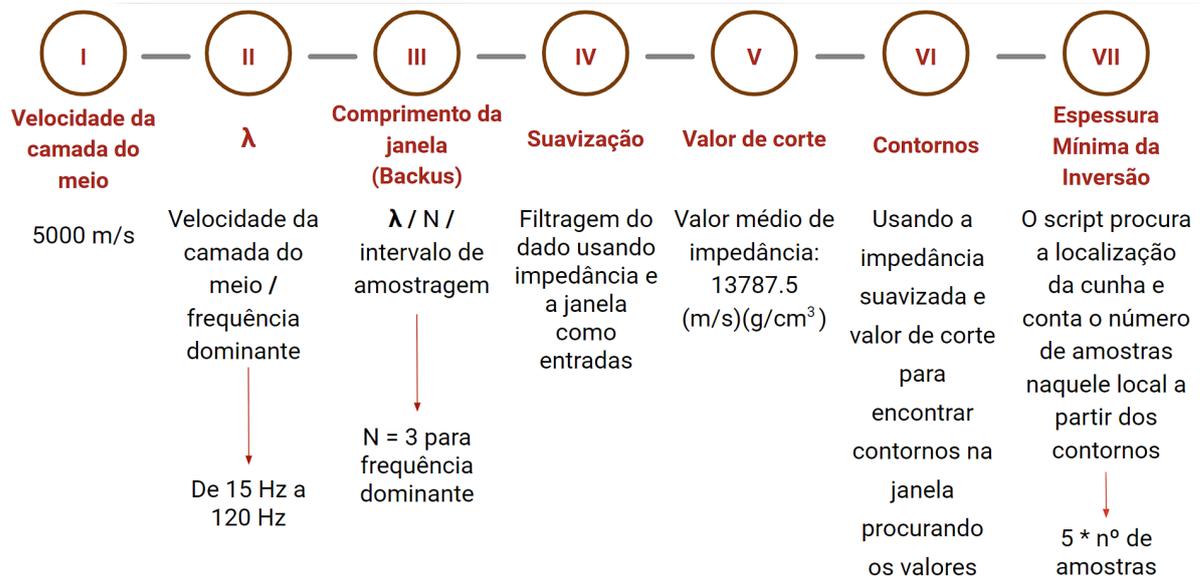


Figura 22 – Metodologia utilizada para se estimar o valor da Espessura Mínima da Inversão

Os passos apresentados na Figura 22 foram utilizados para definir a espessura da camada mais fina, que pode ser resolvida a partir dos dados em impedância acústica, aqui chamada de espessura mínima da inversão, uma abordagem bem próxima a utilizada por Penna e Moreira Lupinacci (2021).

Após modelar a camada de cunha – representada pela camada 2 da Figura 21 –, conhecendo a sua velocidade, calcula-se o comprimento de onda para ser usado na definição do comprimento da janela que Liner e Fei (2006) apresentam:

$$l' \leq \frac{\lambda_{dom}}{N} = \frac{v_{min}}{N f_{dom}}, \quad (4.3)$$

no qual l' é a janela mínima e N é um fator que varia com a utilização da frequência dominante ou de pico – usando a teoria de anisotropia de Backus (1962). Estes autores propõem uma média móvel que é dependente do comprimento de onda. Para isso, é necessário definir uma janela que a média irá percorrer e ser calculada. Justamente essa janela em forma de comprimento de onda dominante é definida por Liner e Fei (2006), em seu trabalho que aplicam uma média a partir da teoria de Backus em dados de perfis sônicos. Aqui, essa janela móvel é escolhida e definida para ser usada no filtro afim de suavizar o dado. O resultado desse fluxo de trabalho é apresentado na Figura 23.

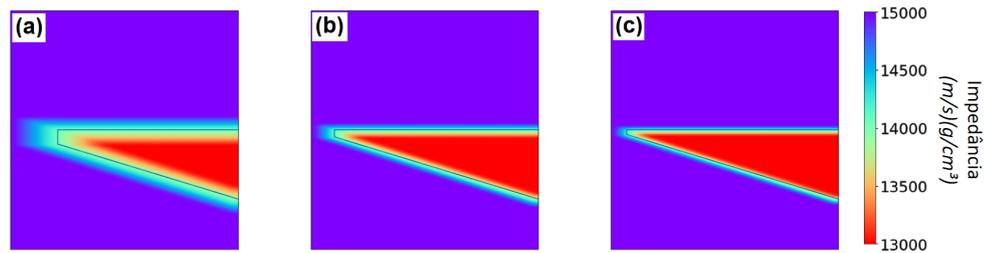


Figura 23 – Exemplos de modelos de impedância acústica suavizados para 30 Hz (a), 60 Hz (b) e 100 Hz (c).

Na Figura 23 são apresentados os contornos resultantes dos passos *V* e *VI* da metodologia ilustrado na Figura 22. Nestes passos o *script* define uma curva que contorna toda a camada a partir de um valor de impedância acústica, que aqui foi definido como o valor médio entre as camadas. Se esse valor for mais próximo do valor de impedância acústica da camada 2, isso faria com que as curvas de contornos se aproximassem ainda mais da camada. Representando assim uma menor espessura de *tuning*, ou seja, uma maior resolução.

O passo *V* é calcular a espessura de cunha. Valor obtido pelas linhas de contorno. O cálculo da espessura consiste em multiplicar o número de amostras entre as linhas de contorno pela taxa de amostragem. Se a frequência de corte for maior, isso representa um resultado de maior resolução.

4.2 Estudo de caso 2: Estudo de Espessura de *Tuning*

Para um melhor entendimento dos impactos da resolução sísmica, foram criados três modelos (Figura 24) representando três possíveis cenários de reservatórios do Pré-Sal. Com o objetivo de analisar o impacto no traço sísmico da espessura de uma intrusão ígnea.

A Figura 24 apresenta como esses modelos foram construídos. Vale ressaltar que o critério para a construção desses modelos seguiu a lógica dos modelos já mencionados anteriormente. Para esse caso foi escolhido que a espessura da camada da rocha ígnea variasse. A Figura 24(A) é o caso em que a camada da rocha ígnea tem espessura menor que a resolução sísmica, mais precisamente, $\frac{\lambda}{4}$, o limite de resolução com relação à resolução dessa camada (WIDESS, 1973). A Figura 24(B) representa o caso em que a rocha ígnea tem espessura igual à espessura de *tuning*. A Figura 24(C) é o caso em que a rocha ígnea tem espessura igual ao comprimento de onda (λ).

Os valores escolhidos para as velocidades compressoriais das camadas estão de acordo com valores comuns na literatura (SHERIFF; GELDART, 1995; DIAS, 2020). A halita foi modelada com velocidade igual a 4570 m/s, a rocha ígnea intrusiva com 5700 m/s e o carbonato poroso, com 5000 m/s. As densidades foram calculadas a partir de Gardner *et*

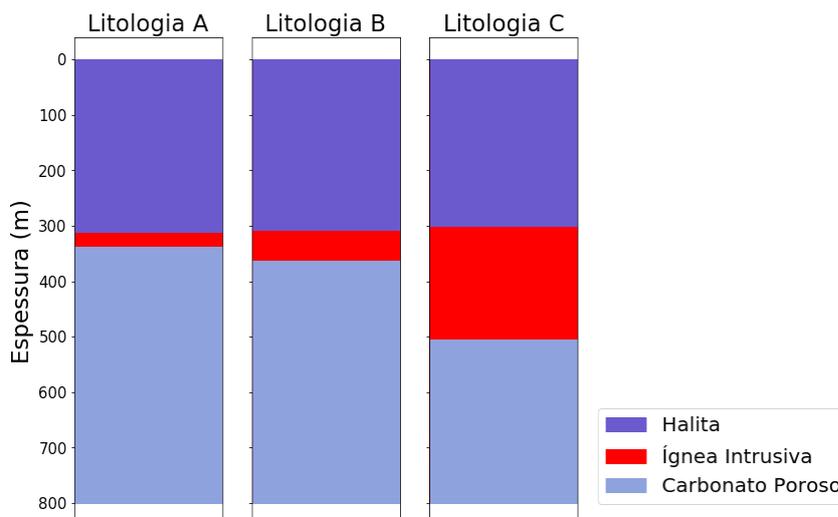


Figura 24 – Esquema de litologias dos três modelos construídos. O λ para este caso é 200 m. A camada de rocha ígnea intrusiva varia sua espessura entre 25 m (A), 50 m (B) e 200 m (C)

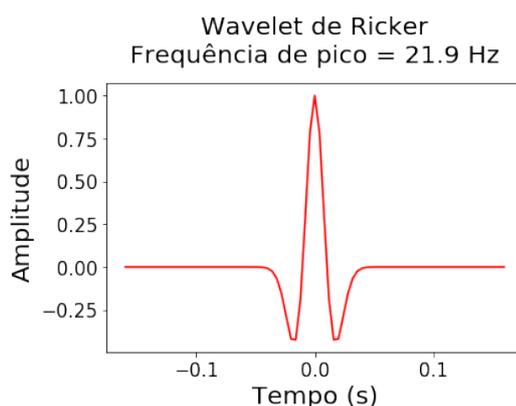


Figura 25 – Pulso sísmico do tipo Ricker com 21,9 Hz de frequência de pico

al. (1974) e a impedância acústica a partir da equação 4.2.

O traço sísmico foi obtido a partir do modelo convolucional utilizando um pulso sísmico do tipo Ricker de fase zero com uma frequência de pico de 21,9 Hz. Esta frequência foi utilizada a fim de simplificar os cálculos. Como a espessura de *tuning* é definida como $\frac{\lambda}{4}$, modelou-se a camada com espessura de *tuning* de 50 m e com uma velocidade compressional de 5700 m/s. A equação é resolvida para se achar o valor da frequência dominante necessária – 28,5 Hz para esse caso – para se estabelecer essa relação. Após isso, calculou-se a frequência de pico para ser utilizada no pulso sísmico que é apresentado na Figura 25.

A Figura 26 ilustra os gráficos dos coeficientes de reflexão com um espaçamento de 5 m entre as amostras para os três casos modelados. Os pontos azuis e vermelhos representam os tempos do topo e da base da rocha ígnea, respectivamente. Os resultados dessa seção tem como objetivo exemplificar como o caso de camadas em *tuning* e espessas

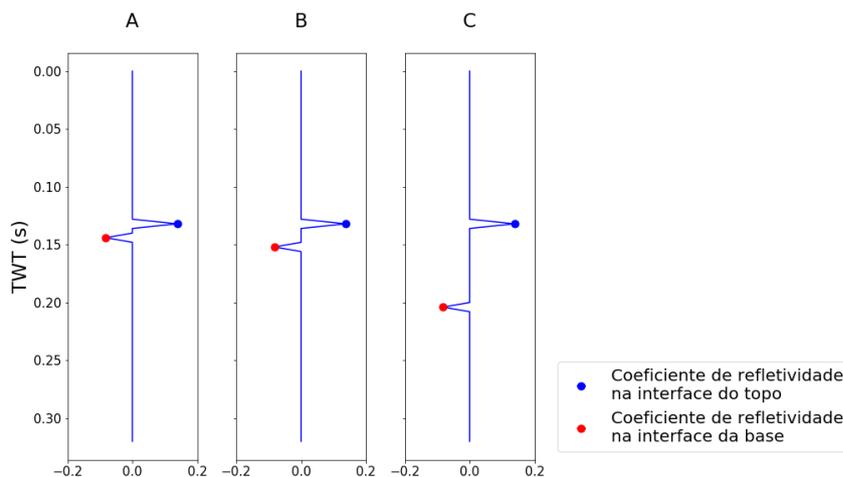


Figura 26 – Curvas de coeficientes de reflexão para os três modelos. Pontos azuis e vermelhos indicam a posição das interfaces de topo e base da rocha ígnea. Eixo X representa a intensidade do coeficiente e o eixo Y é o tempo duplo de viagem da onda.

respondem na sísmica com relação ao formato do traço e à amplitude.

4.3 Estudo de caso 3: Catálogo de respostas sísmicas

Uma parte importante da interpretação sísmica é o mapeamento das discordâncias e, acima de tudo, unir as informações de poços para fundamentar e caracterizar as camadas. Com esse intuito, foi construído traços sintéticos em 10 poços. Todos os cálculos e devidas correções foram feitas, utilizando a linguagem de programação Python.

Neste estudo a modelagem foi realizada para os poços a partir do dado com *upscale* calculado a partir de uma média móvel utilizando a janela de Backus (BACKUS, 1962; LINER; FEI, 2006). Foram utilizadas duas frequências picos para o pulso sísmico: 16,8 Hz e 28,0 Hz (DIAS, 2020). Os dados de poços foram perfilados na zona do Pré-Sal da Bacia de Santos, atravessando com a Discordância Jiquiá-Buracica em dois poços, a Discordância Pré-Alagoas em sete poços e a Base do Sal em todos os poços. Ou seja, as principais formações serão contepladas.

O objetivo foi criar um catálogo de respostas sísmicas relacionando os marcadores de topo de formações com as alguns horizontes que são mapeados no intervalo do pré-sal. O sinal foi analisado não só com relação à sua amplitude mas também o seu comportamento na janela de transição.

Em concomitância com o trabalho de Dias (2020), foram feitas as comparações utilizando o pulso sísmico com as frequências de pico do dado original e pré-condicionado, 16,8 Hz e 28,0 Hz, com o objetivo de comparar a resolução e como tornaria possível uma interpretação mais fidedígna e acertiva do sinal com um dado de maior resolução sísmica.

Os dados são de poços da Bacia de Santos e são apresentados na Figura 27. Os perfis de litologias foram criados a partir da análise de perfis compostos e de eletrofácies a fim de separar os dados com relação às formações e às litologias mais relevantes no intervalo analisado. Essa divisão separa as formações e as litologias que têm diferenças de propriedades físicas das rochas.

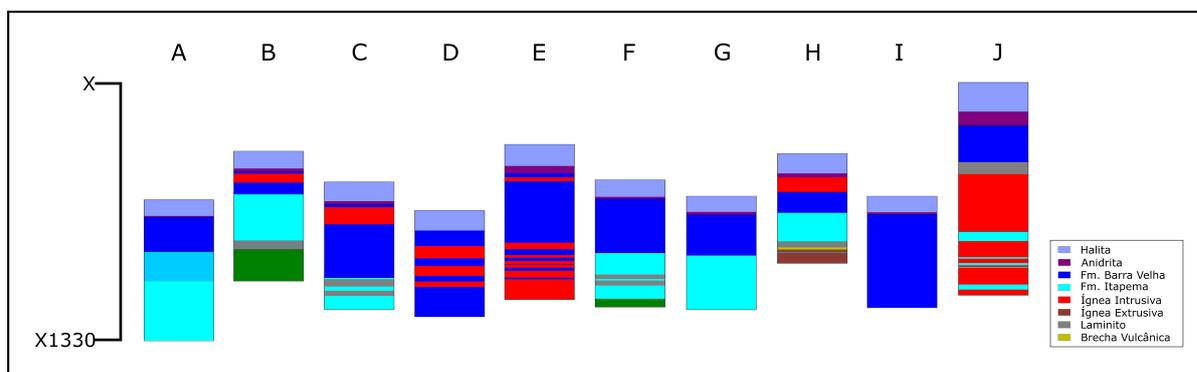


Figura 27 – Esquema simplificado das litologias dos poços utilizados para a modelagem do traço sísmico

Partindo da ordem cronológica das formações, dois poços atravessam a Discordância Jiquiá-Buracica e foram contemplados nessa primeira parte, são os poços B e F. Além disso, dois poços têm rochas ígneas na Fm. Barra Velha, espessas o bastante para serem analisadas e, portanto, foram incluídos nessa etapa, são os poços D e E.

O segundo conjunto de dados incluem a Discordância Pré-Alagoas. Esses poços contêm o topo da Fm. Itapema e a base da Fm. Barra Velha, onde é comum a presença de corpos ígneos (PENNA *et al.*, 2019), folhelhos e laminitos em baixos estruturais (CHINELATTO *et al.*, 2020). Essa subdivisão contempla os poços A, F, G, H, C, B e J.

O terceiro conjunto contempla a base do sal. Para esse caso, todos os poços foram utilizados. A parte inferior da Fm. Ariri foi modelada no topo dos poços, acima da Fm. Barra Velha. Para esses casos, somente os sais mais comuns foram modelados: anidrita e halita. As velocidades dos sais foram extraídas do trabalho de Teixeira e Lupinacci (2019), e são 4750 m/s e 6096 m/s para a halita e anidrita, respectivamente.

A Tabela 1 apresenta os valores das espessuras da camada de anidrita. Vale ressaltar que a anidrita está em *tuning* em alguns poços, portanto, terá um papel fundamental na influência do comportamento do sinal na janela de transição entre o sal e a Formação Barra Velha. A espessura de *tuning*, como já definida, é calculada como $\frac{\lambda}{4}$, sendo $\lambda = \frac{V_P}{1,3 \cdot f_{pico}}$. Logo, para o primeiro caso, com a frequência de pico de 16,8 Hz, a espessura e *tuning* é igual a 70 m. Já para o caso da frequência de pico do dado pré-condicionado de Dias (2020) – 28,0 Hz –, a espessura e *tuning* diminui para 42 m. Esses valores estão diretamente ligados ao limite de resolução vertical, e, naturalmente, ao ganho de resolução com o incremento no conteúdo de frequência.

| Poços | Espessura da camada de anidrita (m) |
|----------|-------------------------------------|
| A | 5 |
| B | 15 |
| C | 15 |
| D | 0 |
| E | 35 |
| F | 5 |
| G | 15 |
| H | 20 |
| I | 10 |
| J | 70 |

Tabela 1 – Espessura das camadas de anidrita modeladas na base do sal. Valores com base nos dados de poço e perfis compostos.

5 Resultados e Discussão

Neste capítulo, apresentam-se os resultados e discussões das análises feitas para os estudos de caso realizados. Primeiro, são apresentados os resultados da construção dos modelos de cunha, sismogramas sintéticos e análises dos gráficos de espessuras reais e de *tuning*. Em seguida, comparam-se essa abordagem com os resultados dos modelos de impedância acústica suavizados e como a resolução sísmica se comporta para cada caso. Os resultados do segundo estudo de caso apontam para a diferença de amplitude para o mesmo contraste de rochas, devido às interferências construtivas e destrutivas que ocorrem na interação entre topo e base da camada. Já o terceiro estudo de caso aplica todos os conceitos anteriores de modelagem convolucional e resolução sísmica – a partir de um *script* construído em Python – para dez poços da Bacia de Santos e se constrói um catálogo de respostas sísmicas.

5.1 Estudo de Caso 1

Nesta etapa, os resultados dos sismogramas sintéticos são apresentados, bem como as interpretações e definições de topo e base reais e aparentes da camada intermediária do modelo de cunha. Gráficos que comparam as espessuras visíveis na sísmica – aparente – e as reais que foram modeladas apontam o comportamento do *tuning*. Como supracitado, a análise com relação à resolução utilizando dados advindos de impedância acústica é melhor, devido ao maior conteúdo de frequência. Também são feitas algumas conclusões que relacionam a resolução com o conteúdo de frequência do dado.

5.1.1 Sismograma sintético do modelo de cunha

Os modelos de cunha são muito úteis para o entendimento e análise da resolução sísmica tanto para a espessura de *tuning*, quanto para a relação da resolubilidade com relação ao conteúdo de frequência.

Os sismogramas sintéticos das seções em cunha com os contornos aproximados de topo e base da camada do meio evidenciam uma conclusão que [Kallweit e Wood \(1982\)](#) salientam. A espessura de *tuning* é o ponto em que a espessura mínima aparente é a mesma que a espessura real, abaixo dessa espessura, os eventos não corresponderão com a posição real da interface. Esse conceito será melhor visitado nos próximos resultados.

Além disso, outra particularidade importante é que conforme a camada se afina com valores menores que a espessura de *tuning*, o limite da resolução não permite que essa porção da camada seja resolvida de maneira correta. Sendo a espessura aparente a distância

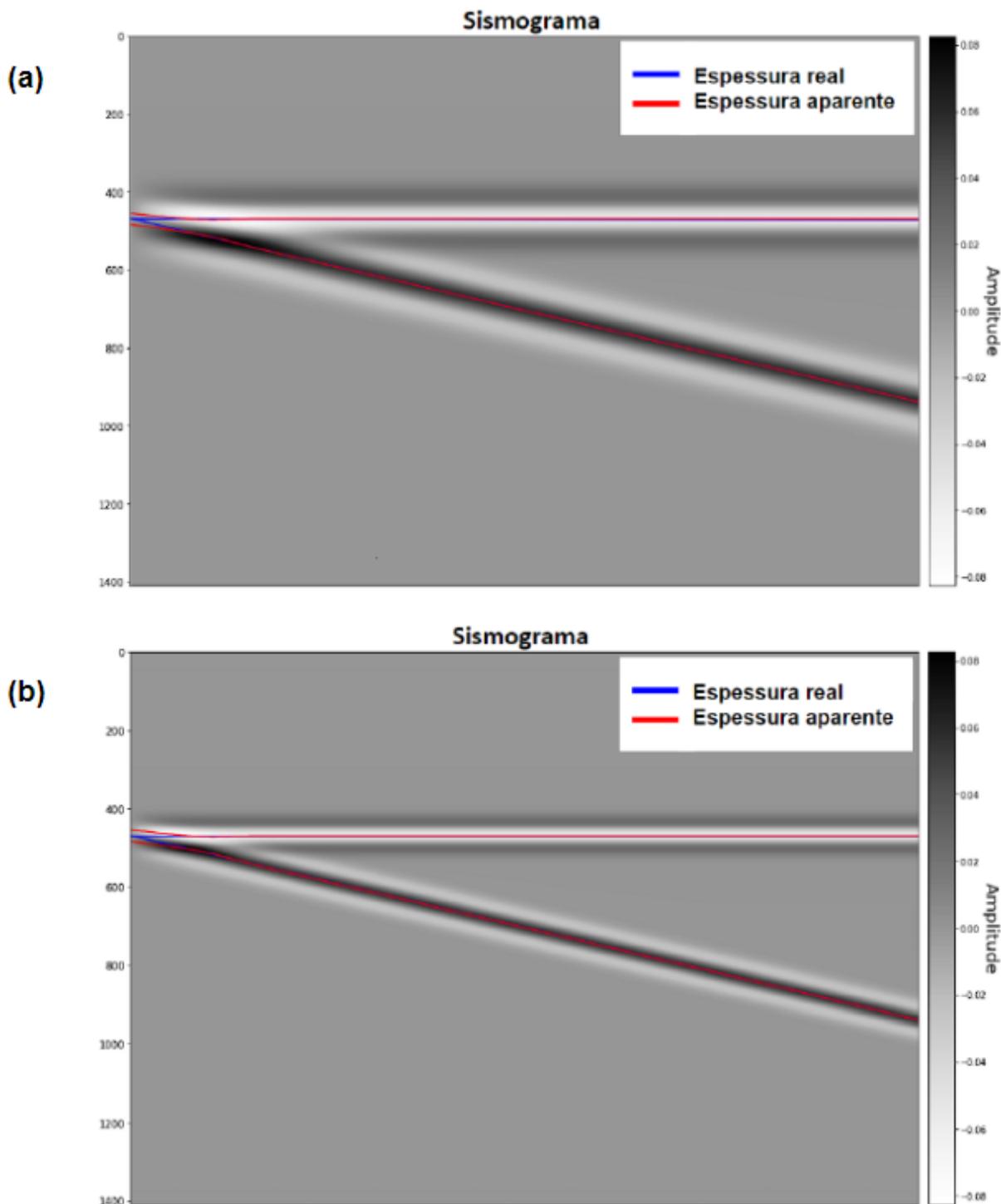


Figura 28 – Sismogramas construídos com as linhas de topo e base que o *script* definiu. Sismograma do modelo inteiro com escala de cinzas para 16,8 Hz (a) e 28,0 Hz (b) de frequência de pico. Curvas azuis representam as posições do topo e base da camada em forma de cunha. As curva vermelhas representam o topo e base aparentes.

dos eventos topo e base da camada, que neste caso se configura como a distância de vale ao pico (KALLWEIT; WOOD, 1982). A Figura 29 é um *zoom* na porção dos modelos (Figuras 28(a)) onde ocorre o afinamento da camada até zero. A espessura aparente se mantém

constante após a camada ficar mais fina que o limite de resolução mesmo sabendo, pela espessura real, que esta camada afina até zero. Isso é consequência da não resolubilidade desta porção mais fina que a resolução vertical.

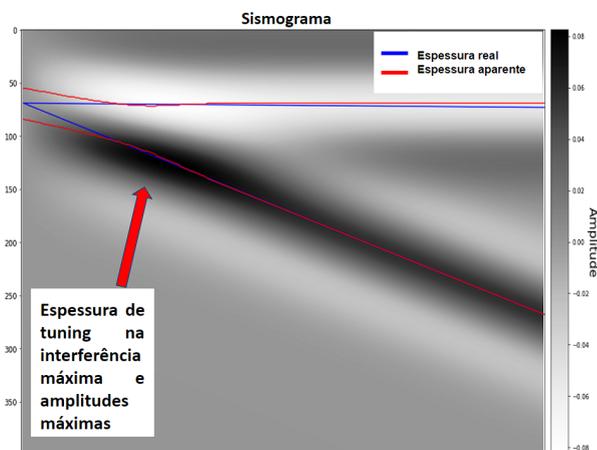


Figura 29 – Sismograma de 16,8 Hz interpretado, com as linhas de topo e base reais e aparentes, com *zoom* na área em que ocorre o *tuning*.

Esse tipo de análise é importante, pois numa seção sísmica empilhada, um dos indicativos de hidrocarbonetos mais clássicos são os *bright spots* e um intérprete pode cair na armadilha de classificar o aumento na amplitude gerado, na verdade pelo efeito de *tuning*, como esse tipo de resposta para um reservatório de gás, por exemplo.

Os gráficos da análise entre as espessuras aparentes e reais são mostrados nas Figuras 30(a) e 30(b) para o modelo convolvido com o pulso sísmico com a frequência de pico de 16,8 Hz de frequência de pico e nas Figuras 30(c) e 30(d) para o modelo convolvido com o pulso sísmico com a frequência de pico de 28,0 Hz. Esses gráficos são construídos com base nas amostras que o *script* busca com relação ao topo e base da camada central. Ao buscar pelos menores valores nessa janela do modelo, o script guarda a posição – em tempo – e a amplitude da amostra, então cria-se uma curva com os valores da diferença referente ao topo e a base representada pela curva amarela nas Figuras 30(a) e 30(b) e vermelha nas Figuras 30(c) e 30(d).

As estimativas das espessuras reais do modelo – curvas azuis da Figura 30 – são construídas a partir dos valores da refletividade nas posições do topo e base indicados e modelados. Como o modelo foi construído variando uma amostra a cada coluna, é possível saber o número de amostras na camada do meio em cada local do modelo. A espessura aparente é calculada multiplicando o tempo – aqui, vale ressaltar que o modelo foi construído com métricas de tempo duplo – pelo número de amostras e depois pela velocidade da camada.

É possível analisar que a espessura aparente se mantém aproximadamente constante até a camada ficar com a espessura igual à de *tuning* (Figura 30(a)). Há também uma área

após a espessura de *tuning* que a amplitude é menor em módulo, e após alguns metros, a espessura aparente passa a acompanhar a real.

Analisando das menores espessuras para as maiores, a espessura aparente se mantém constante e maior que a espessura real, até a espessura de *tuning* (Figura 30(a) e (d)). Após isso, há um intervalo em que a espessura aparente é menor que a real, em seguida elas passam a ter o mesmo valor. Isso demonstra que o limite de resolução já está satisfeito a partir desse tamanho.

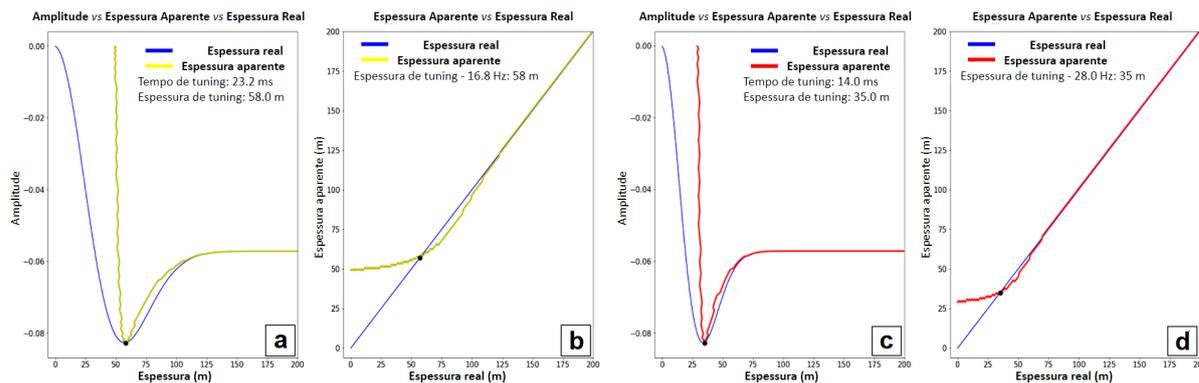


Figura 30 – Gráficos construídos a partir dos valores das espessuras. (a) Amplitude *vs* espessura aparente em amarelo *vs* espessura real em azul. (b) Espessura aparente *vs* real a partir da frequência de pico de 16,8 Hz. Espessura de *tuning* = 58 m para esse caso. (c) Amplitude *vs* espessura aparente em vermelho e amplitude *vs* espessura real em azul. (d) Espessura aparente *vs* real a partir da frequência de pico de 28,0 Hz. Espessura de *tuning* = 35 m para esse caso.

É possível calcular a espessura de *tuning* para os casos apresentados na Figura 30. Ela é definida como o maior valor, em módulo, das amplitudes de um topo ou base, aqui definido como o mínimo das curvas amarela e vermelha. Usando a curva de espessura aparente *versus* real, a espessura de *tuning* pode ser encontrada no primeiro cruzamento entre as duas curvas.

Para o caso do modelo construído com o pulso sísmico com uma frequência de pico de 16,8 Hz, a espessura de *tuning* calculada é de 58m (Figura 30(b)). Camadas mais finas que 58 metros não poderão ter suas espessuras estimadas de forma correta, ou seja, seus refletores estarão na profundidade, ou tempo, incorretos, apesar de existir um sinal ao passar por essas interfaces.

Para o modelo construído com o pulso sísmico com uma frequência de pico de 28,0 Hz, a espessura de *tuning* calculada é de 28 m (Figura 30(d)). Um ganho considerável. Neste caso, observa-se um ganho de resolução de 39,7%.

Um gráfico exibindo a espessura aparente *versus* a espessura real (Figura 31) ilustra o impacto do aumento da resolução. Tem-se que, para o dado com a frequência de pico de 16,8 Hz, o limite de resolução é de 58 m. Enquanto que para o dado com frequência de pico de 28,0 Hz, o limite abaixou para 35 m. Isso demonstra a importância de um dado

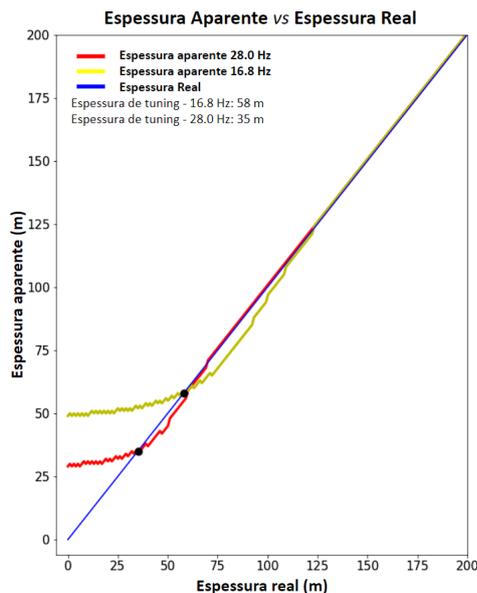


Figura 31 – Gráfico com as curvas de espessura aparente *vs* real das frequências de pico de 16.8 Hz (amarelo) e 28.0 Hz (vermelho), mostrando como o aumento do conteúdo de frequência aumenta a resolução.

com maior resolução sísmica para a caracterização de camadas delgadas. Para situações de produção, esse tipo de análise e caracterização de reservatórios é de extrema importância para delimitar e classificar as áreas com boas espessuras para reservatórios. Um dado de maior resolução também pode ser útil para auxiliar o delineamento de falhas e fraturas (DIAS, 2020).

5.1.2 Impedância Acústica e Modelos de Cunha

Como uma aplicação prática, um dado sísmico com frequência dominante de aproximadamente 22 Hz ($f_{dom} = 1,3 \cdot f_{pico}$) possui um limite em que camadas mais finas que 58 m não poderão ser vistas, mas não são resolvidas de acordo com as definições de Kallweit e Wood (1982). Vale lembrar que elas, segundo Widess (1973), ainda serão detectáveis enquanto a espessura for maior que $\frac{\lambda}{8}$, devido a presença de sinal com amplitude suficiente para ser detectada. Para as análises realizadas nesta seção, serão utilizados valores de frequência dominante do dado e não mais a frequência de pico como nos exemplos anteriores.

Usar a frequência dominante é conveniente, pois nessa análise se fazem comparações com relação ao conteúdo de frequência e larguras de banda. Com a frequência maior – $f_{dom} = 36,6$ Hz –, camadas mais finas – neste caso de até 35 m – poderão ser resolvidas e as reflexões do topo e base podem ser separadas, garantido que a identificação e mapeamento dessas superfícies estão na posição correta.

Uma análise que pode ser feita é utilizando os dados de impedância acústica. Os

modelos criados e suavizados têm como objetivo representar dados reais de uma seção com uma camada em forma de cunha. Os modelos foram suavizados por um filtro passa-baixa com diferentes conteúdos de frequência (Figura 23) – limitados pelas frequências dominantes –, onde as linhas azuis representam o contorno da camada, o topo, base e a espessura aferida.

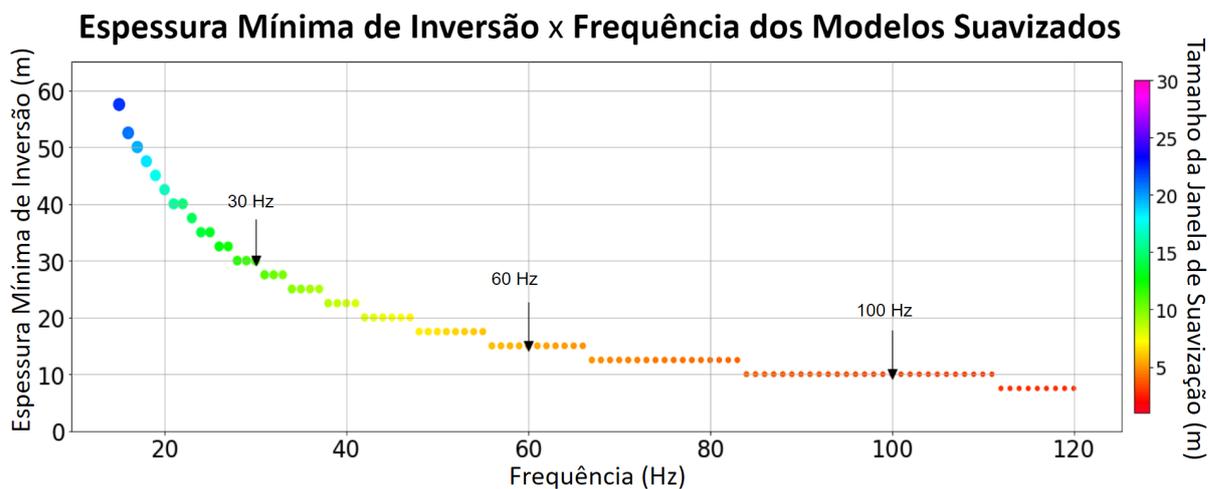


Figura 32 – Gráfico com a relação entre frequência dominante e espessura mínima de inversão, esses valores são resultados dos modelos de impedância acústica suavizados. A escala de cor indica o tamanho da janela calculada a partir das frequências para cada suavização.

As espessuras mínimas da inversão, como destacado na metodologia deste trabalho, são calculadas a partir da contagem de amostras na região do afinamento máximo com relação ao valor de corte escolhido. Também são calculadas as janelas de transição do modelo suavizado. Esses passos são calculados para cada frequência num intervalo de 15 Hz até 120 Hz, já que o valor do comprimento de onda (λ) muda para cada frequência.

A Figura 32 apresenta os resultados obtidos. Nela, observa-se que o tamanho da janela de transição é maior para conteúdos de frequência menores. Isso traz consigo uma consequência relevante para o dado, para conteúdos de frequência baixa, o dado se apresentará com as transições entre as camadas com baixa resolução, como pode ser visto no modelo suavizado com frequência de corte de 30 hz (Figura 23(a)). Para esse caso, haverá uma janela de aproximadamente 15 m entre a camada 1 e a camada 2 que terá valores transicionando entre os valores das duas camadas. Essa incerteza para se interpretar um dado de impedância acústica pode ser prejudicial.

Na Figura 32 é possível perceber a relação inversa entre a espessura mínima de inversão e o conteúdo de frequência do dado. Quanto maior for o conteúdo de frequência, melhor será a resolução ou seja, será possível definir - resolver - camadas mais finas. Neste caso, para uma frequência de corte de 30 Hz, tem-se uma espessura mínima de inversão de 30 m. Enquanto para uma frequência de corte de 100 Hz, esse valor cai para 10 m,

apresentando aproximadamente 67% de aumento da resolução. Como normalmente o processo de inversão da sísmica carrega consigo um aumento no conteúdo de frequência (HILL, 2005; SIMM; BACON, 2014), é possível concluir que analisar os dados pós inversão é preferível para se enxergar camadas mais finas, além dos outros ganhos que acompanham o processo.

| | |
|------------------------------------|------------------|
| Frequência Dominante: 22,0 Hz | Espessura Mínima |
| A partir do modelo de amplitude | 58,0 m |
| A partir do modelo da inversão | 40,0 m |

Tabela 2 – Tabela com os valores de espessura comparados entre o dado em amplitude e em impedância acústica

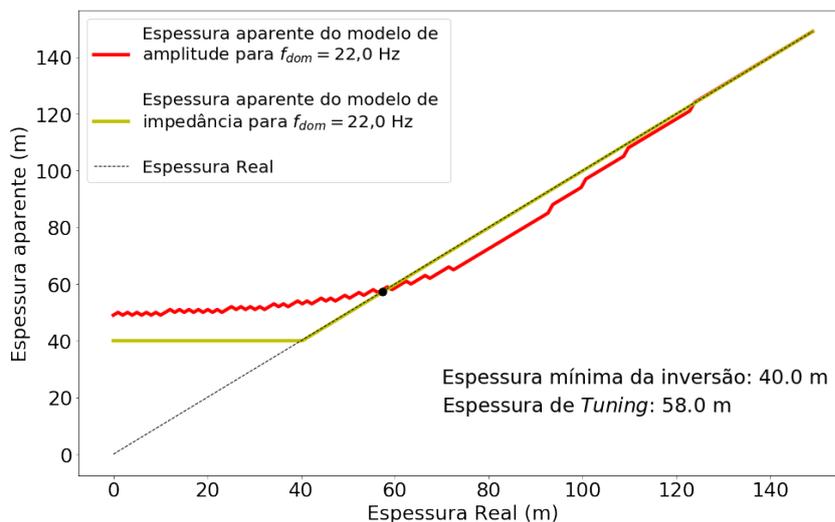


Figura 33 – Gráfico com as curvas de espessura aparente *vs* espessura real a partir do sismograma sintético (vermelho) e do modelo de impedância (amarelo). Mostrando o ganho de resolução sísmica quando se analisa um dado em impedância acústica.

Como pôde ser visto antes, era esperado que a espessura mínima estimada no dado de impedância acústica fosse menor que a espessura mínima estimada a partir do sismograma sintético. A Tabela 2 apresenta esse ganho de resolução. Nela, pode-se observar que houve uma diminuição de aproximadamente 31% na espessura mínima de camada visível e resolvível no modelo de impedância acústica. Em conformidade com o trabalho de Hill (2005), é de grande valia analisar os dados em impedância acústica não só por ser uma propriedade de camada, mas também por apresentarem um ganho de resolução significativo comparados com os dados em amplitude sísmica.

A Figura 33 apresenta uma comparação das espessuras resolvidas pelo sismograma sintético e pelo modelo de impedância acústica para um dos casos da Tabela 2. Neste

gráfico, está apresentada a curva da Figura 30(b) que compara a espessura aparente do modelo em amplitude com a espessura real da camada. Nesse gráfico foi traçado a curva de espessuras para o dado em impedância acústica e suavizado apresentado na Figura 23. Foi utilizada a mesma frequência do sismograma sintético – 22 Hz de frequência dominante –. Um detalhe é como a curva amarela desta figura antes da espessura mínima se mantém precisamente constante. Isso é devido à maneira em que o dado foi filtrado. A parte com espessura constante diz respeito à porção à esquerda da Figura 32(a) por exemplo, seguindo a espessura mapeada e a estendendo para a esquerda, essa seria a espessura visível da camada. É possível perceber a similaridade entre as curvas e como a espessura mínima resolvida é menor no dado em impedância acústica quando comparado ao dado em amplitude sísmica.

5.2 Estudo de Caso 2

O segundo estudo de caso constituiu em modelar três tipos de dados com valores comuns encontrados na seção Pré-Sal da Bacia de Santos. Nesta modelagem, a camada de rocha ígnea tem espessuras menor, igual ou maior que a espessura de *tuning*. Os traços modelados mostram o comportamento da amplitude sísmica do topo e da base dessa camada.

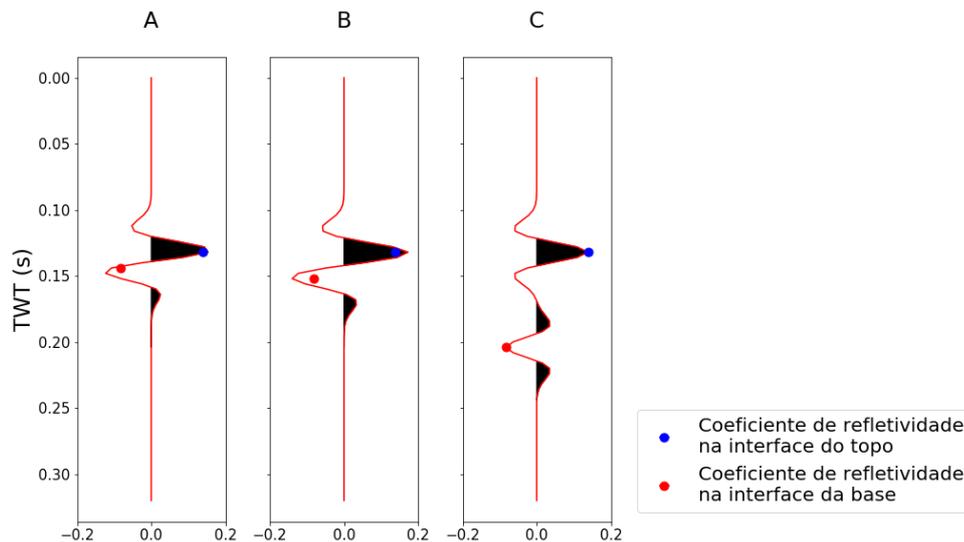


Figura 34 – Traços sísmicos resultantes do modelo convolucional. Traço A com a rocha ígnea com espessura de 25 m ($\frac{\lambda}{8}$). Traço B com a rocha ígnea com espessura de 50 m ($\frac{\lambda}{4}$). Traço C com a rocha ígnea com espessura de 200 m (o valor do comprimento de onda). Eixo X valores de amplitude e Y tempo duplo de viagem da onda.

A Figura 34 apresenta a convolução dos coeficientes de reflexão (Figura 26) com o pulso sísmico do tipo Ricker (Figura 25). Ao analisar as amplitudes dos três traços sísmicos, acompanhando uma das características de uma camada com a espessura de

tuning, o Traço B apresenta amplitudes maiores, já que ocorrem interferências construtivas entre os lóbulos laterais do topo e da base dessa camada. No traço A tem reflexões com amplitudes mais baixas, já que a rocha ígnea tem espessura igual a $\frac{\lambda}{8}$. No traço C, que a espessura da rocha ígnea é igual ao comprimento de onda (λ), as amplitudes dos eventos condizentes com as intensidades dos valores dos coeficientes de reflexão do topo e da base dessa camada. Vale ressaltar que para camadas suficientemente finas, a forma do traço se assemelha com a primeira derivada da própria *wavelet*, como se observa nos casos A e B.

Os pontos azuis e vermelhos na Figura 34 representam a posição real das interfaces do topo e da base, respectivamente, da camada de rocha ígnea. Como era esperado, para o traço C, o qual não há interferência entre o topo e a base, as posições dos *spikes* no coeficiente de reflexão são as mesmas posições dos picos do traço. Pode-se observar que os picos coincidem com a posição dos coeficientes de reflexão. O caso do traço B exemplifica bem o fato de que a espessura de *tuning* é o limite no qual é possível separar corretamente dois eventos, apesar da amplitude estar superestimada, as reflexões estão nos locais - em tempo - corretos. Como o caso A tem a camada com espessura menor que a resolução, não se pode garantir que essa camada será resolvida, ou seja, os picos das amplitudes não estarão no tempo correto (Figura 34(a)).

Esse tipo de análise pode ser transferida para a caracterização de reservatórios. Com relação ao *tuning*, os altos valores de amplitude podem enganar o intérprete no momento de se interpretar um refletor como mais forte e, portanto, haver um contraste maior de impedância acústica. Contrastes grandes de impedância acústica podem significar um indicativo direto de hidrocarbonetos, dependendo do local, podem indicar, por exemplo, a presença de gás, ou no caso modelado, que se trata de uma rocha ígnea, o intérprete pode assumir que um pico mais forte no local possa ser uma rocha ígnea, mas na verdade ser apenas um carbonato de baixa porosidade delgado. Um outro problema que camadas finas o suficiente podem causar é a estimativa errada de sua espessura. Observando o traço da Figura 34(a), pode-se perceber que os picos estão mais afastados entre si do que os picos dos coeficientes de reflexão que representam a real espessura da camada. Um intérprete iria definir o topo e a base como os valores de maiores amplitudes em módulo e com isso, superestimando a espessura real da camada. Para fins de produção, esse tipo de erro pode fazer com que se defina uma espessura para o reservatório maior que a real.

Anstey e O'Doherty (2002), ressaltam que coeficientes de reflexão na ordem de 0,1 são geralmente visíveis em seções reais e que valores baixos como 0,05 podem ser duvidosos. Reflexões são geradas por contrastes de impedância acústica, que seguem, em sua maioria, o padrão de superfícies cronoestratigráficas e os eventos sísmicos primários vão acompanhar essas superfícies e suas respostas sísmicas, *à priori*, vão condizer em módulo e amplitude com a grandeza do contraste. Outros valores na resposta sísmica podem levar à má interpretação, por isso, o conhecimento das interferências construtivas e destrutivas é

de suma importância para se julgar se o evento corresponde a uma interface, propriamente dita, ou se ele surgiu de possíveis associações entre os lóbulos e picos dos pulsos sísmicos.

5.3 Estudo de Caso 3

O terceiro estudo de caso se baseia na construção de um catálogo de respostas sísmicas numa janela de transição entre algumas formações e contrastes geológicos relevantes num campo do Pré-Sal da Bacia de Santos. Como mostrado na seção 4.3, foi realizada uma modelagem convolucional do traço sísmico 1D a partir de dados de poços, e com o auxílio de algoritmos em Python, a classificação foi feita de maneira conjunta. Não somente baseando-se na amplitude do evento, mas também no comportamento do traço numa dada janela de transição.

Os dados foram separados em três conjuntos para serem apresentados. Os dois primeiros catálogos analisam os poços com algumas interfaces relevantes e a Discordância Jiquiá-Buracica (Figuras 35 e 36). Nos catálogos apresentados nas Figuras 37 e 38 são discutidos as passagens da Formação Itapema para a Formação Barra Velha, ou seja, a discordância Pré-Alagoas. Por fim, o terceiro conjunto de catálogos sísmicos tem os poços com a Base do Sal (Figuras 39 e 40).

Além da modelagem convolucional do traço sísmico, outros recursos foram utilizados para a melhor interpretação e construção do catálogo, a fim de dar robustez ao método. Para isso, no bloco dos poços com a Discordância Pré-Alagoas, foi adicionado um *track* com as curvas de porosidade e volume de argila. Visto que essa discordância tem uma mesma configuração estratigráfica, porém diferentes respostas sísmicas, esse comportamento pode ser devido a diversos fatores, não somente relacionados à porosidade ou ao volume de argila. Porém, a porosidade exerce um papel importante nessa resposta. Como propriedade física da rocha, ela está diretamente relacionada à densidade e à velocidade compressional da mesma e, conseqüentemente, à impedância acústica.

Além disso, nessa interface entre a Formação Itapema e a Formação Barra Velha pode-se encontrar folhelhos, como nos poços C e F (Figura 27). Ou até mesmo nos baixos estruturais como nos poços B e H (Figura 27). O *track* de porosidade e de volume de argila ajuda na identificação. Contudo, o objetivo desse trabalho não é entrar nos méritos da classificação de litologias.

Um outro fator que influencia o comportamento do sinal sísmico é a frequência do sinal. No caso da modelagem convolucional, ela se manifesta na forma do pulso sísmico e na sua frequência de pico. As frequências utilizadas na modelagem do traço sísmico aqui foram baseadas no trabalho de Dias (2020).

5.3.1 Discordância Jiquiá-Buracica e outras interfaces relevantes

A Figura 35 apresenta a parte do catálogo referente aos poços que contém interfaces entre carbonatos e rochas ígneas e o Topo da Formação Piçarras (ligada à Discordância Jiquiá-Buracica) para a frequência de pico do pulso sísmico de 16,0 Hz.

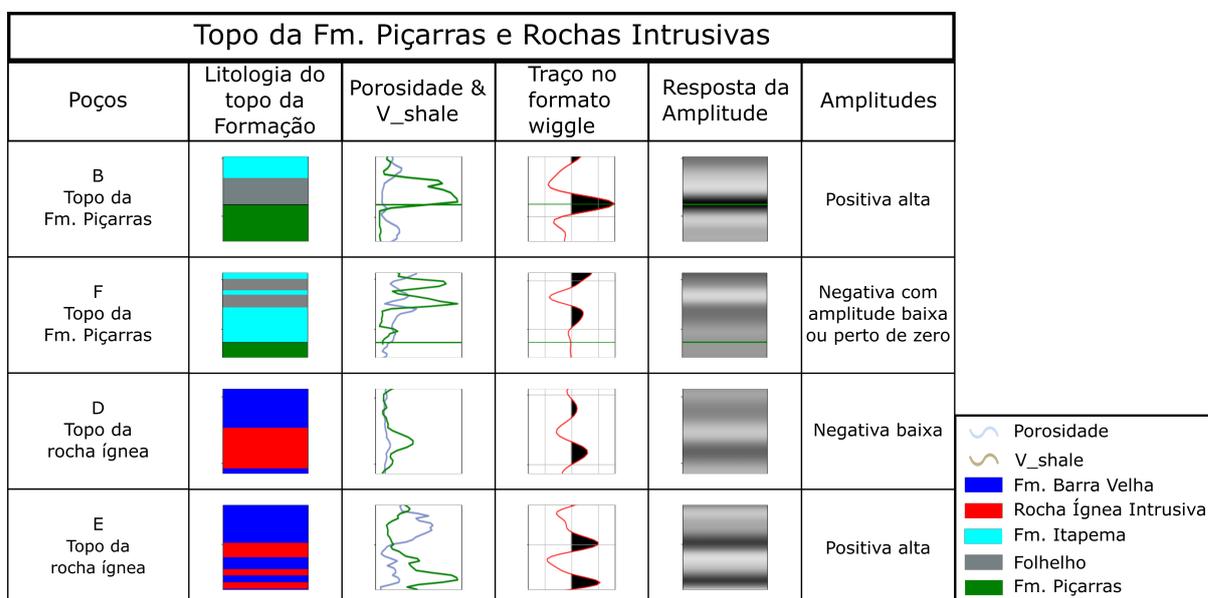


Figura 35 – Catálogo para o topo da Formação Piçarras – Discordância Jiquiá-Buracica – nos poços B e F e para o topo das rochas ígneas (diabásio) nos poços D e E. A frequência de pico utilizada para a modelagem do traço sísmico foi de 16,0Hz. As colunas mostram, respectivamente, o nome dos poços, litologias, as curvas de porosidade e de volume de argila, o traço sísmico 1D da forma *wiggle*, o traço sísmico 1D em amplitude e a caracterização das respostas com relação às suas amplitudes e comportamento.

De acordo com a configuração litologia da janela de transição, pode-se perceber que o sinal muda o seu comportamento. O caso do poço B abrange uma camada de folhelho bem marcada na interface, os folhelhos nessa profundidade têm velocidades compressoriais menores em comparação com os arenitos da Formação Piçarras abaixo, devido à alta profundidade. Acima dos folhelhos existe a presença de uma camada de carbonatos que têm velocidades compressoriais altas, relativamente. Desse modo, a janela de transição se configura como um pico positivo com amplitude alta centralizado e com lóbulos laterais bem marcados e amplitude negativa.

O caso do poço F, mostra os folhelhos na base da Formação Itapema mais acima, com uma camada de carbonatos espessa o bastante para mudar o comportamento do sinal. Neste caso, o poço não foi perfurado até a Formação Piçarras. É possível perceber que o sinal se comporta de maneira oscilante logo acima da interface. Isso pode ser devido à presença das camadas finas de folhelho, juntamente com os baixos valores de impedância acústica das coquinas nessa porção da formação. Com esses dois exemplos, não se pode definir nenhum padrão para essa interface.

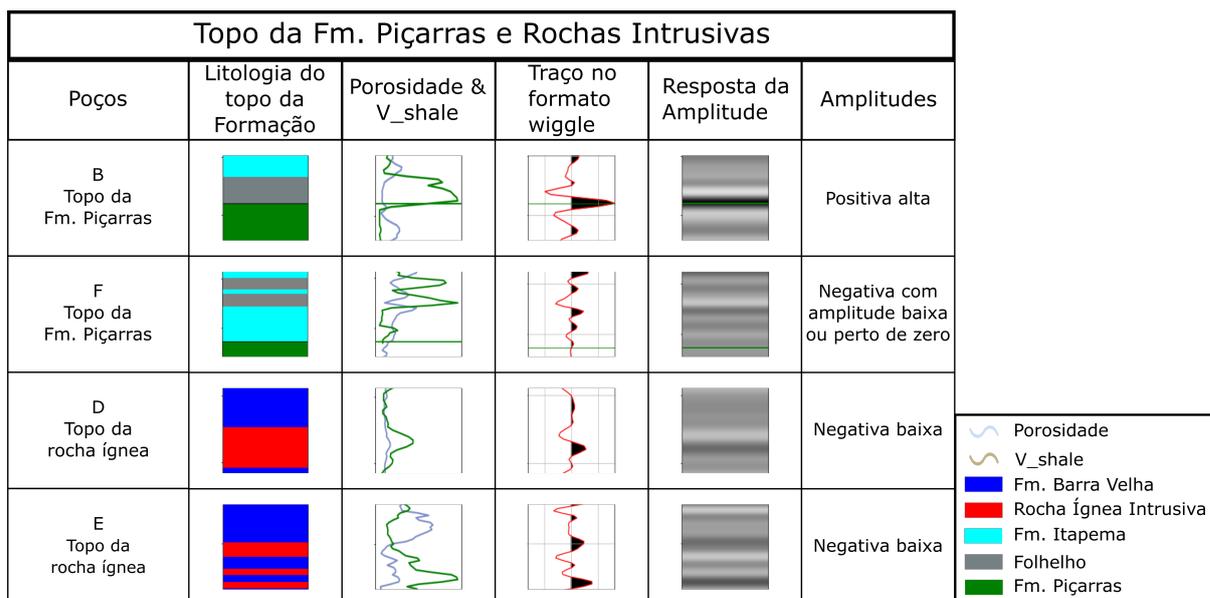


Figura 36 – Catálogo para o topo da Formação Piçarras – Discordância Jiquiá-Buracica – nos poços B e F e para o topo das rochas ígneas (diabásio) nos poços D e E. A frequência de pico utilizada para a modelagem do traço sísmico foi de 28,0Hz. As colunas mostram, respectivamente, o nome dos poços, litologias, as curvas de porosidade e de volume de argila, o traço sísmico 1D da forma *wiggle*, o traço sísmico 1D em amplitude e a caracterização das respostas com relação às suas amplitudes e comportamento.

Os poços D e E apresentam dois tipos de comportamentos na transição entre rochas ígneas. O poço D tem porosidades baixas nos carbonatos e nas rochas ígneas. Podendo levar à interpretação de que a impedância acústica não muda tanto nessa interface. A amplitude do sinal é um pico negativo no topo da rocha ígnea, com módulo relativamente baixo. Como pode ser visto no poço E, as finas camadas de rochas ígneas e a alta porosidade do carbonato acima delas, torna o sinal complexo nessa interface. com picos positivos e negativos, com interferências entre os lóbulos do pulso sísmico nessas camadas finas em *tuning*.

A comparação entre os traços modelados usando 16,8 Hz de frequência de pico e 28,0 Hz mostra que não há uma mudança forte no tipo de resposta e que as amplitudes também se mantêm parecidas. O ganho de resolução é perceptível, como é possível ver nos refletores mais bem definidos. Isso faz com que as interferências construtivas e destrutivas entre os lóbulos laterais das *wavelets* se comportem de maneira diferente. No caso do poço E é possível ver as *wavelets* mais bem definidas no traço no formato *wiggle* e menos interferências entre os lóbulos. Essa janela, em geral se apresenta com uma amplitude mais baixa.

5.3.2 Discordância Pré-Alagoas

As Figuras 37 e 38 apresentam os catálogos para a Discordância Pré-Alagoas com os pulsos sísmicos modelados utilizando as frequências de picos de 16,8 Hz e 28,0 Hz, respectivamente. Essa discordância representa o limite entre as Formações Itapema e Barra Velha e é normalmente mapeada como um pico positivo. Porém, na modelagem sísmica a partir de registros de poços, ela apresenta diferentes comportamentos sísmicos, aparecendo até mesmo como um pico negativo fraco.

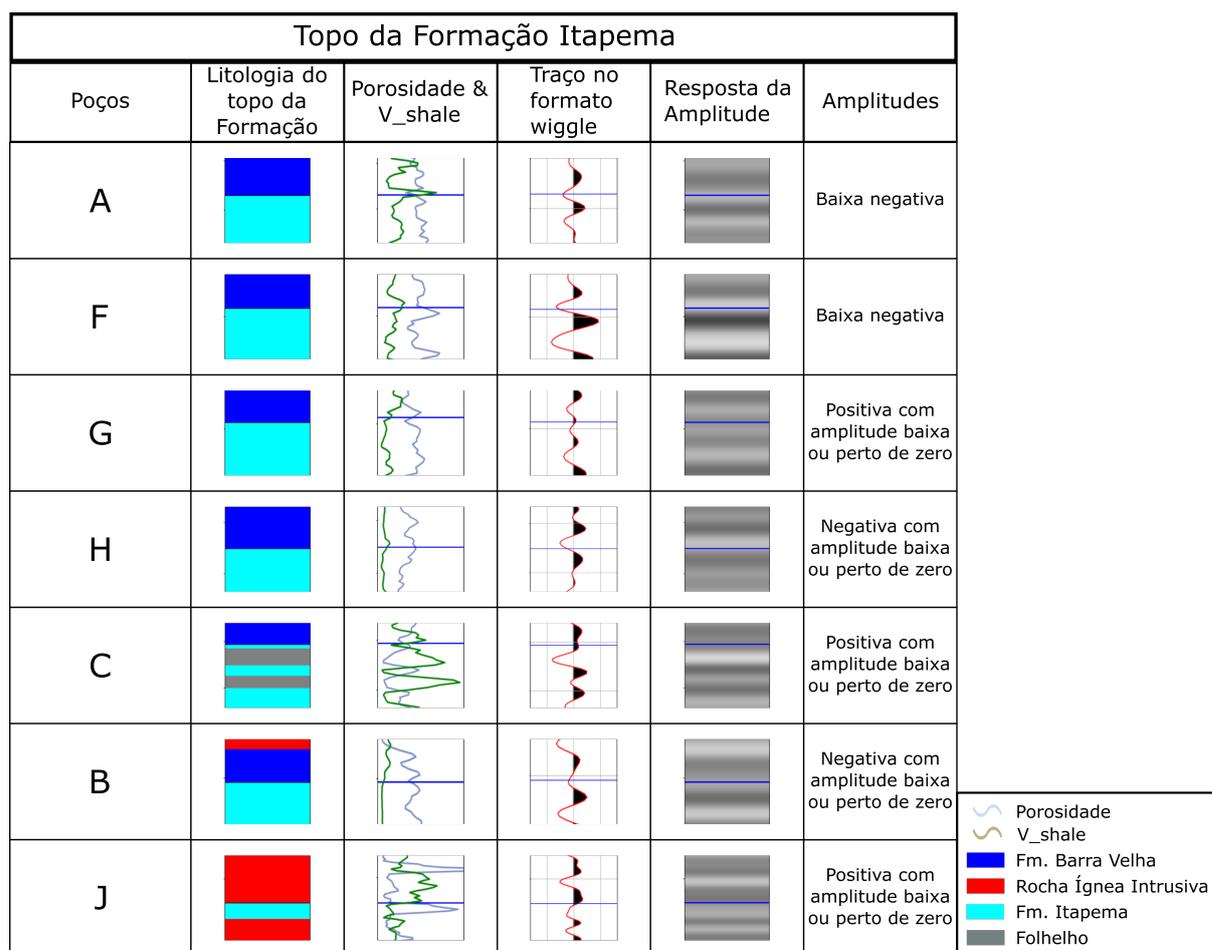


Figura 37 – Catálogo para o topo da Formação Itapema – Discordância Pré-Alagoas –. A frequência de pico utilizada para a modelagem do traço sísmico foi de 16,8 Hz. As colunas mostram, respectivamente, o nome dos poços, litologias, as curvas de porosidade e de volume de argila, o traço sísmico 1D da forma *wiggle*, o traço sísmico 1D em amplitude e a caracterização das respostas com relação às suas amplitudes e comportamento.

O padrão geral para os sete poços da Discordância Pré-Alagoas mostrado na Figura 37 é de baixa amplitude, sendo positivo ou como na maioria, negativo. A presença de folhelhos (ou laminitos) no topo da Formação Itapema no poço C exemplifica como o sinal é influenciado por essa formação. O pico negativo relativamente forte do poço F mostra uma diminuição na impedância acústica da Formação Barra Velha para a Formação Itapema.

De maneira geral, essa passagem se caracteriza como um cruzamento zero (*zero-crossing*) com oscilações de positivo e negativo com baixa amplitude.

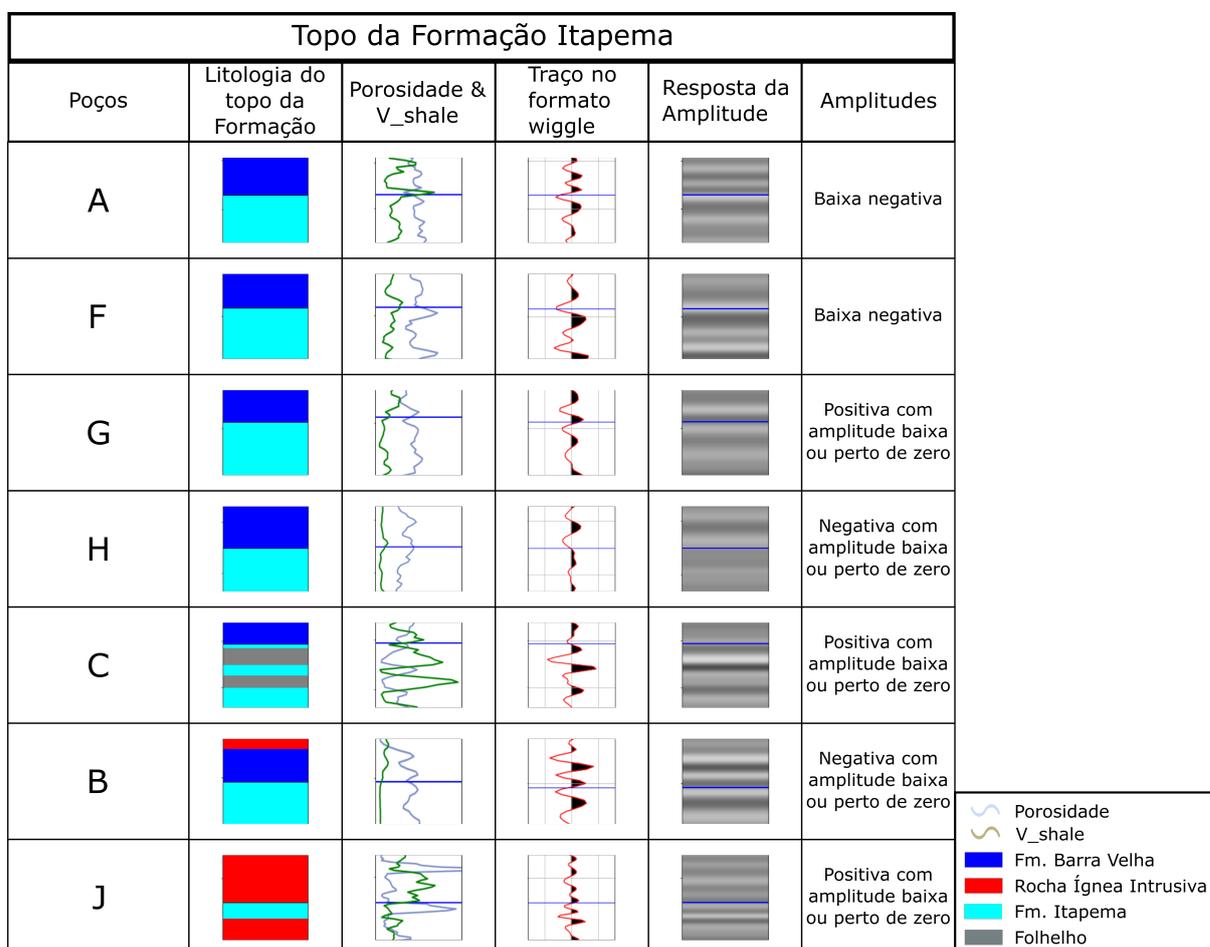


Figura 38 – Parte do catalogo para o topo da Formação Itapema – Discordância Pré-Alagoas –. A frequência de pico utilizada para a modelagem do traço sísmico foi de 28,0 Hz. As colunas mostram, respectivamente, o nome dos poços, litologias, as curvas de porosidade e de volume de argila, o traço sísmico 1D da forma *wiggle*, o traço sísmico 1D em amplitude e a caracterização das respostas com relação às suas amplitudes e comportamento.

A Figura 38 apresenta as respostas da modelagem sísmica para a frequência de pico igual a 28,0 Hz. Observa-se que o ganho de resolução não resultou em grandes mudanças no comportamento nem no valor absoluto da amplitude do sinal da discordância Pré-Alagoas.

A maioria dos poços foram perfurados em altos estruturais locais e na parte superior da Formação Itapema existe a presença de coquinas (Figura 27). Se o poço estiver em uma região relativamente baixa ou erodida, espera-se que folhelhos e/ou laminitos ocorram no topo desta formação. Os perfis de porosidade e de volume de argila auxiliam na análise qualitativa dos carbonatos quanto a transição entre as formações Itapema e Barra Velha. Vale ressaltar que a porosidade não é a única propriedade que influencia o traço sísmico. A densidade – principalmente a da matriz da rocha –, distribuição de tamanho de poro,

tipo de fluido, diagênese e mudanças resultantes do metamorfismo de contato também afetam o sinal sísmico.

Os poços B e C têm respostas sísmicas bem semelhantes (Figura 37). Porém, o poço C possui folhelhos intercalados com coquinas no topo da Formação Itapema. Essa resposta é marcada por um pico negativo entre sucessões de picos e vales. Já no poço B, a litologia é diferente, sem a presença marcante de folhelhos no topo da Formação Itapema e possui uma rocha ígnea próxima da discordância Pré-Alagoas. No Poço J, essa interface aparece como um pico positivo de baixa amplitude, devido ao carbonato estar em *tuning* circundado por dois corpos ígneos. Estes exemplos e a modelagem de traços sísmicos a partir de perfis de poços, mostram como a discordância Pré-Alagoas apresenta diferentes características sísmicas, o que demonstra a dificuldade de ser mapeada.

Tomar como fato para o mapeamento da discordância Pré-Alagoas é como sendo um pico negativo, pode acarretar em erros. Rochas ígneas causam grandes impactos no traço sísmico, devido ao alto contraste da impedância acústica com carbonatos. A não identificação de corpos ígneos pode levar à erros no mapeamento dessa discordância.

5.3.3 Base do Sal

Como já foi abordado (Seção 2.1), os evaporitos estratificados da Formação Ariri são constituídos de halita, anidrita e sais de baixa velocidade e com presença menos marcante – os chamados, sais de baixa –. No pré-sal, a estimativa de propriedades elásticas e espessura da anidrita na base de sal é de suma importância para definir os parâmetros da produção e injeção para garantir a integridade da rocha selante (TEIXEIRA; LUPINACCI, 2019).

Teixeira e Lupinacci (2019) ressaltam que os valores altos de impedância acústica são indicativos da presença de andrita na camada de sal, baseando-se na física de rochas e nos dados de poços. A presença da andrita é marcante em muitos poços e na base da Formação Ariri, logo acima dos carbonatos da Formação Barra Velha. Os autores também ressaltam que notavelmente, a ocorrência da anidrita na base do sal é caracterizada por um pico positivo na sísmica, no contato com os carbonatos aptianos da Formação Barra Velha.

Nem todos os poços analisados possuem perfis de poços na seção evaporítica. Portanto, para a modelagem sísmica, foram adicionadas informações das propriedades da anidrita e da halita. Para isso, foram utilizados valores constantes da impedância acústica para cada tipo de sal a partir do trabalho de Teixeira e Lupinacci (2019). O objetivo desta modelagem foi analisar o comportamento da interface carbonato-sal. As espessuras da camada de anidrita para cada poço são mostradas na Tabela 1.

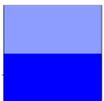
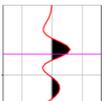
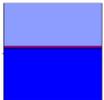
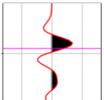
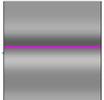
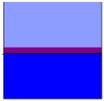
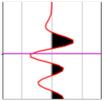
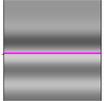
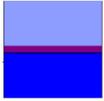
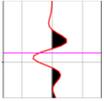
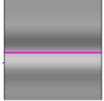
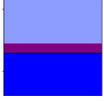
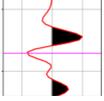
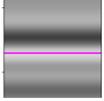
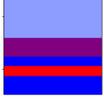
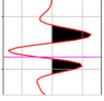
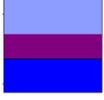
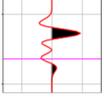
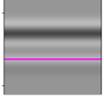
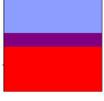
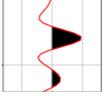
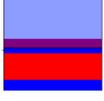
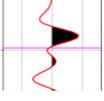
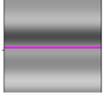
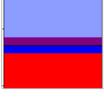
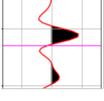
As Figuras 39 e 40 apresentam o catálogo da base do sal utilizando as frequências

de pico de 16,8 Hz e 28,0 Hz para a modelagem do pulso sísmico, respectivamente. A partir da Figura 39, a primeira análise é que a espessura da camada de anidrita está em *tuning*. Para esses casos de camadas relativamente finas, podem ocorrer interferências construtivas ou destrutivas do sinal. Isso modifica o comportamento esperado do sinal para a base do sal ser um pico de amplitude forte e positiva, como podemos observar nos poços A, B, C, F e G.

Além das complexidades entre os evaporitos e as rochas carbonáticas, existem ainda a presença de rochas ígneas (diabásio). Nestes casos, espera-se que a transição seja caracterizada por picos positivo e negativo de alta amplitude, respectivamente, no topo e na base da rocha ígnea. Isso ocorre no poço H. Para o caso de ausência da anidrita na base do sal – poço D – a transição é indicada por um pico positivo de baixa amplitude. Quando a camada de anidrita é suficientemente espessa – em termos da espessura de *tuning* – observa-se um pico com amplitude positiva e relativamente alta, como podemos observar nos poços E, I e J.

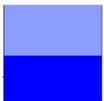
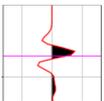
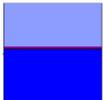
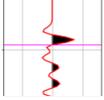
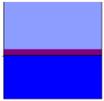
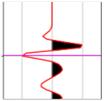
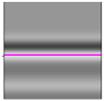
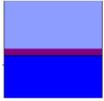
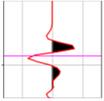
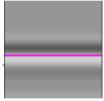
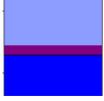
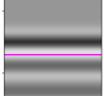
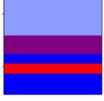
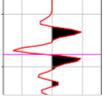
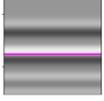
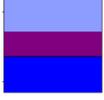
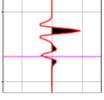
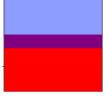
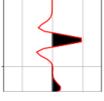
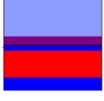
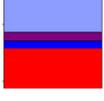
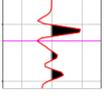
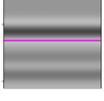
A Figura 40 mostra como o ganho de resolução sísmica vertical auxilia em uma melhor caracterização da região da base do sal. Para os poços A, B, D, H e J, os padrões das respostas são os mesmos, amplitudes baixas e negativas ou *zero-crossing*. O padrão também se manteve para os poços E e I. Já para o poço C, o ganho de resolução fez com que a transição se apresentasse como um formato do pulso sísmico, e definindo melhor a transição dos sais para os carbonatos. Por fim, os poços F e G aumentaram os valores das amplitudes negativas.

No caso da frequência de pico de 28,0 Hz do pulso sísmico, quando a camada de anidrita é mais espessa que a espessura de *tuning*, é possível identificar os refletores superior e inferior da anidrita. Isso ocorre no poço J, onde a anidrita tem 70 m de espessura. No entanto, na maioria dos poços, a resposta sísmica da camada de anidrita está na forma de um pico positivo seguido por um pico negativo, onde o topo e a base dessa camada não estão nos valores máximos absolutos dessas amplitudes. Isto ocorre por estar em *tuning*, como abordado na seção 5.2 (Figura 34).

| Base do Sal | | | | |
|-------------|---|---|---|---|
| Poços | Litologia do topo da Formação | Traço no formato wiggle | Resposta da Amplitude | Amplitudes |
| D |  |  |  | Baixa Positiva |
| A |  |  |  | Baixa Positiva |
| F |  |  |  | Negativa com amplitude baixa ou perto de zero |
| I |  |  |  | Alta negativa |
| G |  |  |  | Baixa negativa |
| E |  |  |  | Alta negativa |
| J |  |  |  | Negativa com amplitude baixa ou perto de zero |
| H |  |  |  | Baixa negativa |
| B |  |  |  | Baixa negativa |
| C |  |  |  | Positiva com amplitude baixa ou perto de zero |

| | |
|---|-----------------------|
|  | Halita |
|  | Anidrita |
|  | Fm. Barra Velha |
|  | Rocha Ígnea Intrusiva |

Figura 39 – Catálogo para a Base do Sal. A frequência de pico utilizada para a modelagem do traço sísmico foi de 16,8 Hz. As colunas mostram, respectivamente, o nome dos poços, litologias, o traço sísmico 1D da forma *wiggle*, o traço sísmico 1D em amplitude e a caracterização das respostas com relação às suas amplitudes e comportamento.

| Base do Sal | | | | |
|-------------|---|---|---|---|
| Poços | Litologia do topo da Formação | Traço no formato wiggle | Resposta da Amplitude | Amplitudes |
| D |  |  |  | Baixa Positiva |
| A |  |  |  | Baixa positiva |
| F |  |  |  | Alta Negativa |
| I |  |  |  | Alta negativa |
| G |  |  |  | Alta negativa |
| E |  |  |  | Alta negativa |
| J |  |  |  | Negativa com amplitude baixa ou perto de zero |
| H |  |  |  | Baixa Negativa |
| B |  |  |  | Baixa negativa |
| C |  |  |  | Negativa com amplitude baixa ou perto de zero |

- Halita
- Anidrita
- Fm. Barra Velha
- Rocha Ígnea Intrusiva

Figura 40 – Catálogo para a Base do Sal. A frequência de pico utilizada para a modelagem do traço sísmico foi de 28,0 Hz. As colunas mostram, respectivamente, o nome dos poços, litologias, o traço sísmico 1D da forma *wiggle*, o traço sísmico 1D em amplitude e a caracterização das respostas com relação às suas amplitudes e comportamento.

6 Conclusões

A linguagem de programação Python é de grande valia para as geociências, dada a sua praticidade e poder de análise de dados. Os resultados e análises deste trabalho foram realizados inteiramente a partir de *scripts* em linguagem Python, evidenciando o quão útil essa linguagem de programação pode ser, em se tratando de análises de dados geofísicos e também em processos de caracterização de reservatórios.

A Bacia de Santos é uma das mais importantes bacias do Brasil, tanto no campo do mercado de óleo e gás quanto no quesito de oportunidades e realização de pesquisas e desenvolvimento de novas tecnologias. Estudar o contexto geológico foi de suma importância para o estudo realizado nesse trabalho. Auxiliando não só na interpretação dos resultados mas também como um tipo de experiência no sentido de se conhecer as particularidades locais da bacia e as opções possíveis de cenários.

O uso de dados sintéticos auxiliou na análise de resolução sísmica e modelos de camadas em forma de cunha que ajudam a comparar valores de espessuras aparentes e espessuras reais e os impactos da espessura de *tuning*; Modelos de dados de impedância acústica analisados com relação à espessura mínima visível apresentam valores menores quando comparados com a espessura de *tuning*; Como foi mostrado, o importante ganho de resolução pode ser resultado do aumento do conteúdo de frequência, aqui abordado a partir de duas frequências de pico de *wavelets*, exemplos de [Dias \(2020\)](#).

Uma camada fina o suficiente para ter a espessura menor que a espessura de *tuning* pode não somente mascarar as amplitudes dos eventos sísmicos, como também, posicioná-los imprecisamente. Essa espessura pode ser medida em termos do comprimento de onda. Uma camada fina o suficiente pode, inclusive, passar a não ser perceptível, ou seja, resolvida, a posição dos refletores não é garantida com a interface real. Além disso, as interferências que podem ocorrer em meios com diversas camadas podem também fazer com que o sinal perca intensidade e passe a não ser detectável no dado, como [Anstey e O'Doherty \(2002\)](#) bem apontam.

Criar um catálogo de respostas sísmicas é de grande valia para auxiliar o mapeamento de um campo, discordância ou dado. O catálogo que foi construído pode auxiliar na interpretação dos horizontes contemplados nos dados de poços, e também servir de ferramenta para estudo de resolução, como se pode ver nos exemplos da Base do Sal e também nas camadas de folhelho – laminitos –. Um intérprete, fazendo uso desse catálogo, está mais municiado e bem preparado para atacar as ambiguidades do dado sísmico não só ao redor dos poços em questão, mas também extrapolando as informações contidas nele.

Referências

- ANP. Bacia de santos atinge recorde de participação na produção nacional de petróleo e gás. 2021. Citado na página 14.
- ANSTEY, N. A.; O'DOHERTY, R. F. Cycles, layers, and reflections: Part 2. *The Leading Edge*, Society of Exploration Geophysicists, v. 21, n. 2, p. 152–158, 2002. Citado 2 vezes nas páginas 61 e 71.
- AVSETH, P.; MUKERJI, T.; MAVKO, G. *Quantitative seismic interpretation: Applying rock physics tools to reduce interpretation risk*. [S.l.]: Cambridge university press, 2010. Citado na página 14.
- BACKUS, G. Long- wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *JOURNAL of Geophysical Research*, v. 67, p. 4427–4440, 1962. Citado 3 vezes nas páginas 41, 47 e 50.
- BASTOS, G. Bacia de santos: Sumário geológico e setores em oferta. *ANP: Superintendência de Definição de Blocos*, 2015. Citado na página 16.
- BOHACS, K. M. *et al.* Vertical and lateral distribution of lacustrine carbonate lithofacies at the parasequence scale in the miocene hot spring limestone, idaho: An analog addressing reservoir presence and quality. *AAPG bulletin*, v. 97, n. 11, p. 1967–1995, 2013. Citado na página 18.
- BUCKLEY, J. P.; BOSENCE, D.; ELDERS, C. Tectonic setting and stratigraphic architecture of an Early Cretaceous lacustrine carbonate platform, Sugar Loaf High, Santos Basin, Brazil. *Geological Society of London Special Publications*, v. 418, n. 1, p. 175–191, jul. 2015. Citado 6 vezes nas páginas 9, 16, 17, 18, 21 e 24.
- CARMINATTI, M.; WOLFF, B.; GAMBOA, L. New exploratory frontiers in brazil. In: ONEPETRO. *19th World Petroleum Congress*. [S.l.], 2008. Citado 2 vezes nas páginas 21 e 22.
- CASTRO, T. Avaliação dos reservatórios carbonáticos do pré-sal no campo de búzios, bacia de santos. *Universidade Federal Fluminense*, 2019. Citado 2 vezes nas páginas 21 e 23.
- CHANG, H. K. *et al.* Interpretação e mapeamento dos sistemas petrolíferos da bacia de cantos. *ANP / UNESP / LEBAC*, 2006. Citado 2 vezes nas páginas 17 e 19.
- CHINELATTO, G. F. *et al.* A taphofacies interpretation of shell concentrations and their relationship with petrophysics: A case study of barremian-aptian coquinas in the itapema formation, santos basin-brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v. 116, p. 104317, 2020. Citado 3 vezes nas páginas 17, 23 e 51.
- CONTRERAS, J. *et al.* *Seismo-stratigraphy and numerical basin modeling of the southern Brazilian continental margin (Campos, Santos, Pelotas Basins)*. Tese (Doutorado), 06 2011. Citado na página 23.

- DIAS, R. M. *Interpretação sísmica quantitativa aplicada a reservatórios carbonáticos de um campo do pré-sal da bacia de santos*. 108 p. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal Fluminense, RJ, 2020. Citado 15 vezes nas páginas 9, 10, 17, 19, 24, 41, 42, 43, 44, 48, 50, 51, 57, 62 e 71.
- DVORKIN, J.; GUTIERREZ, M. A.; GRANA, D. *Seismic reflections of rock properties*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2014. Citado na página 15.
- FERNANDEZ, R. Bacia de santos: Sumário geológico e setores em oferta. *ANP: Superintendência de Definição de Blocos*, 2017. Citado 3 vezes nas páginas 9, 16 e 23.
- GARDNER, G. H. F.; GARDNER, L. W.; GREGORY, A. R. Formation velocity and density—the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophys.* 39:770–780, 1974. Citado 3 vezes nas páginas 42, 43 e 49.
- HILL, S. J. Inversion-based thickness determination. *SEG - The Leading Edge* 24: 477–480, 2005. Citado 6 vezes nas páginas 10, 39, 40, 41, 46 e 59.
- JENKINS, F. A.; WHITE, H. E.; BRUKHARD, D. G. Fundamentals of optics. *American Journal of Physics*, v. 26, n. 4, p. 272–272, 1958. Citado na página 31.
- JESUS, C. *et al.* Multiattribute framework analysis for the identification of carbonate mounds in the brazilian presalt zone. *Interpretation*, Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum . . . , v. 7, n. 2, p. T467–T476, 2019. Citado na página 25.
- KALLWEIT, R. S.; WOOD, L. C. The limits of resolution of zero-phase wavelets. *Geophysics Vol. 47, P. 1035–1046. DOI: 10.1190/1.1441367*, 1982. Citado 11 vezes nas páginas 9, 10, 27, 30, 31, 32, 33, 34, 53, 54 e 57.
- KARNER, G.; GAMBÔA, L. Timing and origin of the south atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. *Geological Society, London, Special Publications*, Geological Society of London, v. 285, n. 1, p. 15–35, 2007. Citado 2 vezes nas páginas 19 e 21.
- LINER, C. L.; FEI, T. W. Layer-induced seismic anisotropy from full-wave sonic logs: Theory, application, and validation. *Geophysics*, v. 71, n. 6, p. D183–D190, 10 2006. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<https://DOI.org/10.1190/1.2356997>>. Citado 3 vezes nas páginas 41, 47 e 50.
- MAGOON, L. B.; BEAUMONT, E. A. Petroleum Systems. In: *Exploring for Oil and Gas Traps*. [S.l.]: American Association of Petroleum Geologists, 1999. ISBN 9781629810744. Citado na página 22.
- MELLO, U. T.; KARNER, G. D.; ANDERSON, R. N. Role of salt in restraining the maturation of subsalt source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, Elsevier, v. 12, n. 7, p. 697–716, 1995. Citado na página 23.
- MOREIRA, J. L. P. *et al.* Bacia de santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p.531-549, 2007. Citado 7 vezes nas páginas 9, 16, 17, 19, 20, 21 e 23.
- PAPATERRA, G. E. Z. Pré-sal: conceituação geológica sobre uma nova fronteira exploratória no brasil. *Universidade Federal do Rio de Janeiro*, 2010. Citado na página 19.

- PENNA, R. *et al.* Carbonates and igneous rock characterization through reprocessing, FWI imaging, and elastic inversion of a legacy seismic data set in brazilian presalt province. *The Leading Edge*, 2019. Citado 3 vezes nas páginas 22, 42 e 51.
- PENNA, R.; LUPINACCI, W. M. 3D modelling of flow units and petrophysical properties in brazilian presalt carbonate. *Marine and Petroleum Geology*, Elsevier, v. 124, p. 104829, 2021. Citado na página 41.
- PENNA, R.; Moreira Lupinacci, W. 3d modelling of flow units and petrophysical properties in brazilian presalt carbonate. *Marine and Petroleum Geology*, v. 124, p. 104829, 2021. ISSN 0264-8172. Citado na página 47.
- PIETZSCH, R. *et al.* Palaeohydrology of the lower cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, santos basin, brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier, v. 507, p. 60–80, 2018. Citado na página 18.
- REN, K. *et al.* Using wireline logging and thin sections to identify igneous contact metamorphism and hydrothermal influence on presalt limestone reservoirs in libra block, santos basin. In: ONEPETRO. *Offshore Technology Conference Brasil*. [S.l.], 2019. Citado 3 vezes nas páginas 9, 21 e 22.
- RICKER, N. Wavelet contraction, wavelet expansion, and the control of seismic resolutios. *Geophysics Vol. 18, issue 4, P. 769-792*, 1953. Citado 6 vezes nas páginas 9, 27, 31, 32, 33 e 34.
- RIGOTI, C. A. *et al.* Evolução tectônica da bacia de santos com ênfase na geometria crustal: Interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria. *MSc. Thesis. UFRJ. Brazil.*, p. 134, 2015. Citado 3 vezes nas páginas 19, 20 e 25.
- RUSSELL, B. H. *Introduction to Seismic Inversion Methods*. Calgary, Alberta: Society of Exploration Geophysicists, 1988. Citado na página 29.
- SHERIFF, R.; GELDART, L. *Seismic velocity. In Exploration Seismology (pp. 107-144)*. Calgary, Alberta: Cambridge: Cambridge University Press., 1995. Citado 2 vezes nas páginas 43 e 48.
- SIMM, R.; BACON, M. *Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2014. Citado 11 vezes nas páginas 10, 14, 15, 27, 28, 37, 38, 41, 42, 44 e 59.
- STANDLEE, L.; BRUMBAUGH, W.; CAMERON, N. Controlling factors in the initiation of the south atlantic rift system. *Bulletin des Centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine. Mémoire*, n. 13, p. 141–152, 1992. Citado na página 21.
- SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the south atlantic rift. *Marine and Petroleum Geology*, Elsevier, v. 77, p. 567–596, 2016. Citado 4 vezes nas páginas 9, 19, 20 e 21.
- TEIXEIRA, L.; LUPINACCI, W. M. Elastic properties of rock salt in the santos basin: Relations and spatial predictions. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, Elsevier, v. 180, p. 215–230, 2019. Citado 2 vezes nas páginas 51 e 67.

- TERRA, G. *et al.* Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências - Petrobras*, v. 18, p. 9–29, 01 2010. Citado na página 17.
- THOMPSON, D. L.; STILWELL, J. D.; HALL, M. Lacustrine carbonate reservoirs from early cretaceous rift lakes of western gondwana: Pre-salt coquinas of brazil and west africa. *Gondwana Research*, Elsevier, v. 28, n. 1, p. 26–51, 2015. Citado 3 vezes nas páginas 9, 23 e 24.
- TOSCA, N. J.; WRIGHT, V. P. The formation and diagenesis of mg-clay minerals in lacustrine carbonate reservoirs. In: *Adapted from oral presentation given at 2014 AAPG Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas*. [S.l.: s.n.], 2014. Citado 2 vezes nas páginas 18 e 21.
- WIDESS, M. B. How thin is a thin bed? *Geophysics Vol. 38, P. 1176-1180*, 1973. Citado 6 vezes nas páginas 27, 32, 33, 36, 48 e 57.
- WRIGHT, P.; RODRIGUEZ, K. Reinterpreting the south atlantic pre-salt "microbialite"reservoirs: Petrographic, isotopic and seismic evidence for a shallow evaporitic lake depositional model. *First Break*, European Association of Geoscientists & Engineers, v. 36, n. 5, p. 71–77, 2018. Citado na página 25.
- WRIGHT, P.; TOSCA, N. A geochemical model for the formation of the pre-salt reservoirs, santos basin, brazil: Implications for understanding reservoir distribution. *AAPG Search and Discovery, article*, v. 51304, 2016. Citado na página 25.
- WRIGHT, V.; BARNETT, A. An abiotic model for the development of textures in some south atlantic early cretaceous lacustrine carbonates. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 418, 07 2015. Citado 4 vezes nas páginas 9, 18, 19 e 25.
- WRIGHT, V. P. Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. *Geological Society, London, Special Publications*, Geological Society of London, v. 370, n. 1, p. 39–47, 2012. Citado na página 25.
- WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. Critically evaluating the current depositional models for the pre-salt barra velha formation, offshore brazil. *AAPG Search and Discovery, Article*, v. 51439, 2017. Citado na página 18.
- YILMAZ, Ö.; YILMAZ, O.; DOHERTY, S. *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2001. ISBN 9781560800941. Citado 4 vezes nas páginas 27, 28, 29 e 37.
- ZÁLAN, P. V. Cinco quilômetros de sedimentos paleozóicos abaixo do pré-sal da bacia de santos. 2016. Citado 2 vezes nas páginas 19 e 23.