



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia e Geofísica

Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra

Alessandra Alves Peçanha

***Caracterização dos reservatórios carbonáticos aptianos da Formação
Coqueiros, Campo de Linguado - Bacia de Campos, a partir da inversão
acústica e da modelagem de porosidade***

Niterói

2018

Alessandra Alves Peçanha

**Caracterização dos reservatórios carbonáticos aptianos da Formação
Coqueiros, Campo de Linguado - Bacia de Campos, a partir da inversão
acústica e da modelagem de porosidade**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geofísica Aplicada.

Orientador: Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci

Niterói

2018

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG

P364c Peçanha, Alessandra Alves
Caracterização dos reservatórios carbonáticos aptianos da Formação Coqueiros, Campo de Linguado - Bacia de Campos, a partir da inversão acústica e da modelagem de porosidade / Alessandra Alves Peçanha ; Wagner Moreira Lupinacci, orientador. Niterói, 2018.
120 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2018.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2018.m.10999197703>

1. Rocha carbonática. 2. Inversão sísmica. 3. Petrofísica. 4. Modelagem geológica. 5. Produção intelectual. I. Título II. Moreira Lupinacci, Wagner , orientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.

CDD -

Alessandra Alves Peçanha

**Caracterização dos reservatórios carbonáticos aptianos da Formação
Coqueiros, Campo de Linguado - Bacia de Campos, a partir da inversão
acústica e da modelagem de porosidade**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geofísica Aplicada.

Aprovada em:

Banca examinadora:

DSc. Wagner Moreira Lupinacci
Orientador
Universidade Federal Fluminense

DSc. Luiz Antônio Pierantoni Gambôa
Membro da Banca
Universidade Federal Fluminense

DSc. Miguel Ângelo Mane
Membro da Banca
Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Niterói
2018

DEDICATÓRIA

Alex Peçanha (*in memoriam*),
pelo apoio e inspiração.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, Adilson e Neiva, por todos os anos dedicados a minha formação pessoal e profissional, pelo apoio financeiro e por todos os atos de amor e carinho.

Ao meu amado irmão, Alex (*in memoriam*), geofísico e meu maior incentivador e inspiração para seguir carreira nas geociências. Por todos os anos que pude desfrutar da sua presença e pelos sonhos que sonhamos juntos.

Ao Prof. Dr. Wagner Lupinacci, pela orientação, paciência, e pela oportunidade de desenvolver este projeto tão desafiador e enriquecedor para a minha formação profissional e acadêmica.

Ao Programa de Pós-graduação do Departamento de Geologia e Geofísica da UFF, aos professores pelos conhecimentos passados, e aos funcionários sempre eficientes.

Aos amigos que fiz na UFF, Livia e a Ingra, mas em especial ao Danilo Jotta, pela amizade desde a Faculdade de Geologia UERJ, e por todo o conhecimento compartilhado, a quem eu desejo sucesso e reconhecimento profissional.

Ao Richard Dantas, João Victor, Gabriela Salomão, Felipe Melo, Alex Passamani e todos que contribuíram de alguma forma para este trabalho.

A Lidia Calonio, amiga e conselheira nas horas vagas.

Ao Anton, pelo apoio, motivação, e por me fazer enxergar a vida com mais otimismo.

Ao Prof. Sérgio Bergamaschi, por possibilitar o acesso ao Laboratório de Interpretação Sísmica da FGEL-UERJ quando lhe foi solicitado.

Ao Prof. Webster Mohriak, pelas oportunidades oferecidas ao final da minha graduação em geologia.

À CAPES, pela concessão de apoio financeiro por meio de bolsa de estudos.

À ANP, pela concessão de dados públicos de sísmica e de poços.

À Schlumberger e à CGG, pelo fornecimento de *software* para execução deste projeto.

"Aprender é a única coisa de que a mente nunca se cansa, nunca tem medo e nunca se arrepende."

-Leonardo da Vinci

RESUMO

PEÇANHA, Alessandra Alves. Caracterização dos reservatórios carbonáticos aptianos da Formação Coqueiros, Campo de Linguado - Bacia de Campos, a partir da inversão acústica e da modelagem de porosidade [dissertação]. Niterói: Departamento de Geologia e Geofísica Marinha. Universidade Federal Fluminense; 120p. 2018.

A Bacia de Campos está localizada entre o Alto de Cabo Frio, a sul, e o Alto de Vitória, a norte, abrangendo uma área de mais de 100.000 km². A Formação Coqueiros, do Grupo Lagoa Feia, e idade eobarremiana-neoaptiana, pertence a fase rifte da bacia e foi depositada num ambiente lacustre. São reconhecidos dois níveis principais de reservatórios carbonáticos lacustres de coquinas de bivalves na Formação Coqueiros: coquina superior e coquina inferior. Este estudo objetiva propor um fluxo de trabalho para mapear e caracterizar com maior precisão estes dois níveis de coquinas no Campo de Linguado, no sudoeste da Bacia de Campos. Isto não era possível de ser feito diretamente no dado sísmico, devido à muito baixa resolução sísmica. Então, para alcançar o objetivo proposto, a metodologia foi dividida em amarração poço-sísmica, mapeamento das discordâncias pré-evaporítica e do topo dos basaltos da Formação Cabiúnas e falhas do rifte, inversão sísmica acústica baseada no modelo, mapeamento da discordância Pré-Jiquiá (base da coquina inferior), topo da coquina inferior, base da coquina superior e discordância pré-neo-Alagoas, interpretação e estimativa das propriedades petrofísicas nos poços e modelagem de porosidade através da Simulação Sequencial Gaussiana com cokrigagem. O topo da Formação Coqueiros é coincidente com a discordância pré-neo-Alagoas. Em diversos poços a camada de sal presente, que separa a Formação Quissamã dos reservatórios carbonáticos do Grupo Lagoa Feia, não ultrapassa poucas dezenas de metros de espessura, enquanto em outros esta é até mesmo ausente, nestes casos, indicando que a rocha selante é o carbonato albio bastante dolomitizado, ao invés do sal, ou ainda que não ocorre selo. O mapeamento dos dois níveis de coquinas, só foi possível ser realizado com confiabilidade após o pré-condicionamento e a inversão sísmica, devido ao aumento de resolução obtido e o auxílio da impedância acústica no mapeamento. Nos perfis de poços foi constatada uma boa correlação entre a impedância acústica e a porosidade. Com isto, foi utilizado na modelagem de do volume de porosidade um método de cokrigagem, tendo a impedância acústica como uma variável secundária. Os resultados mostraram que o nível inferior da coquina possui baixos valores de impedância acústica e altos valores de porosidade, já o nível superior de coquina apresenta altos valores de impedância acústica e baixas porosidades. Além disso, foi possível identificar uma possível nova área para exploração.

PALAVRAS-CHAVE: coquinas, inversão acústica, modelagem de porosidade

ABSTRACT

PEÇANHA, Alessandra Alves. Carbonate reservoir characterization of the Coqueiros Formation in the Linguado Field - Campos Basin, using model-based seismic inversion and porosity modeling [dissertation]. Niterói: Departamento de Geologia e Geofísica Marinha. Universidade Federal Fluminense; 120p. 2018.

The Campos Basin is located between Cabo Frio High in the south and the Vitoria High in the north, encompassing an area of more than 100,000 km². The Coqueiros Formation, of the Lagoa Feia Group, and Eobarremian-Neaptian age, belongs to the rift stage of evolution of the basin and was deposited in lacustrine environment. Two main levels of lacustrine carbonate reservoirs of bivalve coquinas are recognized in the Coqueiros Formation: upper coquina and lower coquina. This study aims to propose a workflow to map and characterize these two coquina levels more accurately within the Linguado Field, in the southwest part of Campos Basin. In order to reach the proposed objective, the methodology was divided as follows: well-seismic tie, mapping of the pre-evaporitic discordance and the top of the basalts of the Cabiúnas Formation, model-based seismic inversion, mapping of the pre-Jiquiá discordance (lower coquina base), tentative mapping of the lower coquina top, upper coquina base and pre-neo-Alagoas discordance. The petrophysical properties in the wells were also calculated, and porosity modeling through Gaussian Sequential Simulation with cokriging was performed. The top of the Coqueiros Formation is coincident with the pre-neo-Alagoas discordance. In several wells, the salt layer, which separates the Quissamã Formation from carbonate reservoirs of the Lagoa Feia Group, does not exceed a few tens of meters in thickness, while in others, it is even absent, indicating, in these cases, that the sealing rock is the very dolomitized albian carbonate, instead of the salt. Mapping of the two levels of coquinas was only possible to be performed with confidence after the preconditioning of the data and seismic inversion. An increase in seismic resolution was achieved. The results of the seismic inversion also helped this mapping. A good correlation between acoustic impedance and porosity was found in the well profiles. Thus, in the porosity volume modeling, a cokriging method was utilized, with acoustic impedance as a secondary variable. The results showed that the lower coquina has low values of acoustic impedance and high porosity, whereas the upper coquina has high values of acoustic impedance and low porosity. With the processing workflow used here, a possible new area for exploration was identified.

KEYWORDS: coquinas, acoustic inversion, porosity modeling

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa de localização da Bacia de Campos com as principais estruturas e campos petrolíferos produtores em coquinas na fase rifte. Modificado de Guardado *et al.*, 2000. 16
- Figura 2: Seção geológica da Bacia de Campos mostrando as supersequências sedimentares depositadas nas fases rifte, pós-rifte (transicional) e drifte. Fonte: Rangel *et al.*, (1998)..... 18
- Figura 3: Carta cronoestratigráfica da Bacia de Campos com destaque para a Formação Coqueiros, alvo de estudo. Fonte: Winter *et al.*, 2007 19
- Figura 4: Localização do Campo de Linguado, Bacia de Campos. 24
- Figura 5: Seção Geológica regional das bacias da margem leste brasileira. Destaque para os reservatórios formados por coquinas que pertencem a Megassequência Continental rifte, da Supersequência rifte. Adaptada de Bhrun, 1998..... 25
- Figura 6: Perfis-tipo do Grupo Lagoa Feia nos Campo, Badejo e Linguado. Fonte: adaptado de Baumgarten, 1985. 27
- Figura 7: Mapa estrutural da Bacia de Campos. Principais altos (em laranja) e baixos (em azul) estruturais da bacia e localização dos campos produtores de óleo em coquinas (estrelas amarelas). Adaptado de Guardado *et al.*, 2000..... 29
- Figura 8: Modelo deposicional dos carbonatos lacustres do Grupo Lagoa Feia. Os bancos de coquinas se concentram no topo dos altos sindeposicionais do embasamento. Fonte: Adaptado de Guardado *et al.*, 1989. 30
- Figura 9: Evolução da divisão estratigráfica da Formação dos Coqueiros, Grupo Lagoa Feia, Bacia de Campos. (adaptado de Baumgarten, 1988 em Thompson *et al.*, 2015)..... 32
- Figura 10: Fotos de amostras de calha de seis associações de fácies de coquinas da Formação Coqueiros. (A) arenitos bioclásticos praias, (B) calcarenitos bioclásticos praias, (C) depósitos de margem de lagos, (D) barras bioclásticas, (E) lençóis bioclásticos bordas de barras, (F) bancos de biocacumulados. (Adaptado de Carvalho *et al.*, 2000)..... 33
- Figura 11: Camadas parcialmente litificadas de coquinas gradam em direção ao mar para estromatólitos dômicos (Thompson *et al.*, 2015); (B) Camadas parcialmente litificadas de coquinas (Fotografia de Marcelo Blauth em Bizotto, 2014); (C) Coquina de bivalves cimentada com matriz arenosa (S.F. Poropat, 2008 em Thompson *et al.*, 2015)..... 34
- Figura 12: (A) Mapa de elevação do Sistema de Riftes do Leste Africano. (B) Formação de coquinas de coquinas ao longo da resgiação costeira; (C) Coquina de gastrópodes em formação (Thompson *et al.*, 2015)..... 35
- Figura 13: Fluxo de trabalho da filtragem curvelet aplicada em um dado sintético. (a) Dado sintético com ruído randômico de alta frequência. (b) Painéis de escala obtidos pela

transformada de curvelet. O sexto painel (marcado em verde) foi selecionado para ser decomposto nos painéis de orientações. (c) Os painéis marcados em vermelho foram removidos. (d) Dado sintético filtrado após a eliminação dos painéis de orientação dominados pelo ruído. Modificado de Lupinacci et al. (2017). 38

Figura 14: (a) Traço sísmico sintético; (b) traço sísmico sintético com os efeitos de atenuação e dispersão do meio; (c) traço sísmico sintético com ruído randômico e com os efeitos de atenuação e dispersão do meio. Modificado de Lupinacci (2014). 39

Figura 15:(a) seção sísmica original; (b) seção sísmica com aplicação da filtragem Q inversa mostrada; (c) seção sísmica com a aplicação da metodologia proposta por Lupinacci et al. (2017). Modificado a partir de Lupinacci *et al.* (2017). 41

Figura 16: a) seção sísmica convencional e b) seção sísmica de a) aplicada a tecVA com rotação de fase. (Bulhões e Amorim, 2005, fornecido pela CGG). 42

Figura 17: a) Seção sísmica original; b) Seção sísmica invertida para um modelo de impedância acústica (modificado de Latimer et al., 2000). 44

Figura 18: Modelo de convolução do traço sísmico. Esta imagem mostra o traço sísmico como o resultado da função refletividade convolvida com o pulso de entrada, além da relação entre a função refletividade e impedância acústica das camadas geológicas (Kearey *et al.*, 2002). 45

Figura 19: O modelo convolucional do traço sísmico e a transformada de Fourier da função refletividade, do pulso sísmico, do ruído e do traço sísmico (Lupinacci, 2014). 47

Figura 20: Mostra um processo de amarração poço-sísmica. Os *tracks* estão organizados da seguinte forma: (1) topos das formações, (2) perfil sônico (curva laranja) e curva de velocidade da onda sísmica compressional (azul) com filtro passa banda de 60 Hz (3) *wavelet* estimada e traços sísmicos sintéticos (azuis) e reais (vermelhos), (4) seção sísmica mostrando o traço sísmico extraído para a amarração, (5) P-wave, (6) perfil de densidade. (Fonte: A autora). 48

Figura 21: Fluxograma para a técnica de inversão determinística *model-based*. 51

Figura 22: Ilustração da convergência dos modelos de impedância com sucessivas perturbações do algoritmo GLI . Em azul o modelo de impedância inicial fornecido pelo usuário e sucessivas iterações convergindo na solução final, em vermelho. (COOKE & CANT, 2010) 53

Figura 23: Exemplo de validação da inversão com uso de poço cego. Comparação do resultado da impedância invertida com a impedância calculada a partir dos perfis de poços (after BACH *et al.*, 2000 em SIMM & BACON, 2014). 54

Figura 24: Propriedades do variograma (a) e tipos de modelos teóricos de variogramas (b). Fonte: Modificado de Yamamoto & Landim, 2013. 63

Figura 25: Exemplo de estimativa de um ponto não amostrado, a partir da combinação linear das amostras próximas de uma variável qualquer. Fonte: Yamamoto e Landim, 2013	64
Figura 26: Etapas básicas do algoritmo de Simulação Sequencial Gaussiana (Deustch & Journel, 1992).	67
Figura 27: Mapa de localização dos dados utilizados no presente estudo.....	68
Figura 28: Fluxo de trabalho utilizado na caracterização dos reservatórios carbonáticos aptianos do Campo de Linguado.	71
Figura 29: AtributoTecVA aplicado em uma seção sísmica.	72
Figura 30: Janela de amarração de um dos poços à sísmica no software Hampson-Russel. Onde cada <i>track</i> corresponde a: intervalo de tempo (1), topo de formações (2), curva de sônico corrigida (3), curva de desvio (<i>drift</i>) entre o perfil sônico medido e o sônico calculado (4), amarração do traço sísmico sintético e o traço sísmico original (5), traços sísmicos, local de estimativa do pulso sísmico para amarração em vermelho, e horizontes topo e base interpretados anteriormente (6), perfil sônico medido (7), perfil densidade medido (8), profundidade em metros (9).	74
Figura 31: Wavelet extraída a partir do espectro de amplitude do volume sísmico pré-condicionado.	75
Figura 32: Modelo inicial de impedância acústica suavizado obtido a partir da interpolação dos dados de poços.	75
Figura 33: Janela de análise da inversão em um dos poços no Hampson-Russel com destaque para o intervalo da Formação Coqueiros.....	76
Figura 34: Mapa de localização dos dados apresentados no estudo. A área do cubo sísmico é representada pelo quadrado preto, os poços pelos círculos pretos, as linhas coloridas representam IL1 = <i>inline</i> 1570, IL2 = <i>inline</i> 1412, CR1= <i>crossline</i> 1438, uma linha arbitrária AB1, e a correlação de poços CR1.	80
Figura 35: (a) Seção sísmica, <i>inline</i> 1570, sem interpretação; (b) seção sísmica, <i>inline</i> 1570, mostrando as discordância Topo Basalto (base do Grupo Lagoa Feia) e a discordância pré-Evaporítica (topo do Grupo Lagoa Feia) e as falhas no intervalo de interesse.	82
Figura 36: (a) Mapa de superfície da discordância pré-evaporítica (topo do Gr. Lagoa Feia) e (b) visão 3D dos horizontes topo e base do Gr. Lagoa Feia e falhas mapeadas que serviram de modelo estrutural para a inversão.	83
Figura 37: (a) Seção sísmica original, <i>inline</i> 1412; (b) sísmica pré-condicionada, <i>inline</i> 1412, usando a filtragem curvelet, filtro inverso Q e filtro passa banda em 60Hz.	84
Figura 38: Resultados da inversão sísmica em cada um dos poços: impedância acústica obtida dos perfis de poços (curva azul), impedância acústica obtida da inversão (curva vermelha) e modelo de inicial de baixa frequência (curva preta).	86

Figura 39: Seção sísmica original na <i>crossline</i> 1438 com o poço 1-RJS-74-RJ.	87
Figura 40: Resultado da inversão model-based na <i>crossline</i> 1438 e no poço 1-RJS-74-RJ. Destaque para a impedância obtida no poço cego; (b) Zoom da imagem a, para dar destaque a região do poço.	88
Figura 41: Linha arbitrária AB1 com os valores de impedância acústica, passando pelos poços 3-RJS-73B-RJ, 1-RJS-49-RJ, 3-LI-8-RJS.	88
Figura 42: <i>Inline</i> 1570 com resultado da inversão acústica. Os novos horizontes mapeados correspondem a topo e base da coquina inferior e topo e base da coquina superior.....	91
Figura 43: Mapas com os valores de impedância acústica sobre os topos das superfícies correspondentes a coquina inferior (a) e a coquina superior (b).	93
Figura 44: Mapa com os valores de impedância acústica sobre o topo do Grupo Lagoa Feia, base da sequência evaporítica.....	94
Figura 45: Análise petrofísica no poço 3-LI-2-RJS. <i>Track</i> 1: Formação Coqueiros; <i>track</i> : 2 fácies interpretadas; <i>track</i> 3: volume de argila (VShale); <i>track</i> 4: porosidade total (PHIT) e porosidade efetiva (PHIE); <i>track</i> 5: saturação de água; <i>track</i> 6: <i>net-pay</i> , Coquina superior: retângulo verde, coquina inferior: retângulo azul.	95
Figura 46: Resultado da análise petrofísica no poço 1-RJS-49-RJ. <i>Track</i> 1: Formação Coqueiros; <i>track</i> : 2 fácies interpretadas; <i>track</i> 3: volume de argila (VShale); <i>track</i> 4: porosidade total (PHIT) e porosidade efetiva (PHIE); <i>track</i> 5: saturação de água; <i>track</i> 6: <i>net-pay</i> , Coquina superior: retângulo verde, coquina inferior: retângulo azul.	96
Figura 47: Resultado da análise petrofísica no poço 1-RJS-74. <i>Track</i> 1: Formação Coqueiros; <i>track</i> : 2 fácies interpretadas; <i>track</i> 3: volume de argila (VShale); <i>track</i> 4: porosidade total (PHIT) e porosidade efetiva (PHIE); <i>track</i> 5: saturação de água; <i>track</i> 6: <i>net-pay</i> , Coquina superior: retângulo verde, coquina inferior: retângulo azul.	97
Figura 48: Correlação dos poços 3-LI-2-RJS, 1-RJS-74-RJ, 3-RJS-73B-RJ e 1-RJS-49-RJ com destaque a Formação Coqueiros. C.I: coquina inferior, C.S: coquina superior.....	98
Figura 49: Modelo estrutural contruído entre as superfícies discordância pré-Jiquiá e o discordância pré-avaporítica e falhas mapeadas na seção rifte.....	99
Figura 50: Volume de porosidade da Formação Coqueiros modelado usando o método geoestatístico de Simulação Sequencial Gaussiana com cokrigagem colocalizada.	100
Figura 51: Mapas de porosidade dos níveis de coquina inferior (a) e coquina superior (b).	101
Figura 52: Mapas de porosidade da coquina inferior (a) e coquina superior (b).	103
Figura 53: <i>Geobody</i> construído a partir do modelo de porosidade com <i>cutoff</i> de 13 a 30% de porosidade	104

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DA BACIA DE CAMPOS	16
2.1	Tectono-estratigrafia	17
2.2	Campo de Linguado: Sistema petrolífero	24
2.3	Grupo Lagoa Feia.....	26
2.4	Formação Coqueiros: sequência de coquinas.....	29
3	REVISÃO DOS MÉTODOS	37
3.1	Pré-condicionamento sísmico	37
3.1.1	Filtragem Curvelet	37
3.1.2	Filtro Q inverso.....	39
3.1.3	Técnica “volume de amplitude” (TecVA).....	42
3.2	Inversão sísmica.....	42
3.2.1	Modelo convolucional	44
3.2.2	Impedância acústica	45
3.2.3	Estimativa do pulso sísmico.....	46
3.2.4	Vantagens do uso da inversão sísmica	48
3.3	Tipos de inversão sísmica.....	49
3.3.1	Inversão baseada em modelo	50
3.4	Perfis geofísicos	55
3.1	Modelagem geoestatística	60
3.1.1	Conceitos básicos	60
3.1.2	Modelagem de variograma	61
3.1.3	Estimativa geoestatística.....	63
3.1.4	Simulação estocástica	65
4	MATERIAIS E MÉTODOS	68
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	80
6	CONCLUSÕES	106
7	REFERÊNCIAS	108

1 Introdução

Os reservatórios carbonáticos lacustres do Aptiano da Formação Coqueiros, formados por coquinas, ou seja, acumulados bioclásticos de carrapaças de bivalves, do Campo de Linguado, constituem o foco deste trabalho.

No final da década de 1950 foram obtidos os primeiros dados sísmicos bidimensionais na Bacia de Campos. Após a primeira campanha de perfuração de poços iniciada em 1970, foi descoberto o Campo de Garoupa em carbonatos do Albiano. Na mesma década, foram descobertos outros campos como o Campo de Badejo em coquinas da fase rifte no Aptiano Inferior, e o primeiro campo gigante do Brasil, o Campo de Namorado, em turbiditos do Cenomaniano. As décadas seguintes, com o desenvolvimento de novas tecnologias de aquisição de dados sísmicos e de perfuração de poços, foram marcadas pela continuação de descobertas em arenitos turbidíticos e pela exploração em águas cada vez mais profundas.

A retomada do interesse por reservas em *plays* carbonáticos se deu após as descobertas dos grandes campos do Pré-sal nas Bacias de Campos e Santos em 2006 (RICCOMINI *et al.*, 2012). No ano de 2016, a produção de hidrocarbonetos no Pré-sal já atingia a marca histórica de 1 milhão de barris de petróleo por dia, apresentando um crescimento exponencial nos anos seguintes, chegando a alcançar 1,763 milhões de boe/d em junho de 2018 (ANP, 2018)

Os reservatórios carbonáticos lacustres da Formação Coqueiros, fase rifte da Bacia de Campos, têm sido estudados por diversos autores ao longo dos anos (SCHALLER, 1981; BERTANI & CAROZZI, 1985, BAUMGARTEN *et al.*, 1988; CARVALHO *et al.*, 2000; CASTRO, 2006). Entretanto muitas dúvidas perduram sobre a faciologia e evolução diagenética destes sedimentos. A dificuldade de prever as variações de propriedades desse tipo de reservatório é justificada pela complexibilidade faciológica tanto vertical quanto lateral desses depósitos, além da escassez no registro geológico (THOMPSON *et al.*, 2015).

O desenvolvimento de tecnologias cada vez mais avançadas para o estudo de reservatórios de hidrocarbonetos têm proporcionando aos especialistas um

entendimento melhor das propriedades físicas das rochas, otimizando o processo de exploração e caracterização de reservatórios.

A multidisciplinaridade é o conceito básico que define o cenário atual da caracterização de reservatórios, no qual profissionais de diversas áreas das geociências, como geólogos, geofísicos e engenheiros de petróleo, integram seus conhecimentos a essas novas técnicas para alcançar os melhores resultados possíveis.

O dado sísmico de reflexão é uma dessas ferramentas de grande importância na exploração de hidrocarbonetos. A sísmica de reflexão possibilita ao intérprete o reconhecimento de feições geológicas e heterogeneidades ligadas as formações, variações de fenômenos espaciais e temporais - como porosidade, permeabilidade, saturação - e discriminação do conteúdo de fluidos, por exemplo. Porém, a interpretação dos eventos sísmicos de reflexão torna-se mais difícil quanto mais antigo for o método de aquisição e processamento aplicados, assim como quanto mais profundas e complexas as estruturas geológicas e litologias encontradas na subsuperfície.

Uma prática comum na exploração e caracterização de reservatórios é o reprocessamento de dados sísmicos, que frequentemente apresentam baixa resolução, devido aos efeitos de atenuação e à baixa razão sinal-ruído, e até mesmo erros provenientes de processamentos anteriores. Com o objetivo de gerar uma imagem de melhor qualidade para contribuir nas etapas que se seguem após o processamento, pode-se aplicar um pré-condicionamento do dado sísmico. No presente trabalho, foi aplicado um fluxo de pré-condicionamento proposto por Lupinacci *et al.* (2017) que foi dividido em três etapas: aplicação do filtro curvelet, aplicação do filtro Q inverso, e aplicação de um filtro passa banda no domínio da frequência. O pré-condicionamento do dado sísmico foi fundamental para a obtenção de um melhor resultado no processo de inversão acústica.

Embora o dado sísmico pré-condicionado apresente um ganho significativo de resolução, fornecendo uma imagem que melhor representa a subsuperfície, ainda assim, ele apenas proporciona uma imagem aproximada dos eventos geológicos. A integração dos dados de poços aos dados sísmicos, fornece as informações ausentes no dado sísmico e ajuda no processo de interpretação da geologia. O pré-

condicionamento do dado sísmico é fundamental para a obtenção de um bom resultado no processo de inversão acústica que se segue.

A inversão do dado de reflexão sísmica para impedância acústica, através da integração sísmica-poço, possibilita a obtenção de uma imagem que, por si só, é o modelo geológico da subsuperfície (RUSSELL, 1988). A impedância acústica é uma propriedade da rocha, que pode ser relacionada a outras propriedades físicas como a porosidade. A inversão baseada no modelo inicial de impedância acústica foi o método utilizado neste trabalho para a melhor caracterização da subsuperfície e para a simulação da distribuição de porosidade nos reservatórios nas etapas seguintes.

Por definição, a geoestatística busca descrever a distribuição espacial ou temporal de uma variável de interesse, que usualmente apresenta-se amostrada de forma esparça e irregular (YAMAMOTO & LANDIM, 2013). Com a crescente popularização dos métodos geoestatísticos na caracterização de reservatórios, o problema da escassez de dados de poços pode ser parcialmente solucionado, de modo que existe a possibilidade da integração desses a outros tipos de dados mais bem amostrados na estimativa e simulação de variáveis.

A geoestatística é aplicada neste trabalho a fim de simular a distribuição da porosidade efetiva, entre os poços, em regiões não amostradas, por meio da Simulação Sequencial Gaussiana com cokrigagem (DEUTSCH, 2002).

O objetivo deste trabalho foi propor um fluxo de trabalho para a caracterização quantitativa e qualitativa de reservatórios carbonáticos compostos de coquinas da Formação Coqueiros (Grupo Lagoa Feia), no Campo de Linguado, Bacia de Campos. A aplicação dos métodos propostos, visou integrar o dado sísmico e de poços e fornecer ferramentas que podem ser eficientes na interpretação sísmica e que permitam a modelagem da porosidade nas regiões não amostradas na área de interesse.

2 Contexto Geológico Regional da Bacia de Campos

A Bacia de Campos (Figura 1), localizada na região sudeste do Brasil, estende-se desde o litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, até o litoral sul do estado do Espírito Santo. Ela possui uma área de aproximadamente 100.000 km², e é limitada ao norte com a Bacia de Santos, pelo Alto de Cabo Frio, e ao sul com a Bacia de Espírito Santo, pelo Alto de Vitória.

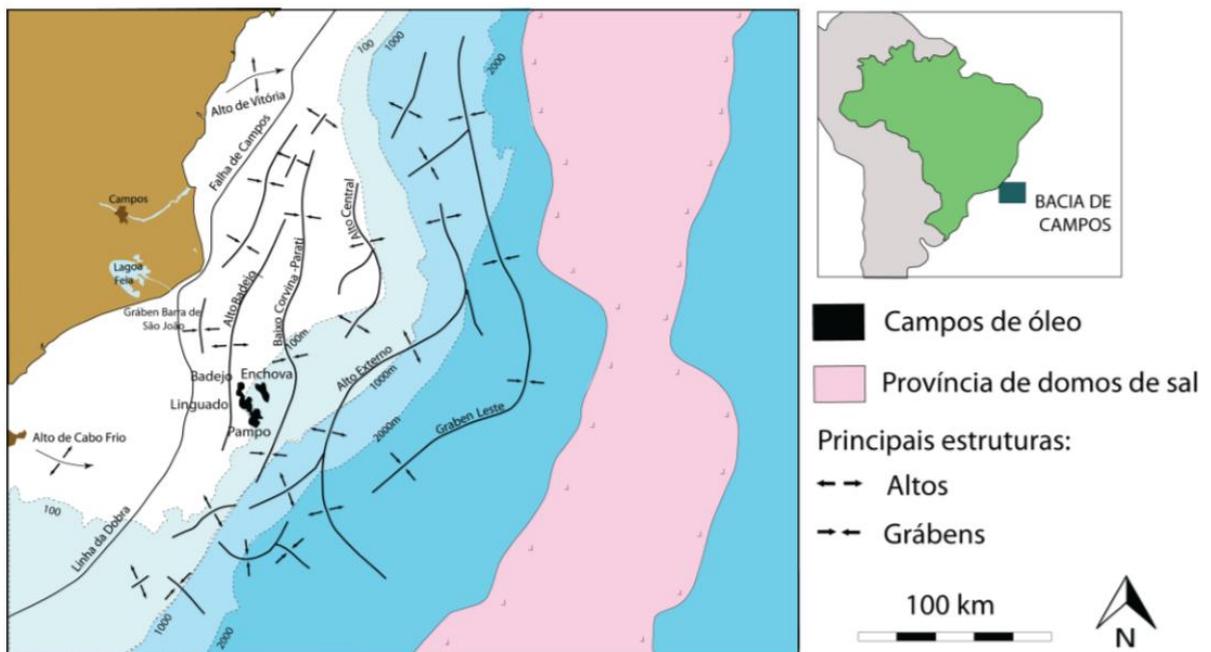


Figura 1: Mapa de localização da Bacia de Campos com as principais estruturas e campos petrolíferos produtores em coquinas na fase rifte. Modificado de Guardado *et al.*, 2000.

A exploração de petróleo na Bacia de Campos teve início no final da década de 1950, com as primeiras aquisições sísmicas nesta área. Anos após, em 1974, a primeira descoberta de óleo foi realizada nos reservatórios carbonáticos albianos do Campo de Garoupa (BRHUN *et al.*, 2003). Ainda na década de 1970 o primeiro *play* exploratório da fase rifte foi descoberto no Campo de Badejo em coquinas do Aptiano.

Segundo dados recentes da ANP - Agência Nacional do Petróleo, a Bacia de Campos é responsável atualmente por 47% da produção de óleo e 22% da produção de gás nacional, constituindo a segunda bacia sedimentar mais prolífera do Brasil, com uma produção diária de 1.340.417 boe/dia, atrás apenas da Bacia de Santos (ANP, 2018).

2.1 Tectono-estratigrafia

A gênese da Bacia de Campos está relacionada a história de fragmentação do Supercontinente Gondwana e da conseqüente abertura do Oceano Atlântico sul, que teve início no extremo sul da placa sul-americana, durante o Cretáceo Inferior entre 220 e 200 Ma, o que deu origem às bacias da margem leste brasileira há aproximadamente 130 Ma (SZATMARI, 2000).

A instalação de um sistema de riftes é resultado de uma anomalia térmica, conhecida como *hotspot* Tristão da Cunha, ativa do Barriariano ao Eo-aptiano, que culminou no rifteamento entre a África e o Brasil há aproximadamente 118 Ma (KARNER & DRISCOLL, 1999).

Os modelos evolutivos propostos para a formação das bacias da margem leste brasileira sugerem o soerguimento crustal em forma de domo, seguido do rifteamento da crosta, erosão e subsidência (ASMUS & PONTE, 1973; ASMUS 1975; ASMUS, 1982), também conforme o modelo clássico de estiramento definido por McKenzie (1978), embora envolva algumas particularidades. A atividade magmática contemporânea ao processo de rifteamento inicial da crosta corrobora a teoria de que uma anomalia térmica do manto teria provocado o movimento flexural e afinamento da crosta até esta romper-se (CHANG *et al.*, 1992).

A Bacia de Campos, segundo diversos autores (PONTE & ASMUS, 1976; DIAS-BRITO & AZEVEDO, 1986; GUARDADO *et al.* 1989; DIAS *et al.*, 1990; CHANG *et al.*, 1992; WINTER *et al.*, 2007) apresenta três fases tectonicamente distintas: fase rifte, fase pós-rifte e fase drifte, que por sua vez deram origem a deposição de sedimentos das supersequências continental, transicional-evaporítica e marinha, respectivamente (Figura 2).

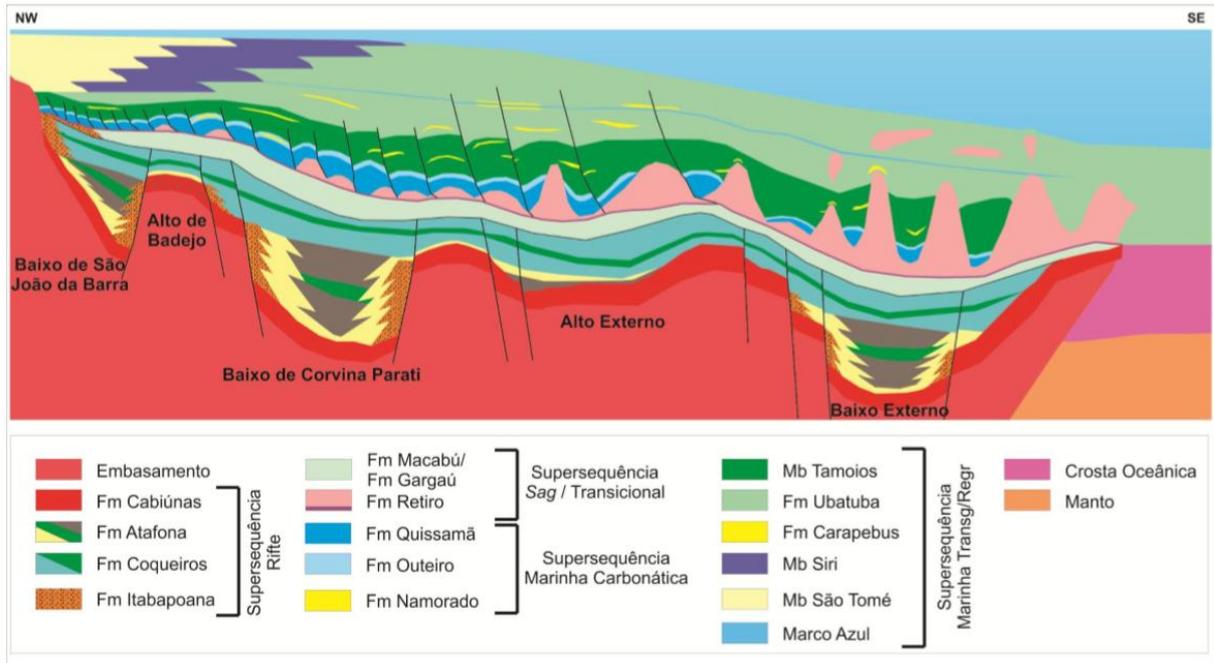


Figura 2: Seção geológica da Bacia de Campos mostrando as superseqüências sedimentares depositadas nas fases rifte, pós-rifte (transicional) e drifte. Fonte: Rangel *et al.*, (1998).

As primeiras cartas estratigráficas da Bacia de Campos foram elaboradas com foco na litoestratigrafia (SCHALLER, 1973; GUARDADO *et al.*, 1989; RANGEL *et al.*, 1994). O conhecimento atual do registro sedimentar da Bacia de Campos tem ênfase na análise cronoestratigráfica e foi apresentado por Winter *et al.* (2007), responsável por elevar, por exemplo, a antiga Formação Lagoa Feia à categoria de Grupo Lagoa Feia, e os antigos membros a formações. A carta cronoestratigráfica de Winter *et al.* (2007), com contribuição do trabalho apresentado por Chang *et al.* (1992) sobre a evolução tectonoestratigráfica da bacia, vem sendo utilizada pela comunidade geológica de forma bastante difundida e, por isso, foi utilizada como base para o estudo proposto neste trabalho (Figura 3).

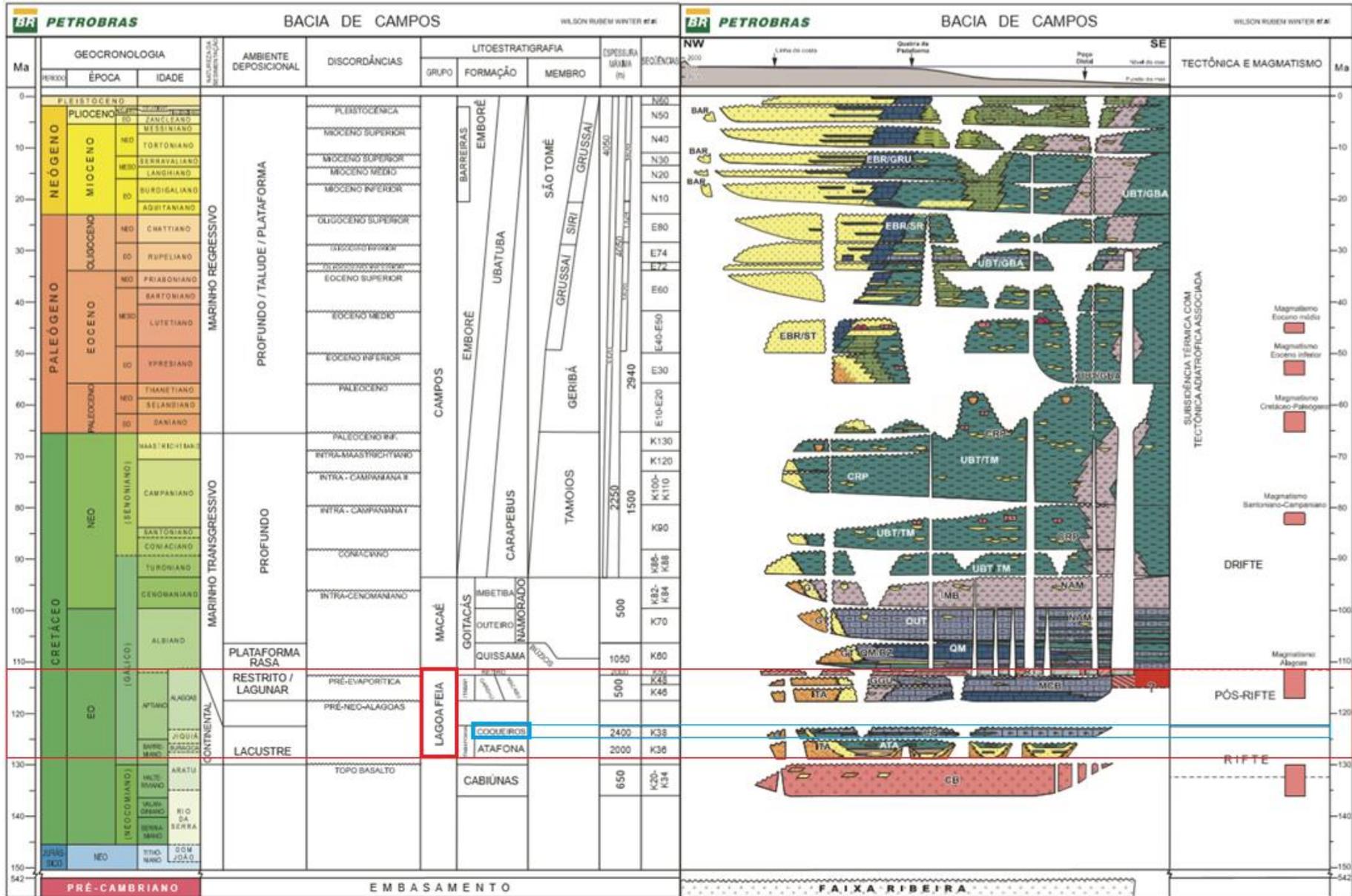


Figura 3: Carta cronoestratigráfica da Bacia de Campos com destaque para a Formação Coqueiros, alvo de estudo. Fonte: Winter et al., 2007

O embasamento cristalino da Bacia de Campos é composto por gnaisses de idade pré-cambriana pertencentes a Província Proterozóica da Ribeira. Sobreposto ao embasamento cristalino ocorrem rochas vulcânicas basálticas de idade eocretácea da Formação Cabiúnas. Esses basaltos fraturados e vesiculados, recobrem discordantemente o embasamento cristalino e constituem o embasamento econômico da bacia (WINTER *et al.*, 2007).

A Supersequência Rifte da Bacia de Campos é composta por sedimentos de origem continental depositados em ambientes lacustres e fluvio-deltáicos, prevalecendo os vales de rifte, que foram formados no estágio inicial de ruptura entre a América do Sul e a África no início do Cretáceo, durante o Neocomiano (140 - 130 Ma) (GUARDADO *et al.*, 1989). A fase rifte da Bacia de Campos é caracterizada pelo estiramento crustal rápido e evoluiu com a implantação de falhas sintéticas e antitéticas, que condicionavam um meio-gráben regional associado a uma série de grábens, horsts e meio-grábens de menor porte preenchidos com rochas vulcânicas e sedimentares (DIAS *et al.*, 1988). A orientação dessas falhas segue a estruturação geral do embasamento pré-cambriano, que possui direção N30°E na porção sul da bacia e NNE nas porções norte da bacia (CHANG *et al.*, 1992).

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

A Formação Itabapoana é composta por depósitos proximais de conglomerados polimíticos, arenitos líticos, siltitos e folhelhos avermelhados depositados sob a forma de leques aluviais de falhas de borda de blocos estruturais (WINTER *et al.*, 2007). Esta formação ocorre ao longo de toda borda oeste da bacia até batimetrias de 150 m (atuais) e grada faciologicamente para pelitos da Formação Atafona ou para as coquinas da Formação Coqueiros, para cima e distalmente. O

contato superior com essas formações ocorre sob a forma de uma expressiva discordância angular (WINTER *et al.*, 2007).

A Formação Atafona, que tem sua ocorrência restrita ao Barremiano, corresponde a arenitos e folhelhos lacustres, com minerais de talco e estevensita, originados por processos de deposição química associados à atividade hidrotermal nos depocentros dos lagos vulcânicos alcalinos (WINTER *et al.*, 2007).

A Formação Coqueiros, depositada entre o Barremiano e o Eoaptiano, corresponde a intercalações de camadas de folhelhos ricos em matéria orgânica e bancos de coquinas constituídos principalmente de conchas de moluscos bivalves (WINTER *et al.*, 2007). Esta formação apresenta grande importância exploratória por englobar o Folhelho Jiquiá, principal geradora da bacia, e os bancos de coquinas que constituem os reservatórios carbonáticos produtores da fase rifte. A Formação Coqueiros é alvo do presente estudo e será mais detalhada posteriormente.

A Supersequência Transicional-evaporítica da fase pós-rifte foi posicionada discordantemente sobre os sedimentos lacustres da fase rifte, em um momento de relativa quiescência tectônica, onde formou-se uma bacia tipo *sag*, originada por compensação isostática devido ao estiramento na crosta inferior (KARNER & GAMBOA, 2007). As sequências transicionais representam a passagem da tectônica rifte, com subsidência termal e deposição em ambiente lagunar a marinho restrito. Acima da discordância regional do topo do Andar Jiquiá, que nivela a topografia preexistente, diferentemente do que ocorre na fase rifte, os sedimentos são pouco condicionados a raras falhas sindeposicionais (MOHRIAK *et al.*, 1990).

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

A Formação Itabapoana, já descrita anteriormente, grada para margas e folhelhos da Formação Gargaú na fase pós-rifte, e distalmente para carbonatos da Formação Macabu. Ocorre na borda de blocos de falhas e alcança a espessura máxima de 5.000 m nos principais depocentros proximais da bacia (WINTER *et al.*, 2007).

A Formação Gargaú é constituída por margas, *wackstones*, folhelhos e siltitos intercalados com níveis de arenitos e conglomerado depositados no depocentro dos lagos rasos em ambiente costeiro (WINTER *et al.*, 2007). Ocorre principalmente nas porções sul e central da Bacia de Campos.

A Formação Macabú é composta por calcáreos estromatolíticos e lamitos microbiais por vezes dolomitizados e silicificados, depositados em ambiente árido, raso e de alta salinidade com influência de maré. Ocorre preferencialmente nas porções mais distais das regiões sul e central da Bacia de Campos, podendo alçar espessuras de até 500 m (WINTER *et al.*, 2007).

A Formação Retiro, porção superior do Grupo Lagoa Feia, Andar Albiano Inferior ou andar local Alagoas Inferior, corresponde a sequência de evaporitos da Bacia de Campos. É composta principalmente por anidrita, nas porções proximais e por halita, nas regiões distais da bacia, depositados em paleoambiente marinho, tectonicamente calmo, e de clima árido a semi-árido (WINTER *et al.*, 2007). A halocinese, ou seja, os movimentos da camada de sal em subsuperfície, move o sal para os principais depocentros deposicionais em direção ao interior da bacia, onde podem ser formadas muralhas de sal de até 2.000 m de altura (WINTER *et al.* 2007). Esta movimentação do sal estabelece um importante papel na estruturação dos sedimentos sobrepostos, e também atua como selo e trapa dos reservatórios abaixo da camada de sal.

A Supersequência drifte pode ser dividida quanto ao paleoambiente deposicional em megasequência marinha rasa (plataforma carbonática) e megasequência marinha profunda (transgressiva-regressiva). Compreende os sedimentos depositados do Albiano ao tempo recente, logo acima da camada evaporítica do Grupo Lagoa Feia. É composta por carbonatos albianos de água rasa, sobrepostos por sedimentos pelágicos do Cretáceo Superior, que indicam o

progressivo afundamento da plataforma rasa, mas a partir do Paleoceno a sedimentação grosseira indica uma tendência regressiva na bacia (GUARDADO *et al.*, 1989). Estes sedimentos foram depositados sob um regime de subsidência térmica associado ao fluxo gravitacional e são representados pelos Grupos Macaé e Campos (WINTER *et al.*, 2007).

O Grupo Macaé, depositado entre o Albiano e o final do Cenomaniano, compreende as formações Goitacás, Quissamã, Outeiro, Imbetiba e Namorado. A Formação Goitacás, que ocorre do Albiano ao Cenomaniano, é formada por conglomerados polimíticos e arenitos, depositados nas porções proximais da borda oeste da bacia sob a forma de leques aluviais e fan-deltas, que interdigitam-se lateralmente com as Formações Quissamã e Outeiro (WINTER *et al.*, 2007).

A Formação Quissamã, depositada no Albiano, é composta predominantemente por carbonatos clásticos e oolíticos localmente dolomitizados, derivados de *mudstones* e *grainstones* com espessura máxima de 1.000 m. Ocorre predominantemente nas porções sul e centro, já em direção as porções mais distais esta encontra-se ausente (WINTER *et al.*, 2007).

A Formação Outeiro é formada por *mudstones* e *wackstones*, margas e folhelhos podendo ocorrer camadas isoladas de arenitos turbidíticos, da Formação Namorado. A unidade pode atingir espessuras de 500 m (WINTER *et al.*, 2007).

A Formação Imbetida, porção superior do Grupo Macaé, é constituída de sedimentos pelíticos, predominantemente margas, que ocorrem em quase toda a bacia, e marcam o afogamento da plataforma carbonática albiana, no final do Andar Cenomaniano 93 Ma. A Formação Namorado, definida por Winter *et al.* (2007), também ocorre como lentes arenosas encaixadas nesta formação.

O Grupo Campos, depositado do Turoniano ao recente, sobreposto ao Grupo Macaé, representa sedimentação marginal na fase final de subsidência térmica e basculamento para leste (MILANI *et al.*, 2000). É constituído pelas formações Emboré, Ubatuba, Carapebus e Barreiras (WINTER *et al.*, 2007). Apresenta uma sedimentação de natureza marinho regressiva a partir do fim do Cretáceo Superior, representada por arenitos, conglomerados e carbonatos da Formação Emboré que gradam para folhelhos e margas da Formação Ubatuba, intercalados com lentes de

arenitos turbidíticos da Formação Carapebus, para leste nas porções distais (MILANI *et al.*, 2000).

2.2 Campo de Linguado: Sistema petrolífero

O Campo de Linguado, é um campo situado em águas rasas, que se encontra na porção sudoeste da Bacia de Campos (Figura 4). Situado a 89 km a sudeste do Cabo de São Tomé - RJ, possui uma área total de aproximadamente 215 km². É limitado a oeste pelos campos de Pampo e Bicudo e a norte com as áreas dos campos de Badejo e Trilha.

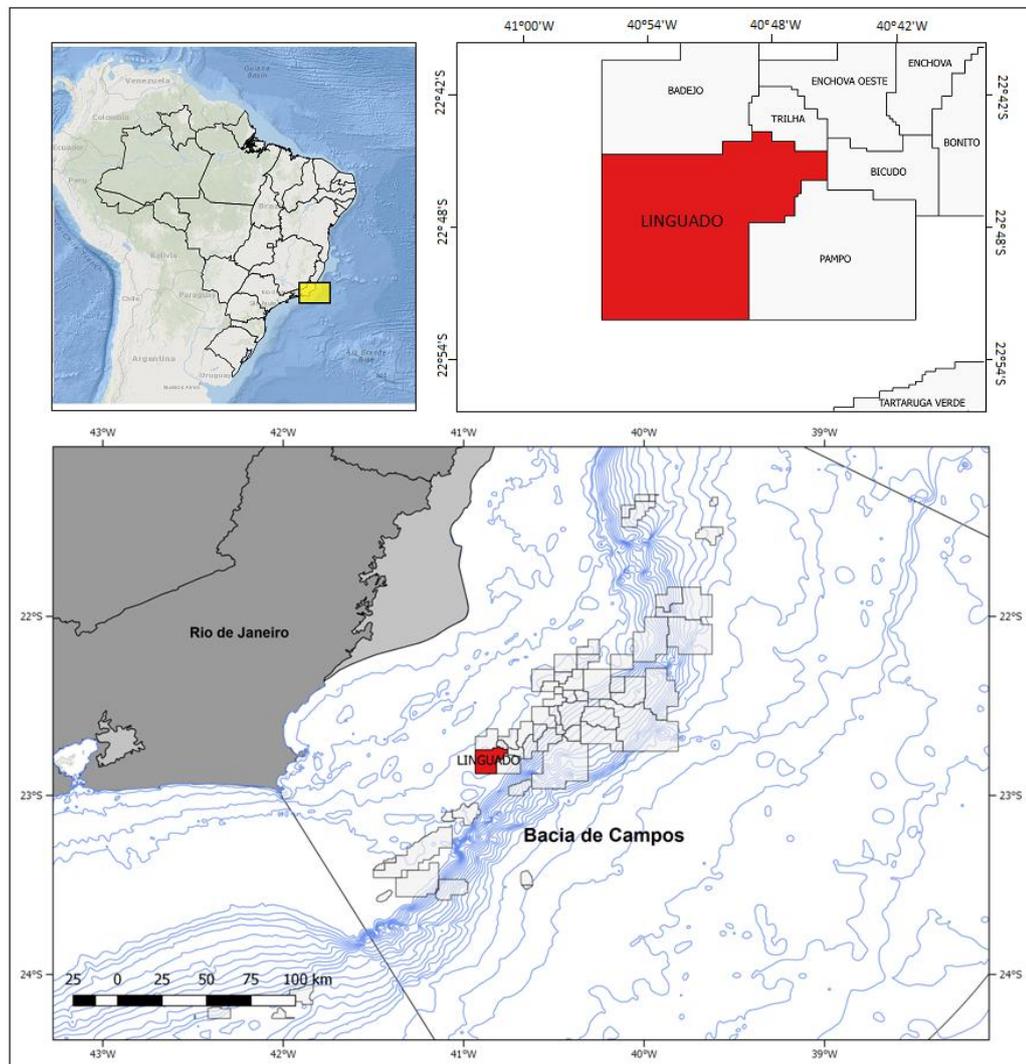


Figura 4: Localização do Campo de Linguado, Bacia de Campos.

O Campo de Linguado foi descoberto em 1978, tendo sua produção iniciado em 1981. Sob o ponto de vista do sistema petrolífero, apresenta 4 *plays* principais portadores de hidrocarbonetos: Formação Carapebus, Formação Quissamã, Formação Coqueiros e Formação Cabiúnas (ANP, 2016).

A Formação Coqueiros, alvo deste trabalho, tem como rocha reservatório as coquinas de idade Barremiano-Aptiano, fase continental rifte da Bacia de Campos, e são ilustradas na seção geológica regional abaixo (Figura 5):

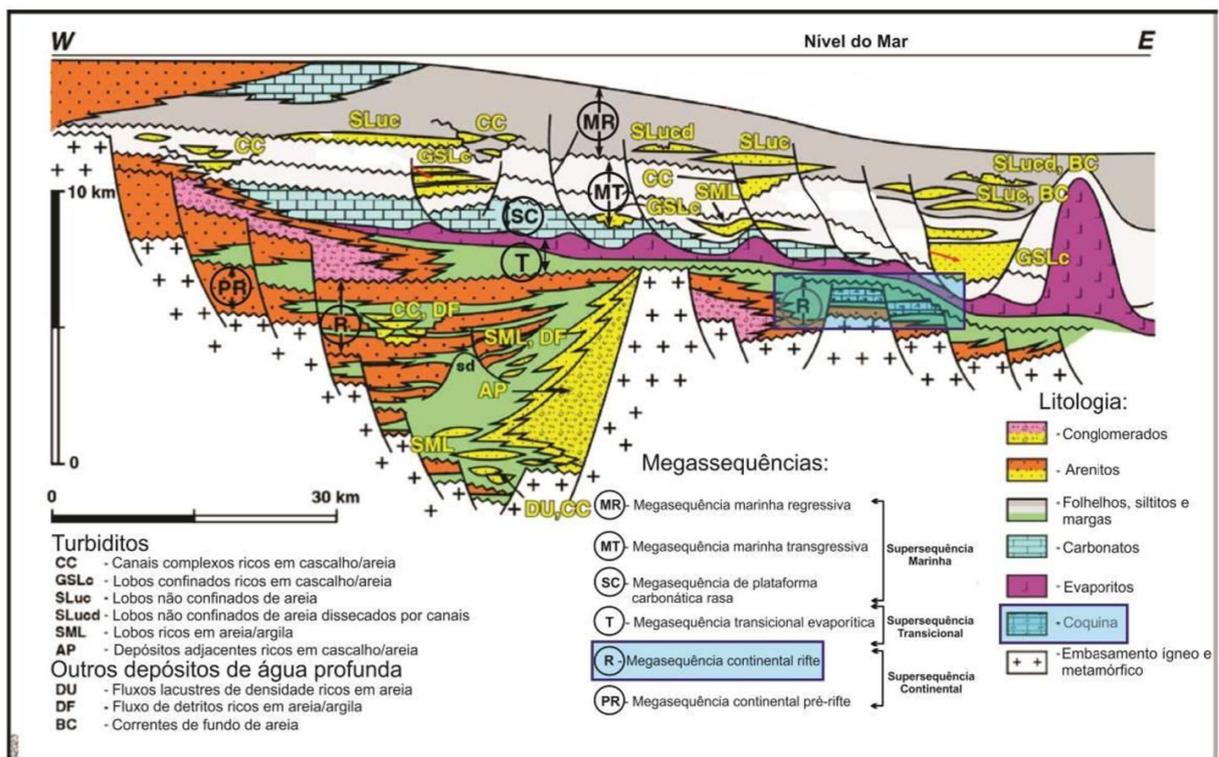


Figura 5: Seção Geológica regional das bacias da margem leste brasileira. Destaque para os reservatórios formados por coquinas que pertencem a Megasequência Continental rifte, da Supersequência rifte. Adaptada de Bhrun, 1998.

As coquinas compreendem reservatórios de óleo nos campos de águas rasas (80-120m) de Badejo, Pampo, Linguado e Trilha. As sucessões de coquinas apresentam em média 100 m de espessura (máxima de 200 m); incluem camadas de coquina compostas por ciclos de *coarsening-upward*, *packstones*, *rudstones* e *grainstones* (também referidos como calcilutitos, calciruditos e calcarenitos) (BRHUN *et al.*, 2003). Os folhelhos lacustres de idade Buracica e Jiquiá da Formação Coqueiros, Grupo Lagoa Feia, apresentam querogênio tipo I, COT (carbono orgânico total) variando entre 2-6%, podendo chegar a 9%, IH (índice de hidrogênio) chegando a 900 mgHC/gCOT, óleo entre 17-37° API (ANP, 2017). As coquinas são

reservatórios muito heterogêneos, com porosidades médias tipicamente na faixa de 15 a 20% e permeabilidades médias variando de <1mD a >500mD (*grainstones* sem matriz, mal cimentados e *rudstones*) (Horschutz *et al.*, 1990; Horschutz & Scuta, 1992). A produtividade média das coquinas Barremianas geralmente varia entre 1.000 e 3.000 bopd (barris de óleo por dia), embora taxas de 10.000 bopd foram registradas nas etapas iniciais de produção (BRHUN *et al.*, 2003).

A principal forma de migração de hidrocarbonetos ocorre por contato direto, no caso de reservatórios de coquinas intercalados com a rocha geradora. Os principais selos desses reservatórios são os folhelhos da Formação Coqueiros (folhelho Jiquiá) e o sal da Formação Retiro (ANP, 2015). O trapeamento de óleo é definido por uma combinação de falhas, acunhamentos estratigráficos das camadas e fatores diagenéticos (BRHUN *et al.*, 2003).

2.3 Grupo Lagoa Feia

O Grupo Lagoa Feia foi definido por Schaller (1973) como a unidade sedimentar basal, clástica continental e evaporítica, da Bacia de Campos. Associado aos estágios iniciais de separação da América do Sul e a África, o Grupo Lagoa Feia sobrepõe discordantemente os basaltos extrusivos do embasamento econômico e termina com evaporitos que marcam as primeiras incursões marinhas na área. Os aspectos sedimentares e estratigráficos desta sucessão sedimentar têm sido estudados por diversos autores (SCHALLER, 1973; SCHALLER, 1981; BERTANI & CAROZZI, 1985; BAUMGARTEN, 1985; BAUMGARTEN, 1988; DIAS *et al.*, 1988; CARVALHO *et al.*, 2000; CASTRO, 2006).

Segundo Dias *et al.* (1988), o Grupo Lagoa Feia pode ser subdividido em quatro sequência deposicionais, definidas a partir de correlação de poços, análise sismoestratigráfica e bioestratigráfica (Figura 6). Estas sequências se distribuem do Neocominiano ao Eo-aptiano, andares locais Aratu, Buricica, Jiquiá e Alagoas. Os limites de sequências foram definidos com base no mapeamento das inconformidades e marcadores estratigráficos definidos no trabalho de Baumgarten (1985).

As seqüências deposicionais definidas e descritas por Dias *et al.* (1988) são as seguintes: seqüência clástica basal, seqüência talco-estevensita, seqüência de coquinas e seqüência clástico-evaporítica.

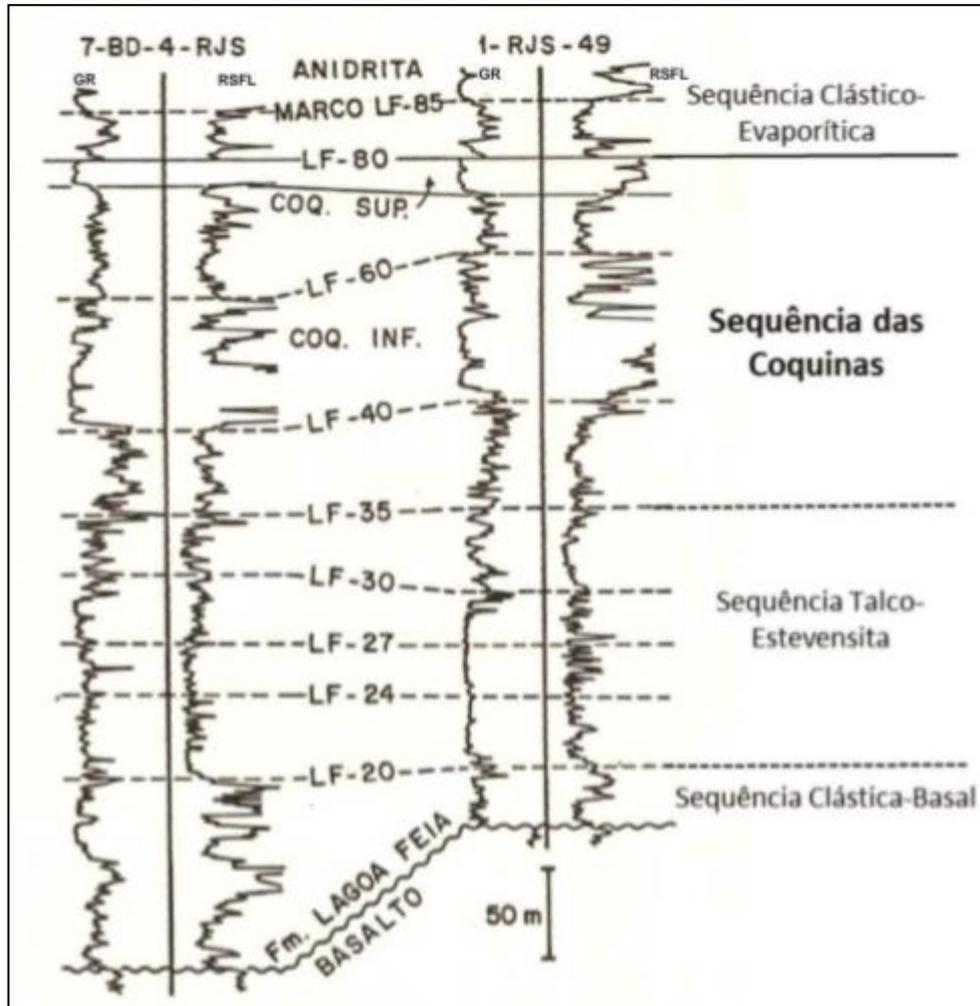


Figura 6: Perfis-tipo do Grupo Lagoa Feia nos Campo, Badejo e Linguado. Fonte: adaptado de Baumgarten, 1985.

Seqüência clástica basal: compreende os sedimentos mais antigos da bacia, depositados diretamente sobre os derrames basálticos do Cretáceo Inferior, andares locais Aratu e Buricica inferior. O limite superior corresponde ao marcador estratigráfico LF-20. A seção inferior da seqüência apresenta fácies conglomeráticas compostas de fragmentos de basalto, quartzo e feldspato cimentados por calcita, mudam lateralmente para arenitos estratificados e lamitos com características de exposição subaérea. A seção superior é constituída por fácies de leques aluviais, lacustrina marginal e distal, definidas por *grainstones* bioclásticos, *packstones* e

siltitos associados a peloides de talco-stevensita nas porções marginais, e margas, *packstones* e folhelho negro nas porções distais.

Sequência Talco-estevensita: depositada durante os andares locais Buricica Superior e Jiquiá Inferior. O limite superior corresponde ao marcador LF-35. A sequência é caracterizada por fácies lacustres marginais compostas por siltitos e arenitos de pelóides de talco-stevensita, que apresentam uma origem ainda incerta (ver BERTANI & CAROZZI, 1984 e REHIM *et al.*, 1986) e frequentemente encontram-se dolomitizados e silicificados, já nas porções distais, além das fácies de leques aluviais também ocorrem folhelhos negros.

Sequência das coquinas: corresponde aos sedimentos depositados entre o final do Andar Jiquiá e a discordância erosiva pré-neo-Alagoas, que nivela o relevo no fim da fase rifte. É caracterizada por expressivos depósitos carbonáticos associados a altos estruturais compostos por *rudstones*, *grainstones* peloidais, oolíticos e bioclásticos retrabalhados de depósitos de bioacumulados, e localmente de gastrópodes puros ou de matriz calcarenítica e conchas de pelecípodes bivalves (CARVALHO *et al.*, 1984 *apud* DIAS *et al.*, 1988). A presença de fácies associadas a leques aluviais sugere que a deposição da sequência das coquinas foi contemporânea a atividade tectônica da fase rifte. As melhores fácies de coquinas que constituem reservatórios são aquelas com a matriz livre de cimentação e depositadas em ambientes de alta energia. Nos baixos sindeposicionais ocorrem margas e folhelhos ricos em matéria orgânica, e constituem a principal rocha fonte da Bacia de Campos.

Sequência clástico-evaporítica: compreende os sedimentos terrígenos depositados imediatamente acima da discordância pré-neo-Alagoas, marcador estratigráfico LF-80, e uma espessa camada evaporítica. O topo da camada evaporítica é o limite superior do Grupo Lagoa Feia e corresponde ao andar local Alagoas. Na porção inferior e proximal desta sequência depositaram-se os sedimentos clásticos característicos de leques aluviais, a porção distal ocorrem calcáreos estromatolíticos - origem algal, e na porção final do Grupo lagoa Feia depositam-se as fácies evaporíticas constituídas principalmente por anidrita associada a halita e sais solúveis.

2.4 Formação Coqueiros: sequência de coquinas

A Formação Coqueiros é a mais importante do Grupo Lagoa Feia para a exploração de hidrocarbonetos, pois nela está contida a sequência das coquinas, rocha reservatório da fase rifte, e a principal rocha geradora da Bacia de Campos, o folhelho Jiquiá.

A sequência de coquinas de bivalves forma uma contínua e extensa plataforma carbonática rasa na Bacia de Campos. Essas acumulações constituem os reservatórios da Formação Coqueiros do Grupo Lagoa Feia e estão restritas aos campos de Trilha, Badejo, Linguado e Pampo, localizados no Alto Regional de Badejo, mostrados na Figura 7.

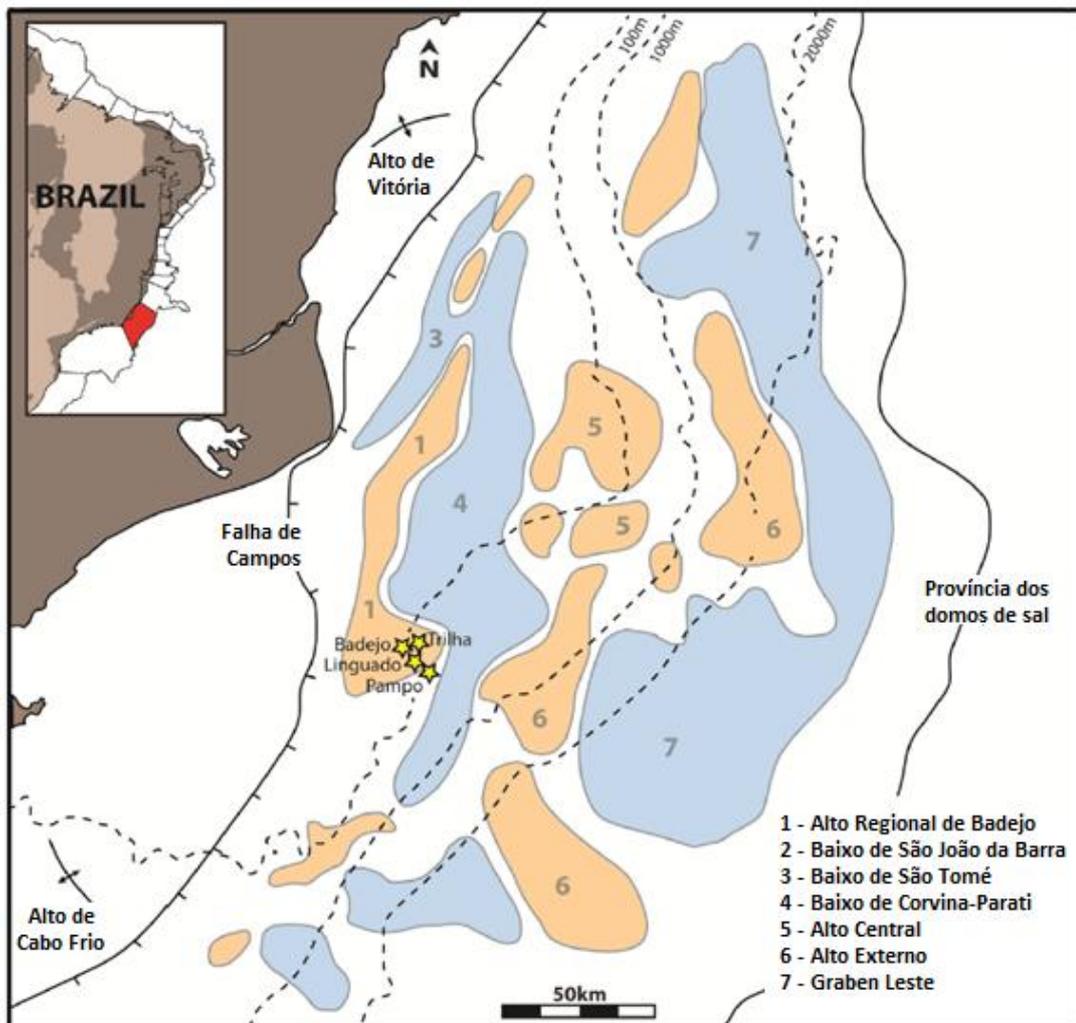


Figura 7: Mapa estrutural da Bacia de Campos. Principais altos (em laranja) e baixos (em azul) estruturais da bacia e localização dos campos produtores de óleo em coquinas (estrelas amarelas). Adaptado de Guardado *et al.*, 2000.

O Alto Regional de Badejo é um alto do embasamento localizado entre o Baixo de São João da Barra, a oeste e limitado por uma falha antitética, e o Baixo de Corvina-Parati, a leste e limitado por uma falha sintética. Constitui um bloco *horst* alinhado quase paralelamente a linha de costa, mergulha a norte em direção ao Baixo de São Tomé, e se formou nos estágios iniciais de rifteamento durante o Cretáceo Inferior. Os bancos de coquinas se desenvolveram em ambientes lacustres confinados ao longo dos flancos e cristas de baixo ângulo nesses altos estruturais como ocorre no *trend* Badejo-Linguado-Pampo (Figura 8) (GUARDADO *et al.*, 1989).

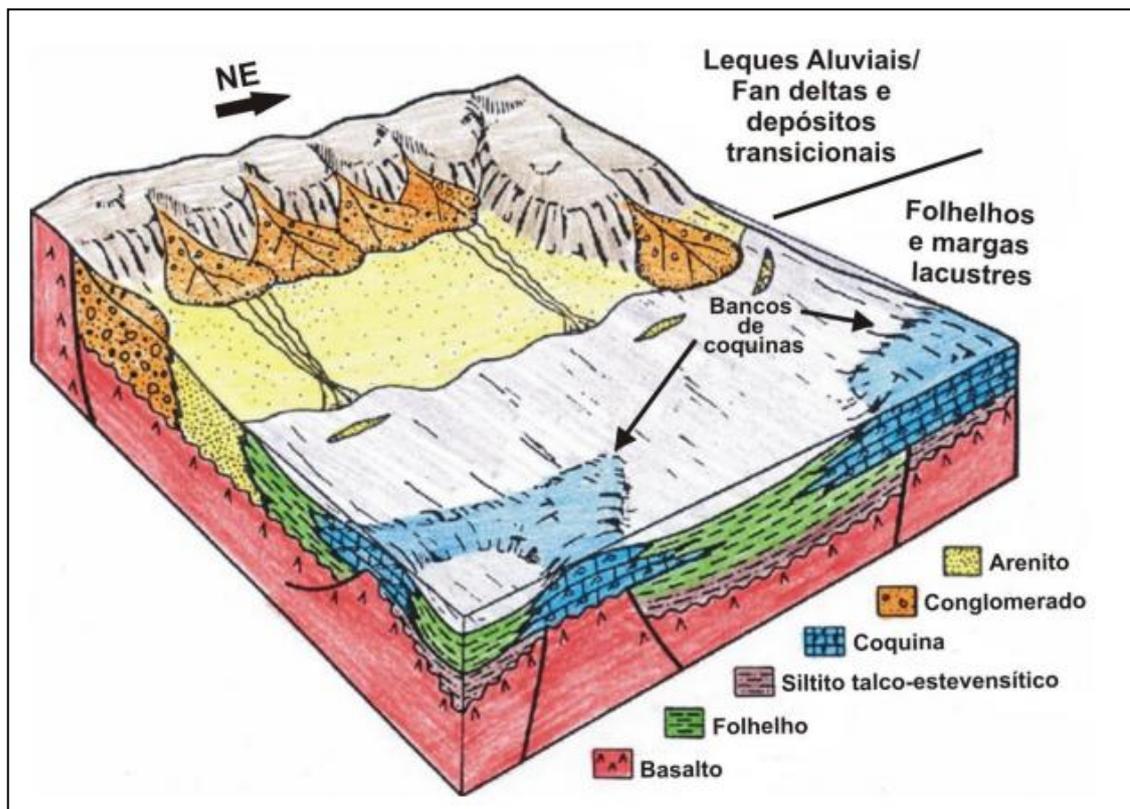


Figura 8: Modelo deposicional dos carbonatos lacustres do Grupo Lagoa Feia. Os bancos de coquinas se concentram no topo dos altos sindeposicionais do embasamento. Fonte: Adaptado de Guardado *et al.*, 1989.

Segundo Carvalho *et al.* (2000), a associação de fácies que compõe a sequência de coquinas depositada no Cretáceo Inferior da Bacia de Campos exhibe características de um ambiente lagunar fechado e perene à salino aberto, que sofreu marcantes flutuações do nível da água, tanto devido a influência de ondas e por correntes geradas por tempestade, quanto devido a variações tectônicas. As frequentes variações do nível da água desse lago, ou lagos, explica a

complexibilidade na variação vertical e lateral de fácies, o que torna a sequência bastante heterogênia.

Autores como Castro & Azambuja (1981), Silva-Telles *et al.* (1994), e Mello & Hessel (1998) reportaram a presença de fósseis de microfauna marinha no intervalo da sequência de coquinas, o que confirma a ocorrência de discretas transgressões marinhas do Oceano Atlântico Sul no sistema continental lacustre da Bacia de Campos, ainda na fase rifte. Essas incursões transpunham altos topográficos do embasamento, como o lineamento vulcânico da Elevação do Rio Grande - Dorsal de Walvis, que impediu a conexão direta com o mar, confinando os lagos rifte a norte dessas feições e o oceano aberto a sul, nos estágios iniciais de rifteamento (DINGLE, 1999).

Diversas divisões estratigráficas têm sido sugeridas ao longo do tempo para a sequência de coquinas do Grupo Lagoa Feia (Figura 9). Entre elas, a Petrobras em 1980 sugeriu a divisão em três unidades estratigráficas nomeadas, do topo para a base, como unidade A, B e C. Schaller *et al.* (1981), renomeou a unidade A para Coquina Superior e agrupou as unidades B e C no intervalo Coquina Inferior. Essas unidades são separadas por depósitos clásticos de granulação fina, como folhelho, siltito e marga, e refletem duas fases deposicionais discretas (Horschutz *et al.*, 1990). Baumgarten *et al.* (1983), revisou a classificação anterior, e dividiu as duas unidades em três zonas cada unidade, com base nas variações de permeabilidade de cada zona mapeada.

Segundo Tigre *et al.* (1983), a Coquina Inferior apresenta espessuras de 75 m a 150 m de intercalações de depósitos bioclásticos com finas camadas de arenito e sedimentos argilosos, e constitui o principal intervalo exploratório. A Coquina Superior é menos porosa e de espessura consideravelmente inferior, com média de 30 m de espessura. Os ciclos sedimentares que definem os dois níveis de coquinas evoluem verticalmente de leques aluviais e depósitos de planície lamosa para depósitos lacustres, incluindo margas e folhelho, arenito de costeiro e coquina pura no topo (THOMPSON *et al.*, 2015)

Petrobrás/DEPEX1980	SCHALLER et al. (1981)	BAUMGARTEN et al. (1983)
COQUINA A	COQUINA SUPERIOR	ZONA I
COQUINA B		ZONA II
COQUINA C	COQUINA INFERIOR	ZONA III
		SUBZONA IVA-B
		ZONA V
		SUBZONA VIA-C

Figura 9: Evolução da divisão estratigráfica da Formação dos Coqueiros, Grupo Lagoa Feia, Bacia de Campos. (adaptado de Baumgarten, 1988 em Thompson *et al.*, 2015).

A sequência de coquinas pode também ser dividida quanto as diferentes associações de fácies deposicionais, como coquina detrítica e coquina pura (Castro *et al.*, 1981). Segundo Carvalho *et al.* (2000), a coquina detrítica é depositada por leques aluviais, onde predominam as fácies siliciclásticas, compostas por conglomerados polimíticos, arenitos líticos a feldspáticos, siltitos e folhelho vermelho, e a coquina pura, representada por depósitos lacustres de coquinas de bivalves, ostracodes ou gastrópodes, localmente interdigitados com fácies siliciclásticas. Sete associações de fácies foram descritas dentro da sequência de coquinas: (A) depósitos de margem de lagos que consiste de sedimentos carbonáticos ou siliciclásticos exibindo estruturas sedimentares (*mud cracks*, *bird eyes*, marcas de raízes) combinados com sedimentos finos depositados em ambientes de baixa energia em áreas lacustres rasas; (B) *grainstones* bioclásticos praias que consistem de fragmentos de conchas de bivalves ou raramente gastrópodes que apresentam alta grau de abrasão e envelopes de micrita; (C) arenitos bioclásticos praias que consistem de *rudstones* arenosos formados pela mistura de sedimentos siliciclásticos com conchas de bivalves carregadas por correntes de tempestade; (D) lençóis bioclásticos que são caracterizados por *rudstones* de conchas detríticas de bivalves com finas intercalações de siliciclásticos e carbonáticos em bordas de barras; (E) barras bioclásticas constituídas de *rudstones*, associados com finas camadas de *grainstones* bioclásticos sem intercalações de sedimentos siliciclásticos, depositados sob alta energia em altos estruturais; (F) bancos de biocacumulados compostos de conchas *in situ* associados a areia e folhelho, depositados em ambiente raso e de baixa energia; (G) lacustre profundo constituído de intercalações de sedimentos siliciclásticos finos e

mudstones de ostracoides. Seis dessas associações de fácies são vistas na Figura 10.

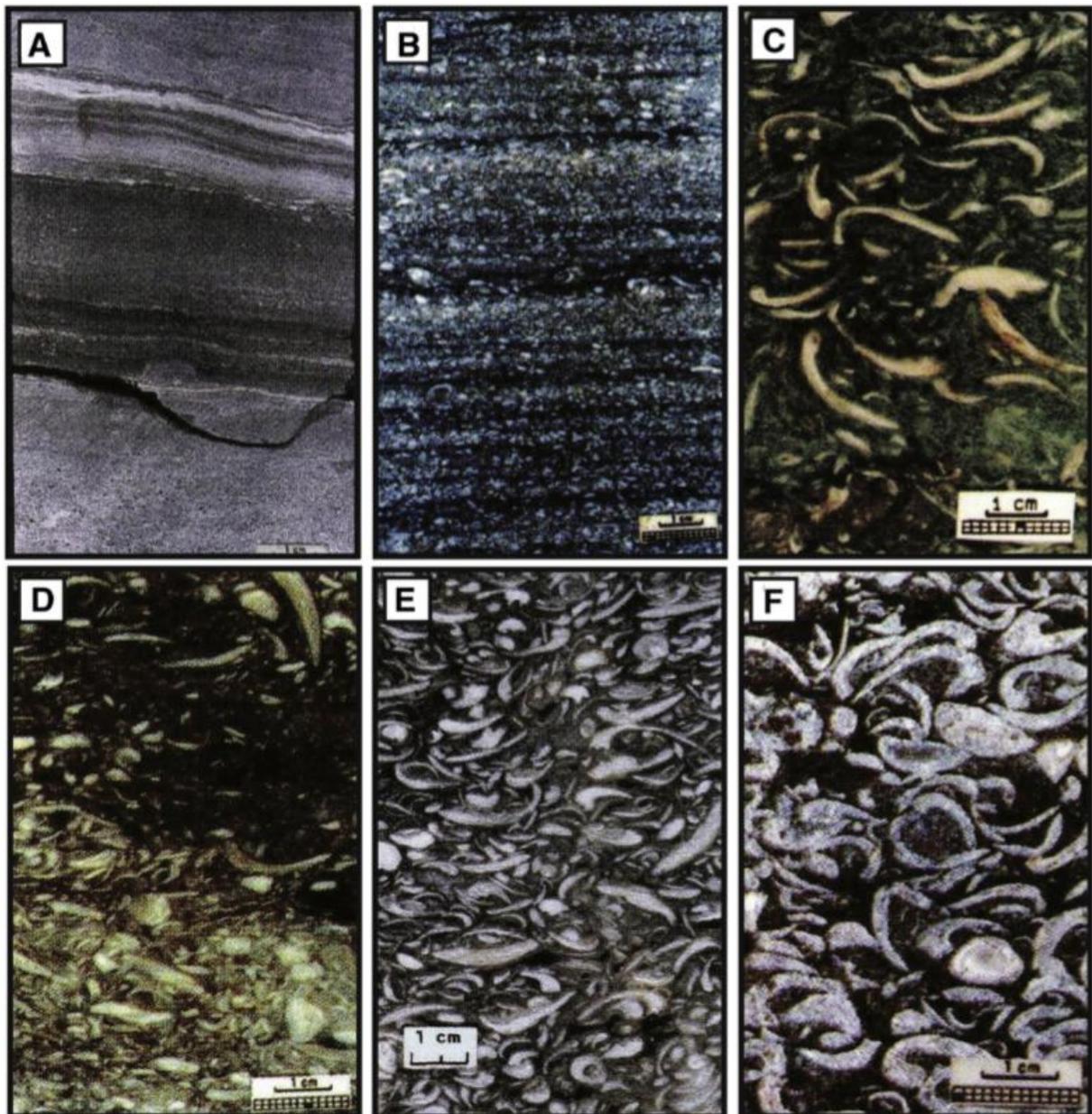


Figura 10: Fotos de amostras de calha de seis associações de fácies de coquinas da Formação Coqueiros. (A) depósitos de margem de lagos, (B) calcarenitos bioclásticos praias, (C) arenitos bioclásticos praias, (D) lençóis bioclásticos bordas de barras, (E) barras bioclásticas; (F) bancos de biocacumulados. (Adaptado de Carvalho *et al.*, 2000).

Thompson *et al.* (2015) destacam, que devido a escassez de registro de reservatórios carbonáticos lacustres através do tempo geológico, existe também uma escassez de estudos sobre esse tipo de depósito, não havendo até então um consenso sobre a interpretação do seu paleoambiente deposicional. Desta forma, restam os análogos modernos como guia de seu entendimento. Dois potenciais

análogos modernos das coquinas do Pré-sal são descritos na literatura: o ambiente marinho hipersalino da Shark Bay na Austrália (JAHNERT *et al.*, 2012) e o Lago Tanganyika, do complexo de lagos rifte do leste africano (MCGLUE *et al.*, 2010; THOMPSON, 2013; THOMPSON *et al.*, 2015).

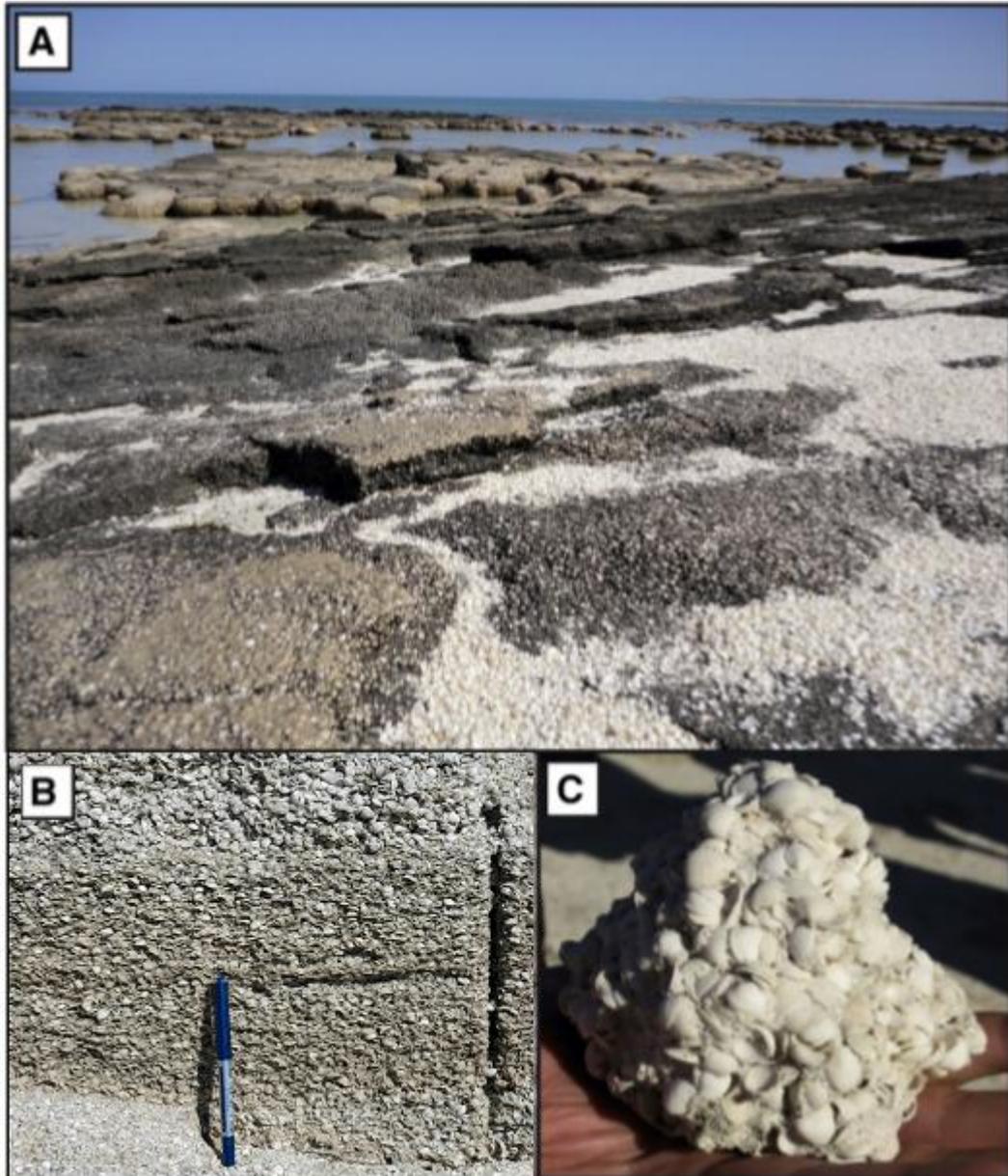


Figura 11: Camadas parcialmente litificadas de coquinas gradam em direção ao mar para estromatólitos dômicos (Thompson *et al.*, 2015); (B) Camadas parcialmente litificadas de coquinas (Fotografia de Marcelo Blauth em Bizotto, 2014); (C) Coquina de bivalves cimentada com matriz arenosa (S.F. Poropat, 2008 em Thompson *et al.*, 2015)

Os depósitos de coquinas holocênicas, em formação na Shark Bay (Figura 11), formam cordões de praia que gradam em direção ao mar para estromatólitos microbiais dômicos, em resposta a regressão marinha. As similaridades com as

coquinas do Pré-sal da Bacia de Campos são traçadas pela dinâmica costeira afetada por ondas e correntes de tempestade, pelo ambiente parcialmente isolado de incursões marinhas, pelas geometrias progracionais e pelas estruturas de exposição subaérea (JAHNERT et al., 2012). Mas algumas diferenças são notórias no que diz respeito a química da água e a espécie mono-específica de bivalves e o tamanho restrito das conchas devido à menor salinidade da água (THOMPSON, 2013).

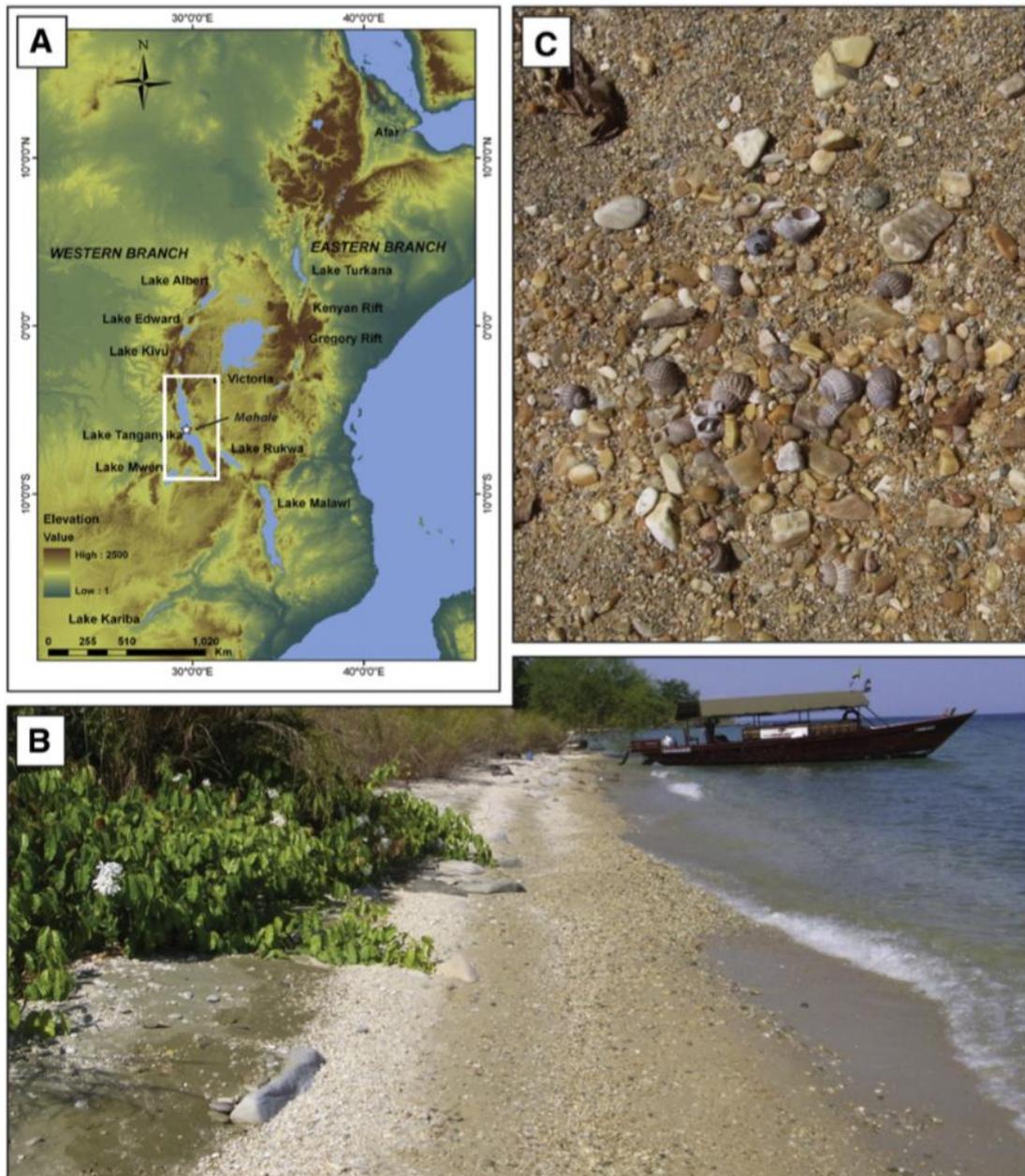


Figura 12: (A) Mapa de elevação do Sistema de Riftes do Leste Africano. (B) Formação de coquinas de coquinas ao longo da resgião costeira; (C) Coquina de gastrópodes em formação (Thompson et al., 2015).

Nos lagos do sistema de riftes do Leste Africano (Figura 12), em especial no Lago Tanganyika, as coquinas se acumulam ao longo de rampas de meio-grabéns e zonas de acomodação. Nas bordas de falhas do sistema de riftes formam-se extensas camadas tabulares de coquinas que são depositadas quando ocorre elevação do nível do lago, estendendo-se por 40 km de extensão e 5 km de largura (THOMPSON *et al.*, 2015). Nas áreas de baixos estruturais também ocorre a acumulação de espessas camadas de coquinas, onde os sedimentos mais finos são carregados para a base do depósito. Similarmente às coquinas do Pré-sal de Campos, esses depósitos são dominados por coquinas de gastrópodes, incluindo coquina pura, coquina arenosa e siltosa, e coquina rica em fragmentos líticos (MCGLUE *et al.*, 2010). Camadas de conchas de reentrâncias da linhas de costa e elevações são associadas com depósitos massivos e caóticos depositados através dos processos de transporte de massa, produzindo fácies ricas em cascalhos. Plataformas deltáicas de baixo gradiente são associadas com fácies arenosas e siltosas a puras, depositadas em cristas de praia e extensas camadas de conchas (MCGLUE *et al.*, 2010)

Segundo Thompson *et al.* (2015), o depósito de coquinas em formação no Lago Tanganyika fornece o melhor análogo moderno das coquinas do pré-sal da Bacia de Campos, o que torna importante melhorar o entendimento dos processos deposicionais aos quais esses sedimentos estão submetidos.

3 Revisão dos métodos

O fluxo de trabalho proposto para a caracterização de importantes propriedades dos reservatórios contou com a aplicação de diversos métodos, que serão resumidos a seguir.

3.1 Pré-condicionamento sísmico

O dado sísmico é um resultado da combinação da função refletividade do meio, dos efeitos de propagação do meio, do pulso sísmico gerado pela fonte do sinal e ruídos ambientais, os quais, na maioria das vezes, não estão associadas as estruturas geológicas. Regiões em grandes profundidades, como é o caso das camadas de rochas do Pré-sal, sofrem ainda mais com os efeitos de propagação da onda, resultando em dados com baixa amplitude e uma largura da banda de frequência mais estreita, ou seja, os dados, normalmente, possuem uma baixa resolução sísmica nessas áreas, o que dificulta o trabalho do intérprete.

Na tentativa de empregar dados sísmicos com qualidade de resolução, para que do processo de inversão sísmica sejam obtidas características detalhadas da geologia da área, existem diferentes técnicas de filtragem que podem ser aplicadas. Neste trabalho são apresentados a filtragem *curvelet* e o filtro inverso-Q.

3.1.1 Filtragem Curvelet

A transformada *curvelet* é uma técnica que pode ser usada na filtragem de sinais para a remoção de ruídos aleatórios e coerentes, compensação de sinais e identificação de padrões no sinal sísmico. Esta transformada decompõe o sinal em diferentes escalas, nos quais estão associadas a certas faixas de frequência. Em seguida, cada painel de escala é decomposto em faixas de ângulos. Isto permite uma visualização em diferentes faixas de frequência e orientações dos eventos presentes no sinal.

A análise e reconstrução do sinal no domínio da transformada *curvelet* permite identificar e remover os painéis que estariam associados à energia e orientações dos ruídos. Os painéis restantes, isto é, aqueles com componentes de sinal significativos, são filtrados usando uma estimativa de *threshold* para os coeficientes *curvelets*. Na literatura, podemos encontrar várias estimativas de

threshold que são usadas na filtragem de domínio multiespectral (ver, por exemplo, TASWELL, 2000; GÓRSZCZYK *et al.*, 2014, FRANCO e MORAES, 2015).

A remoção do ruído pode ser feita por meio de análise visual ou estatística (OLIVEIRA, 2011). A análise visual é realizada a partir conjunto de painéis resultantes da combinação escala-orientação, onde então são identificados e eliminados os painéis contaminados por ruído. A análise estatística conta com o agrupamento de coeficientes de energia semelhantes, onde a energia do sinal tende a ser representada por coeficientes mais altos, e devem ser preservados, enquanto que a energia do ruído tende a ser representada pelos coeficientes de menor valor.

A Figura 13, retirada do trabalho de Lupinacci *et al.* (2017), exemplifica os passos da análise e reconstrução do sinal utilizando a transformada curvelet. O sismograma sintético com a adição de ruído aleatório (Figura 13a) foi decomposto em 7 painéis de escalas (Figura 13b) diferentes conteúdos de frequência, em seguida, o painel 6 foi selecionado e decomposto em painéis de orientações (Figura 13c), alguns painéis de orientações foram removidos e o dado foi reconstruído, praticamente, sem ruído (Figura 13d). Neste caso, foi fácil identificar e remover o ruído, por se tratar de um dado sintético. Em dados reais, é difícil conseguir separar o que é ruído do que é sinal, ou seja, sempre será necessário escolher qual o nível de ruído a ser removido sabendo que também será removido parte do sinal.

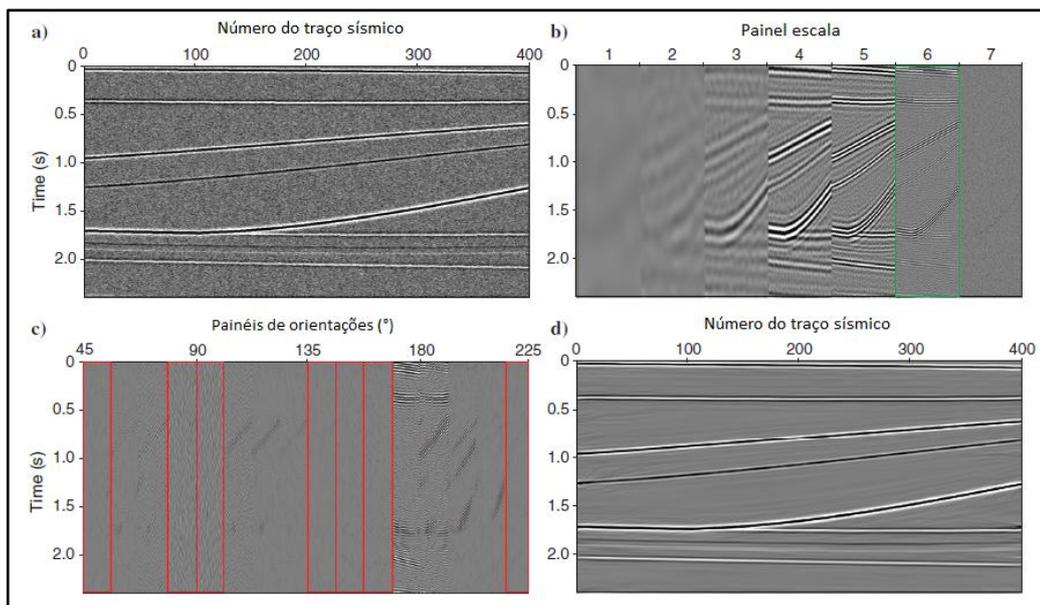


Figura 13: Fluxo de trabalho da filtragem curvelet aplicada em um dado sintético. (a) Dado sintético com ruído randômico de alta frequência. (b) Painéis de escala obtidos pela transformada de curvelet. O sexto painel (marcado em verde) foi selecionado para ser decomposto nos painéis de orientações. (c) Os painéis marcados em vermelho foram removidos. (d) Dado sintético filtrado após a eliminação dos painéis de orientação dominados pelo ruído. Modificado de Lupinacci *et al.*, (2017).

3.1.2 Filtro Q inverso

Outro problema que interfere na resolução sísmica são os fenômenos da atenuação e dispersão que ocorrem durante a propagação das ondas sísmicas. A atenuação é causada devido à Terra funcionar como um filtro passa baixa, ou seja, as frequências mais altas são atenuadas na forma de dissipação de calor, o que provoca uma perda de amplitude e alargamento do pulso sísmico. Já a dispersão, que sempre está associada a atenuação, ocorre devido as altas frequências viajarem mais rápido do que as baixas frequências, provocando assim mudanças na forma do pulso sísmico (TOKSOZ e JOHNSTON, 1981). A Figura 14 mostra um exemplo de um traço sísmico modelado com estes efeitos. Pode-se perceber que as reflexões mais distantes sofreram mais estes efeitos, pois eles são acumulativos na propagação da onda, e no traço sísmico com ruído fica difícil diferenciar o que é sinal e o que é ruído nas camadas mais distantes.

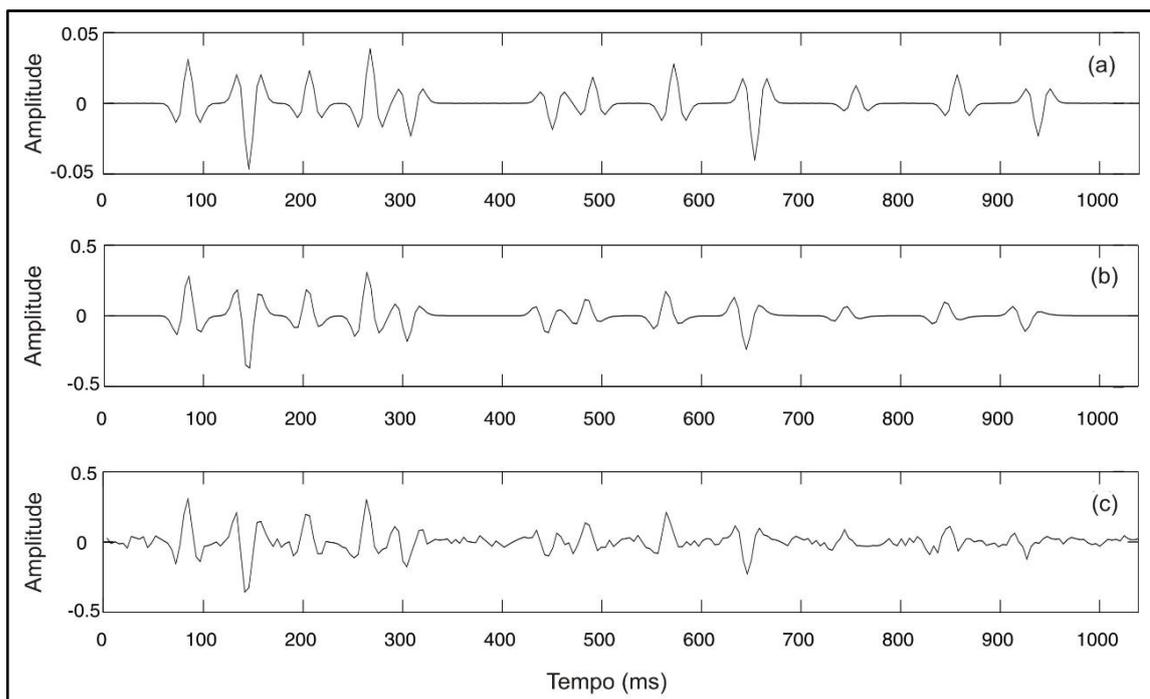


Figura 14: (a) Traço sísmico sintético; (b) traço sísmico sintético com os efeitos de atenuação e dispersão do meio; (c) traço sísmico sintético com ruído randômico e com os efeitos de atenuação e dispersão do meio. Modificado de Lupinacci (2014).

Os efeitos da atenuação e dispersão podem ser modelados como uma função da frequência, do duplo tempo de viagem da onda sísmica e do fator de qualidade do meio, conhecido como fator Q (WANG, 2008). O fator Q é inversamente proporcional a atenuação, ou seja, quanto menor este fator maior será a atenuação.

Na literatura, existem diferentes métodos de filtragem inversa Q que tentam compensar estes efeitos (ver, por exemplo, WANG, 2008; BRAGA e MORAES, 2013).

Para a utilização do filtro inverso Q é necessário que o fator Q seja conhecido. Os dados mais apropriados para as estimativas do fator Q são os *vertical seismic profile* (VSP), pois medem as ondas sísmicas diretas em duas profundidades diferentes em um poço (TONN, 1991). Porém, nem sempre estes dados estão disponíveis e, quando estão, fornecem apenas uma estimativa na região do poço. A estimativa a partir de dado sísmico de reflexão pós-empilhamento é mais complexa, pois os traços empilhados são uma mistura de traços com diferentes traçados de raios e comprimentos de ondas. Lupinacci *et al.* (2015), avaliam diferentes métodos no domínio da frequência para a estimativa deste fator em dados sísmicos de reflexão empilhados e concluem não ser possível estimar o fator Q camada por camada, mas apenas um *trend* desses valores, que tendem a diminuir com a profundidade, ou seja, devido a maior compactação das rochas mais profundas apresentam um fator Q maior (menor atenuação).

É essencial que a filtragem inversa Q não aumente os níveis de ruído nos dados. No pior dos casos, as melhorias aparentes nos dados podem não ser reais. Quando aplicadas corretamente, as correções de amplitude dão origem a dados que possuem amplitude relativa real, particularmente com o aumento da profundidade. Lupinacci *et al.* (2017) propuseram uma metodologia para a compensação da atenuação dividido em três estágios: estimativa do fator Q, filtragem *curvelet* e aplicação do filtro inverso Q. A Figura 15 mostra a comparação da aplicação desta metodologia com a aplicação direta do filtro inverso Q. Pode-se observar, que na aplicação direta da filtragem, os dados ficaram dominados pelo ruído. Enquanto a aplicação do filtro inverso Q no dado filtrado usando a *curvelet* resultou em aumento de resolução em toda a seção sem aumentar o nível de ruído, gerando uma seção mais interpretável.

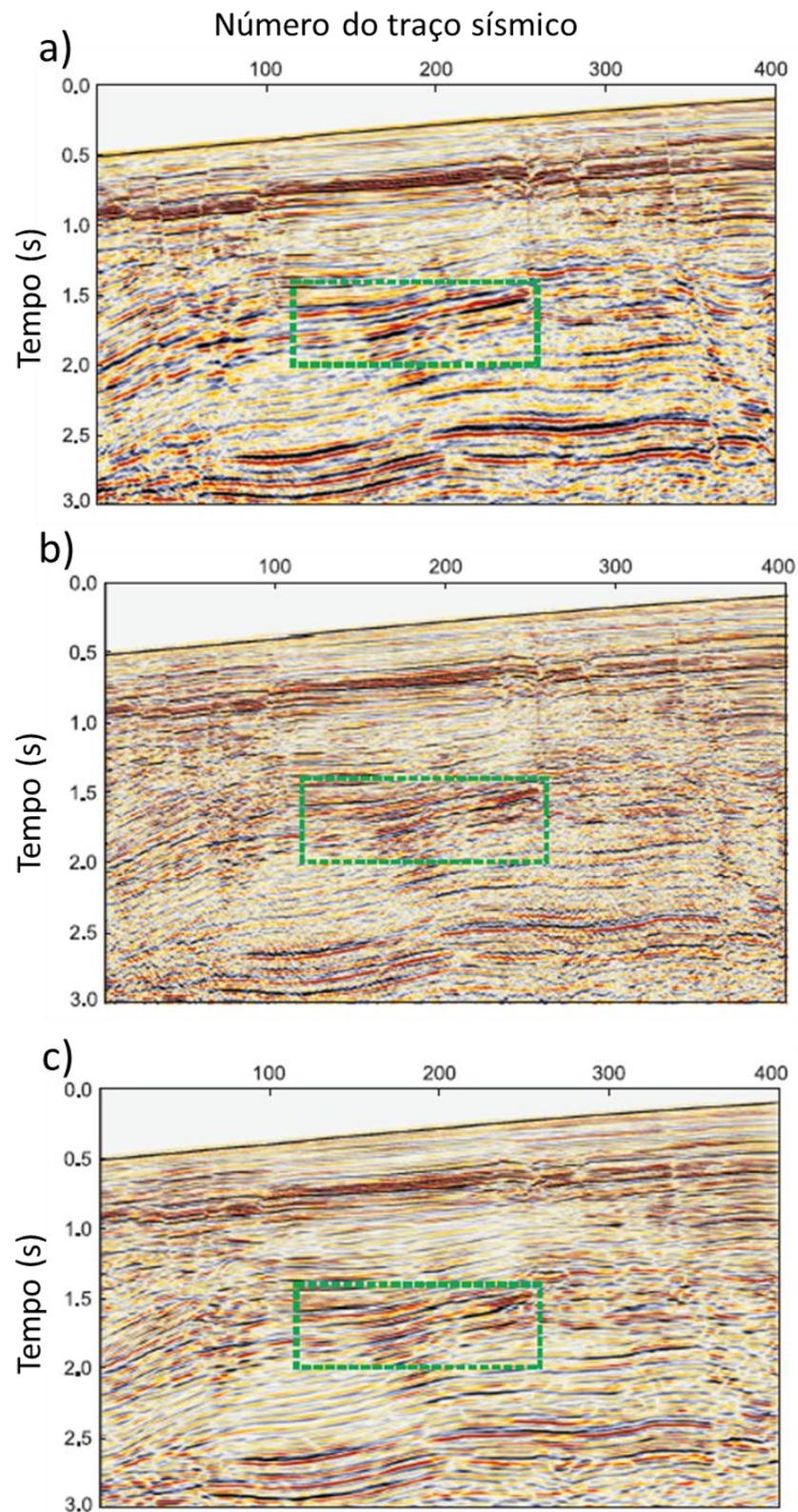


Figura 15:(a) seção sísmica original; (b) seção sísmica com aplicação da filtragem Q inversa mostrada; (c) seção sísmica com a aplicação da metodologia proposta por Lupinacci et al. (2017). Modificado a partir de Lupinacci *et al.* (2017).

3.1.3 Técnica “volume de amplitude” (TecVA)

Brown (1999) classifica os atributos sísmicos em quatro grandes grupos, baseados em propriedades físicas específicas: tempo, amplitude, frequência e atenuação. Um importante parâmetro a ser levado em consideração para a aplicação de um atributo sísmico é a correta escolha do atributo que melhor responderia ao objeto de análise.

A técnica "volume de amplitude", ou TecVA como é informalmente conhecida, é um atributo sísmico baseado na amplitude do sinal sísmico. Ela permite, a partir da análise do dado sísmico 3D, mostrar as variações laterais das sismofácies tanto na horizontal como na vertical, além de ressaltar feições estruturais da área em estudo (BULHÕES & AMORIM, 2005).

A figura a seguir, mostra o exemplo de uma linha sísmica normal (Figura 16a) e com aplicação da tecVA (Figura 16b) com o objetivo exploratório. Observe nestas figuras que o ressalto dos altos contrastes de impedância constituem feições geológicas estratigráficas e estruturais, servindo como uma ferramenta de apoio que facilita o trabalho do intérprete.

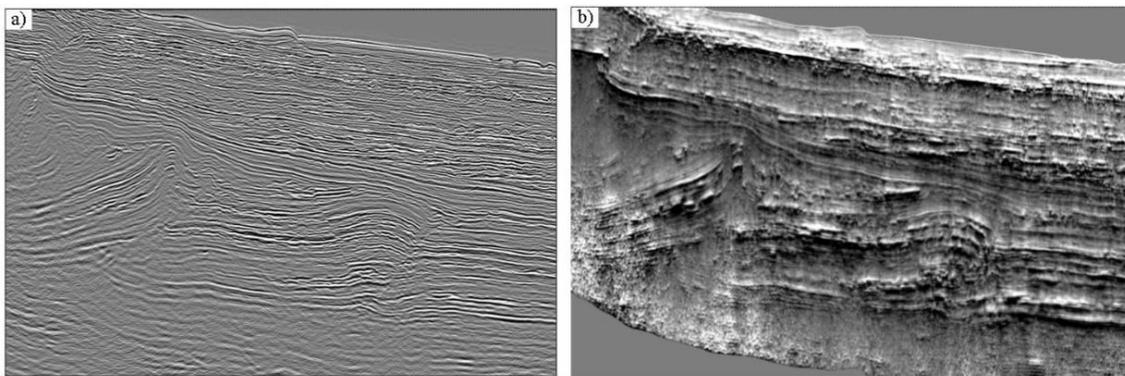


Figura 16: a) seção sísmica convencional e b) seção sísmica de a) aplicada a tecVA com rotação de fase. (Bulhões e Amorim, 2005, fornecido pela CGG).

3.2 Inversão sísmica

Segundo Russel (1988), uma forma simplificada de definir a inversão sísmica é considerá-la como uma técnica de criar um modelo da subsuperfície usando o dado sísmico como dado de entrada. Neste caso, a inversão é tratada como o oposto da modelagem sísmica direta, baseada em um modelo da Terra.

Kemper (2010) define a técnica de inversão sísmica como um processo de converter a refletividade sísmica para propriedades elásticas da rocha. Quando se utiliza dados sísmicos empilhados de ondas compressoriais, o resultado da inversão sísmica é um modelo de impedância acústica. Este modelo pode ser usado para obter propriedades petrofísicas do meio, tais como: porosidade, volume de folhelho e saturação de água. Isto pode ser feito realizando uma nova inversão, sendo referida como *rock physics inversion* (GRANA, 2016), ou através da geoestatística usando simulação sequencial gaussiana com cokrigagem (FERREIRA & LUPINACCI, 2017).

A técnica de inversão do traço sísmico, de modo geral, pode ser definida como o método de gerar um modelo físico da estrutura da Terra e de propriedades da subsuperfície a partir da integração de dados sísmicos e com os outros dados, tais como, informações *a priori* sobre o meio e dados de perfis de poços.

A prática de converter o dado sísmico para impedância acústico tem sido um método amplamente utilizado na indústria para a caracterização de reservatórios, e sua aplicabilidade tem tornado este método alvo de inúmeras pesquisas (DOLBERG *et al.*, 2000; HUUSE & FEARY, 2005; MOROZOV & JINFENG MA, 2009; CARMO *et al.*, 2017).

O dado sísmico é de banda limitada, ou seja, não possui as baixas e mais altas frequências, tendo uma variedade de frequências normalmente entre 5 e 80Hz. Isto tem um impacto na resolução sísmica. É uma boa prática na caracterização de reservatórios a incorporação das baixas frequências ao dado, que são de extrema importância para uma análise quantitativa das propriedades físicas do meio (LATIMER *et al.*, 2000). Uma solução eficaz para essa questão é fornecida pela maioria dos métodos de inversão, na qual as baixas frequências ausentes nos dados são incorporadas ao modelo a partir de um modelo de velocidade criado na análise de velocidade durante o processamento sísmico, ou através extrapolação de dados de perfis de poços conjuntamente com horizontes mapeados no volume sísmico.

A Figura 14 ilustra um importante benefício de inverter um dado sísmico para um modelo de impedância acústica. Neste exemplo o intérprete tem dificuldade na identificação da continuidade lateral do refletor em amarelo, que foi interpretado a partir de perfis de poços. No dado sísmico, diversas interpretações são possíveis (Figura 17a). Já a partir do modelo de impedância acústica, o problema de ambiguidade nas possíveis interpretações é solucionado e fica claro a existência de

um canal, anteriormente "escondido" devido à menor resolução do dado sísmico, quando comparado com o resultado da inversão sísmica (Figura 17b).

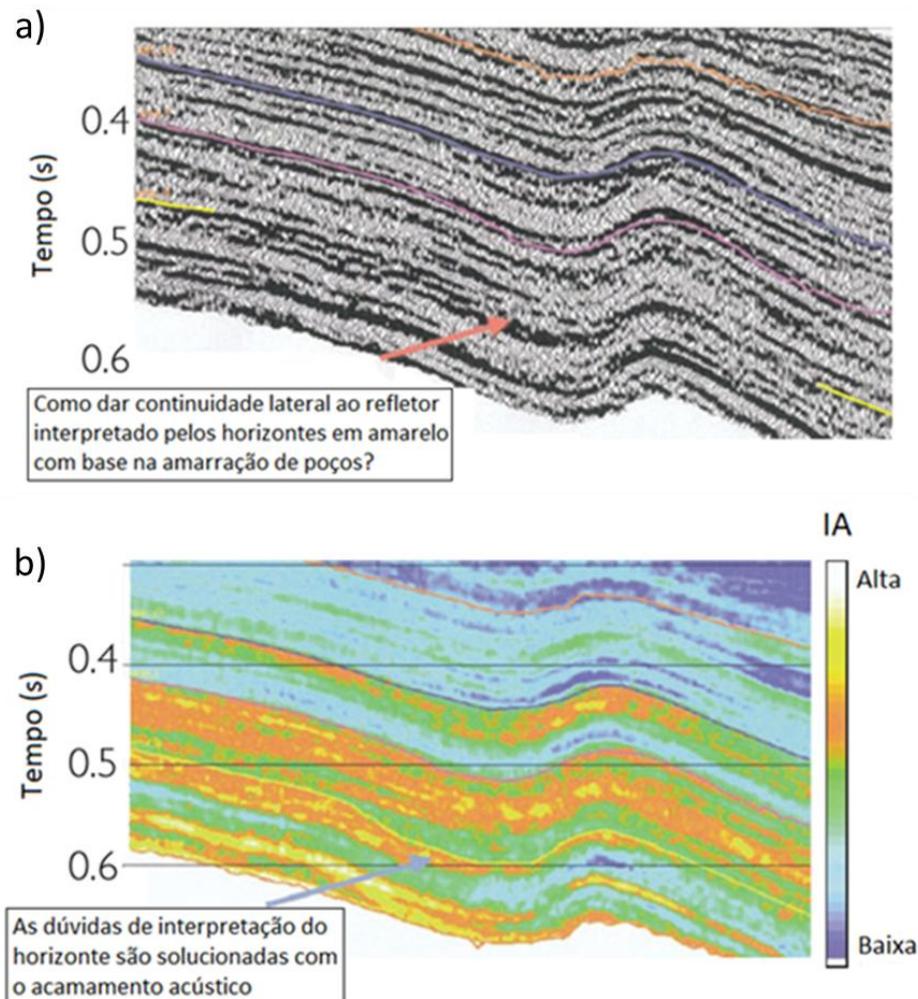


Figura 17: a) Seção sísmica original; b) Seção sísmica invertida para um modelo de impedância acústica (modificado de Latimer et al., 2000).

A fim de compreender melhor a inversão sísmica, é preciso antes entender alguns dos processos físicos que envolvem a modelagem do dado sísmico de reflexão.

3.2.1 Modelo convolucional

Se considerarmos a incidência normal de uma onda compressional harmônica em um modelo de camadas com o mesmo duplo tempo de viagem vertical e desconsiderarmos a presença de múltiplas e efeitos de transmissão, o que é coerente com um modelo de baixo contraste de impedância, podemos utilizar o modelo convolucional da função refletividade com o pulso sísmico para modelar um

traço sísmico. Com isto temos a seguinte representação matemática do traço sísmico, $s(t)$:

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t), \quad (1)$$

no qual $w(t)$ é a *wavelet* (pulso sísmico), $r(t)$ a função refletividade e $n(t)$ o ruído, * o operador convolucional. Este modelo convolucional é ilustrado na Figura 18.

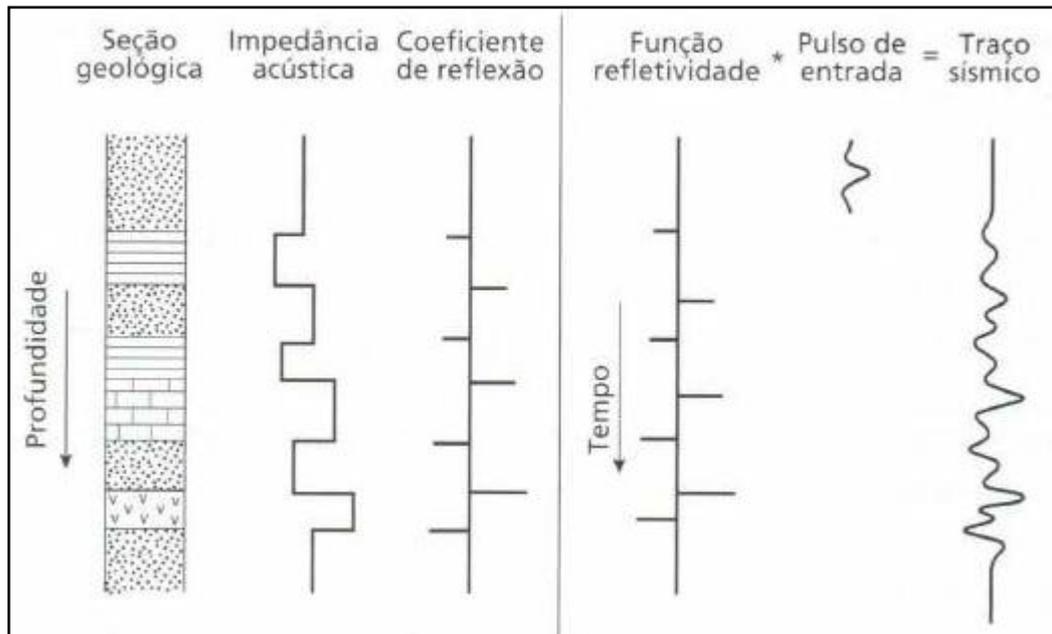


Figura 18: Modelo de convolução do traço sísmico. Esta imagem mostra o traço sísmico como o resultado da função refletividade convolvida com o pulso de entrada, além da relação entre a função refletividade e impedância acústica das camadas geológicas (Kearey *et al.*, 2002)

3.2.2 Impedância acústica

Impedância acústica (IA) é uma propriedade elástica da camada, sendo calculada através do produto da densidade pela velocidade compressional das rochas. O contraste da impedância acústica entre duas camadas fornece uma propriedade de interface, que é a refletividade do meio. Se considerarmos uma incidência normal de uma onda plana, a refletividade está relacionada com a impedância acústica da seguinte forma:

$$r_t = \frac{Z_{t+1} - Z_t}{Z_{t+1} + Z_t}, \quad (2)$$

no qual Z_t é a impedância acústica da camada no tempo t e r_t a função refletividade.

Vale ressaltar que as técnicas de inversão são apenas aproximações da situação real, portanto, na prática, não é possível recuperar completamente os coeficientes de reflexão ou valores de impedância acústica a partir do traço sísmico, pois sempre haverá problemas relacionados ao pulso sísmico, ao ruído presente e aos efeitos de propagação do meio nos dados sísmicos (RUSSEL & HAMPSON, 1991).

3.2.3 Estimativa do pulso sísmico

Na prática, o espectro de amplitude do dado sísmico é calculado usando uma transformada de Fourier sobre uma determinada janela sísmica, usualmente várias centenas de milissegundos de comprimento. É assumido em primeira ordem que a refletividade da Terra seja aleatória e que o pulso sísmico é invariante em toda a janela. O espectro de amplitude do pulso sísmico é então assumido como uma versão em escala do espectro de amplitude do traço sísmico, ou seja, o dado sísmico é limitado pela mesma banda de frequência do pulso sísmico. Para exemplificar isto, a Figura 19 mostra a função refletividade, o pulso sísmico, o ruído e o traço sísmico nos domínios do tempo e da frequência (LUPINACCI, 2014).

Além do espectro de amplitude, outra informação necessária para definir a forma do pulso sísmico é a sua fase. Um pulso sísmico de fase zero é ideal para o intérprete, pois, em um dado sísmico processado, a interface entre duas camadas com diferentes impedâncias será marcada por um pico no tempo ou na profundidade correta que este evento se encontra. Isso torna mais fácil relacionar o mapeamento sísmico com as camadas, mesmo em situações na presença de camadas delgadas, ou seja, com refletores sobrepostos. A interpretação é mais difícil se o pulso sísmico não é simétrico, possuindo vários lóbulos com amplitudes similares, logo a interferência entre refletores próximos será difícil de entender intuitivamente.

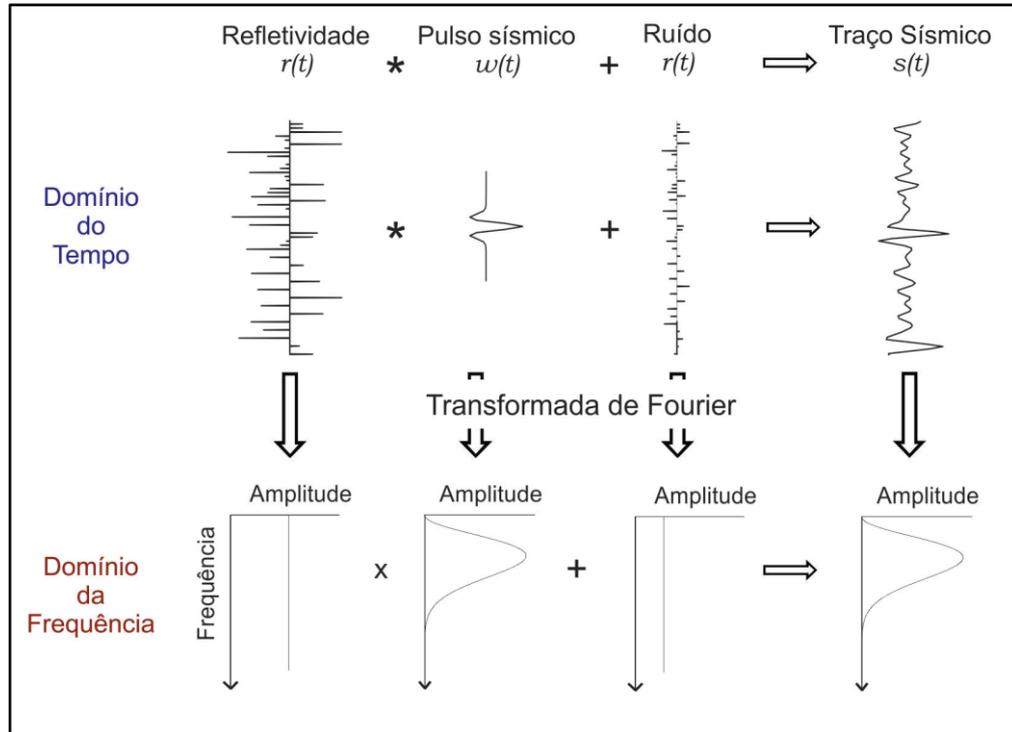


Figura 19: O modelo convolucional do traço sísmico e a transformada de Fourier da função refletividade, do pulso sísmico, do ruído e do traço sísmico (Lupinacci, 2014).

A estimativa de um pulso sísmico em um dado sísmico processado e empilhado para ser utilizado na amarração poço-sísmica e/ou na inversão sísmica, quando na área existem poços perfurados e perfilados, pode ser dividido em duas etapas. Primeiro calcula o espectro de amplitude do dado sísmico usando a transformada de Fourier em uma janela temporal e considerando que o pulso sísmico possui o mesmo espectro de amplitude obtém-se um pulso sísmico de fase zero. Em seguida, varia-se a fase do pulso sísmico e calcula os fatores de correlação entre o traço sísmico real e o traço sísmico modelado a partir dos perfis sônico e densidade do poço, até encontrar o maior fator de correlação. Com o espectro de amplitude e a fase, o pulso sísmico é estimado. Este processo, normalmente, é repetido em todos os poços da área, ou seja, para cada poço obtém-se um pulso sísmico. Depois disto, um pulso sísmico para toda a área é obtido através da média de todos os pulsos sísmicos que tiveram um fator de correlação maior do que um limite estipulado, normalmente, acima de 60%. Na Figura 20 mostra uma janela do software Hampson-Russell[®] usada no processo de amarração poço-sísmica e estimativa do pulso sísmico.

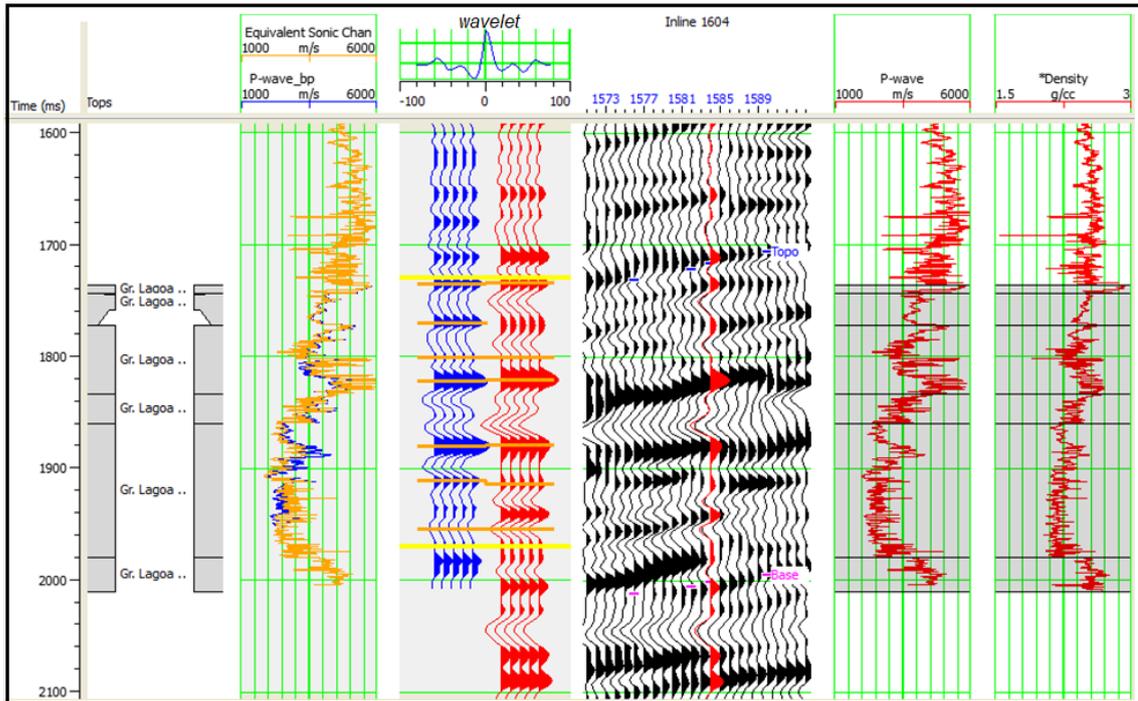


Figura 20: Mostra um processo de amarração poço-sísmica. Os *tracks* estão organizados da seguinte forma: (1) topos das formações, (2) perfil sônico (curva laranja) e curva de velocidade da onda sísmica compressional (azul) com filtro passa banda de 60 Hz (3) *wavelet* estimada e traços sísmicos sintéticos (azuis) e reais (vermelhos), (4) seção sísmica mostrando o traço sísmico extraído para a amarração, (5) P-wave, (6) perfil de densidade. (Fonte: A autora)

3.2.4 Vantagens do uso da inversão sísmica

Latimer *et al.* (2000), destacam algumas das vantagens de utilizar a impedância acústica como ferramenta para a caracterização de reservatórios, e algumas dessas principais vantagens são descritas a seguir:

1. Um modelo de impedância acústica de boa qualidade pode trazer mais informações do que o dado sísmico, por ser resultado da integração de dados de diferentes fontes;
2. Elimina ou reduz consideravelmente problemas relacionados ao pulso sísmico;
3. É de fácil entendimento para geocientistas;
4. Está intimamente ligada a propriedades do reservatório, como litologia, porosidade, preenchimento dos poros e outros fatores;
5. Serve como ferramenta para modelagem de fácies e de propriedades petrofísicas;
6. A impedância acústica é uma propriedade da camada, portanto pode tornar a análise de sequências estratigráficas mais direta.

Outra importante vantagem de utilizar a impedância acústica é o ganho de resolução no processo da inversão.

3.3 Tipos de inversão sísmica

Inversão sísmica pode ser dividida com base no tipo de dado sísmico utilizado, pré-empilhamento ou pós-empilhamento, e com base na sua origem matemática, determinística, bayesiana e geoestatística (AZEVEDO & SOARES, 2017).

A inversão pré-empilhamento, ou *partial-stack*, que usa a variação de amplitude com a distância (AVO), normalmente, obtêm as propriedades elásticas como impedâncias compressional e cisalhante e a densidade. A partir dessas propriedades podem ser estimados outros parâmetros elásticos como as velocidades compressional e cisalhante, os módulos de *bulk*, cisalhante, da onda P e de Young e a razão de Poisson. Já com a inversão pós-empilhamento de dados de onda compressional (onda P), apenas a impedância acústica pode ser estimada (FILIPPOVA *et al.*, 2011).

O método de inversão sísmica pós-empilhamento é um método muito utilizado entre os geofísicos por ser um método robusto e simples de ser empregado (RUSSEL & HAMPSON, 1991). O método de inversão sísmica pré-empilhamento oferece uma abordagem mais completa, porém, este demanda um tempo computacional maior e também o espaço de memória ocupado é bem maior.

Na modelagem sísmica é assumido um modelo teórico para prever as respostas sísmicas a partir do conhecimento das propriedades elásticas da subsuperfície. No problema inverso, as respostas sísmicas são conhecidas, ou seja, um conjunto limitado de medidas indiretas, e tentamos inferir os parâmetros elásticos do modelo que dão origem a estes dados (TARANTOLA, 2005). Na inversão sísmica determinística busca-se a minimização do erro entre o dado sísmico sintético e o dado sísmico real e é gerado apenas um modelo de propriedade elástica em cada processo realizado.

A inversão bayesiana linearizada assume a linearização do operador direto e distribuição multi-gaussiana para as distribuições de probabilidade *a priori* e para os erros dos dados sísmicos (ver, por exemplo, BULAND e OMRE, 2003; BULAND e EL OUAIR, 2006; GRANA & DELLA ROSSA, 2010). As soluções obtidas são através de diversas realizações e no final é obtido um modelo de distribuição para cada

parâmetro elástico. Com isto, é possível obter diversos cenários para a exploração, desde o mais pessimista até o mais otimista. Este tipo de inversão possui um tempo computacional menor quando comparado com abordagens geoestatística baseadas em algoritmos genéticos, devido os pressupostos assumidos com relação as distribuições *a priori* (AZEVEDO & SOARES, 2017).

A inversão sísmica geoestatística consiste em um procedimento iterativo, no qual um conjunto de realizações de parâmetros são gerados pelos métodos de simulação estocástica sequencial e otimizado até que a função objetivo atinja um valor limite pré-definido. Estas soluções são capazes de fornecer modelos mais realistas e heterogêneos, quando comparados as abordagens deterministas ou linearizadas. É importante reproduzir os principais aspectos geológicos e petrofísicos nos modelos elásticos invertidos, uma vez que são fundamentais para cálculos de reserva e simulações de fluxo de fluidos (FRANCIS, 2006; BOSCH *et al.*, 2010).

Os principais algoritmos da inversão sísmica determinística de dados pós-empilhamento são a inversão recursiva (LINDSETH, 1979), inversão colorida (LANCASTER e WHITCOMBE, 2000), inversão *sparse-spike* e inversão baseado em modelo (RUSSEL, 1988). A inversão baseada em modelo (*model-based inversion*) é a técnica de inversão sísmica utilizada neste trabalho para obter um modelo de impedância acústica, este método será explicado com mais detalhes a seguir.

3.3.1 Inversão baseada em modelo

O método de inversão utilizado neste trabalho é a inversão *model-based*, um tipo de inversão determinística que usa um modelo de baixa frequência como modelo inicial. Na inversão baseada em modelo inicial de impedância é interativamente atualizado até que seja encontrado o que melhor se encaixe com o traço sísmico (RUSSEL, 1988).

O modelo inicial é geralmente um modelo de baixa frequência, resultado da interpolação dos dados de poços - perfis de densidade e sônico - possivelmente com um filtro *low-pass* aplicado, onde as impedâncias calculadas nos poços, dentro de um intervalo de velocidades sísmicas são então extrapoladas para uma área utilizando uma abordagem geoestatística.

O modelo de impedância, ou seja, o traço modelado, é checado contra os traços sísmicos e caso o erro calculado seja pequeno o suficiente a solução final é obtida, caso contrário, é necessário fazer uma atualização da impedância, com a

perturbação do algoritmo, onde um novo modelo de impedância é estimado até que o erro calculado seja minimizado. Se a *wavelet* é adequadamente estimada a partir do dado sísmico então os problemas atribuídos a ela podem ser parcialmente solucionados (SIMM & BACON, 2014). O processo de inversão *model-based* pode ser visto no fluxograma abaixo (Figura 21).

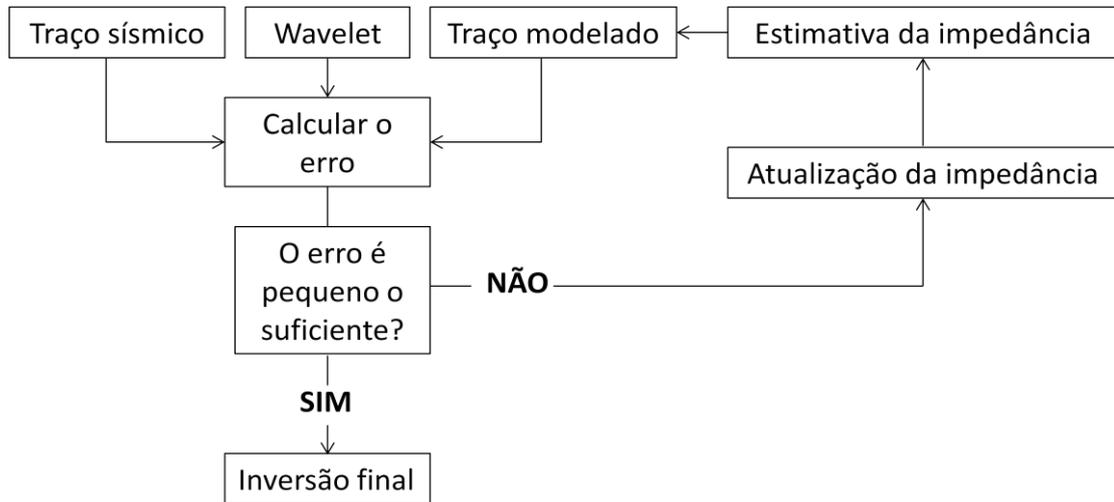


Figura 21: Fluxograma para a técnica de inversão determinística *model-based*

Dentre os diversos algoritmos empregados na inversão *model-based* destaca-se a Inversão Linear Generalizada (GLI) (COOKE & SCHNEIDER, 1983) que ainda é a técnica de inversão mais comumente utilizada até os dias de hoje (COOKE & CANT, 2010). Este método de inversão é amplamente utilizado na indústria de hidrocarbonetos e uma série de artigos recentes que se beneficiam da eficácia da inversão *model-based* em carbonatos (JALALALHOSSEINI *et al.*, 2015; AL-RAHIM E HASHEM, 2016; PRAMUDITO *et al.*, 2017) e arenitos (MAURYA & SINGH, 2015; KARIN *et al.*, 2016) para a caracterização do reservatório foram publicados.

A Inversão Linear Generalizada (GLI - *generalized linear inversion*) é um método matemático de inversão que pode ser aplicado numa enorme gama de medidas geofísicas para determinar as características geológicas que produzem essas leituras (RUSSEL, 1988).

De acordo com Russel (1988) para cada traço ou gather invertido a inversão GLI requer uma única estimativa de modelo de impedância inicial que é iterativamente atualizado para alcançar um modelo sintético do dado. O modelo é parametrizado a partir de grandes blocos de impedância, onde para cada bloco é atribuído um valor inicial de impedância, um gradiente de impedância e uma

espessura no tempo, ao invés de atribuir um valor de velocidade a cada amostra de tempo.

Em termos matemáticos nesta etapa são calculadas as derivadas parciais do modelo sintético do dado de entrada em relação a cada parâmetro do modelo de impedância inicial, onde cada derivada parcial é um traço sísmico ou vetor, que em conjunto formam a matriz derivada parcial ou matriz de sensibilidade, expressa por:

$$\Delta F = A. \Delta M \quad (3)$$

no qual A é a matriz de derivadas parciais, de m linhas e n colunas, onde m é o número de amostras no traço sísmico sintético que está sendo invertido, ou observações, e n é o número de parâmetros no modelo de impedância. Assim, a equação acima pode ser expressa da forma:

$$\Delta F = F(M) - F(M_0) \quad (4)$$

$$F(M) - F(M_0) = \frac{\partial F(M_0)}{\partial M} \Delta M = \text{traço erro} \quad (5)$$

onde: M_0 = modelo inicial; M = modelo verdadeiro da terra; ΔM = vetor das atualizações dos parâmetros do modelo de impedância; $F(M)$ = traços sísmicos observados; $F(M_0)$ = traço sintético computado usando o modelo verdadeiro da terra; $\frac{\partial F(M_0)}{\partial M}$ = alterações nos valores calculados (matriz derivadas parciais).

O traço erro é a diferença entre o traço real e o sintético. A perturbação do algoritmo para atualização dos parâmetros do modelo tende a diminuir o erro do sintético até que se encontre a solução final (Figura 22).

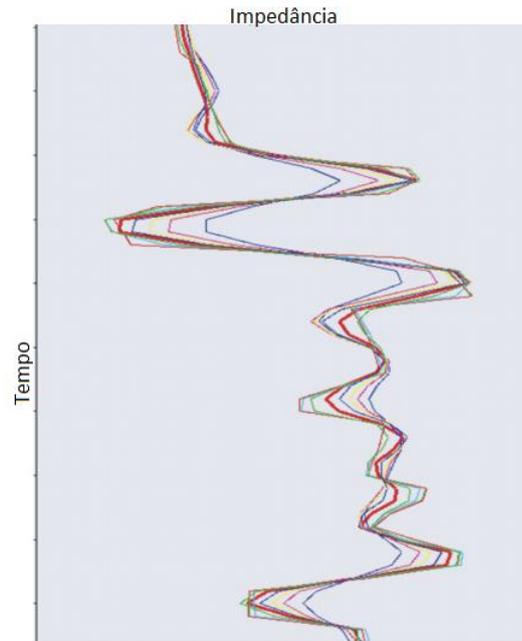


Figura 22: Ilustração da convergência dos modelos de impedância com sucessivas perturbações do algoritmo GLI . Em azul o modelo de impedância inicial fornecido pelo usuário e sucessivas iterações convergindo na solução final, em vermelho. (COOKE & CANT, 2010)

Ainda na inversão *model-based* são aplicadas restrições que evitam que a solução chegue a modelos geologicamente impossíveis, estas podem ser limites rígidos ou suaves. No primeiro método são definidos limites absolutos que ditam o quão longe o resultado da inversão pode se afastar do modelo inicial. Ao se considerar a informação adicional como uma restrição suave, o modelo de impedância inicial funcionará como uma informação separada a qual será dada um peso quando adicionada ao traço sísmico, e uma penalidade atribuída ao erro sintético.

O processo de inversão *model-based* requer que horizontes sejam interpretados representando os principais eventos, como topo e base de formações, para guiar o modelo inicial, em seguida, com *wavelet* estimada e limites apropriados a inversão pode ser iniciada. O resultado final da inversão será um modelo de impedância em micro-camadas, que deve passar por uma etapa de controle de qualidade, em que o usuário compara o modelo de impedância com a impedância dos poços. Caso haja um bom ajuste das impedâncias no intervalo de interesse a inversão *model-based* é rodada.

O uso de um "poço cego" (*blind well*) é outro eficiente controle de qualidade da inversão que pode ser tomado quando se há um grande número de poços na área do projeto, em que um poço não é incorporado ao modelo inicial, mas é

adicionado à seção final de impedância acústica. Caso a impedância do poço cego combine com a impedância acústica da seção a inversão pode ser validada. A Figura 23 mostra um exemplo de teste com poço cego.

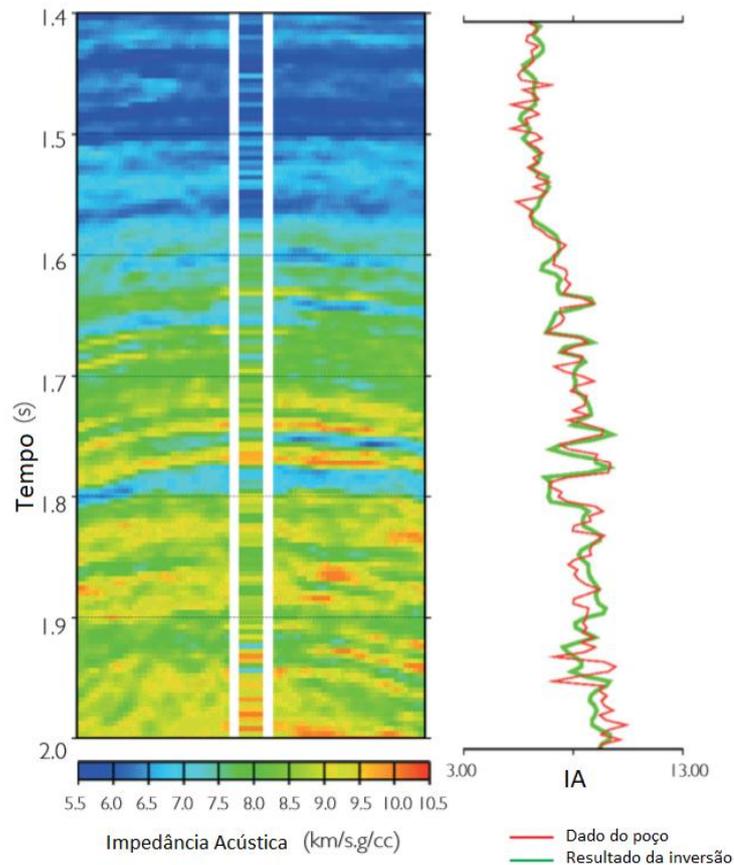


Figura 23: Exemplo de validação da inversão com uso de poço cego. Comparação do resultado da impedância invertida com a impedância calculada a partir dos perfis de poços (after BACH *et al.*, 2000 em SIMM & BACON, 2014)

O resultado final da inversão model-based será um modelo de impedância acústica que foi comparado aos traços sísmicos e os erros calculados minimizados até alcançar uma solução ótima, ou seja, a melhor possível (SIMM & BACON, 2014)

Simm & Bacon (2014) afirmam que até então não há um consenso geral que comprove que qualquer algoritmo de inversão sísmica em particular conduza a melhores resultados que outros, e que a avaliação cuidadosa de cada passo do processo de inversão é provavelmente mais importante do que a escolha do algoritmo em si.

A inversão sísmica é um método comum de se obter a porosidade a partir do dado sísmico, onde a diminuição da impedância acústica pode indicar o aumento da porosidade, e ao extrair tendências empíricas da impedância de porosidade de perfis de poços, pode-se estimar a porosidade a partir da impedância invertida. No entanto

esta metodologia pode sofrer ambiguidades, por isso um simples modelo de porosidade a partir da impedância pode não ser adequado para o mapeamento da porosidade da sísmica (AVSETH *et al.*, 2005)

Segundo Kemper (2010), o resultado da inversão não é a resposta final, mas uma ferramenta na caracterização de reservatório. Por este motivo se mostrou conveniente a aplicação de um método geoestatístico para a simulação da porosidade na área em estudo, que integrasse o cubo de impedância acústica obtido pela Inversão *model-based* à análise petrofísica dos poços. Estes métodos serão apresentados a seguir.

3.4 Perfis geofísicos

A perfilagem de poços na indústria do petróleo é de fundamental importância na avaliação de formações e identificação de possíveis alvos de exploratórios. A operação de perfilagem geofísica constitui uma etapa fundamental na prospecção de um poço, momento em que são introduzidos equipamentos para a medição de parâmetros físicos a partir de sensores, denominadas ferramentas de perfilagem (GIRÃO, 2004). Os sinais captados por esses sensores são processados gerando os *well logs*, ou perfis geofísicos, que poderão posteriormente serem associados as mais diversas propriedades geológicas e petrofísicas. A seguir são apresentados uma breve descrição sobre os perfis utilizados neste trabalho.

Perfil de raios gama (GR)

O perfil de raios gama (*gamma ray*), mnemônico normalmente usado DT, mede a radioatividade natural das rochas emitida pelos elementos instáveis U^{238} , Th^{232} e K^{40} . Os raios gama são detectados por cintilômetros, contadores de cintilação, contadores Geiger-Muller ou, mais raramente, por câmaras de ionização (KEAREY *et al.*, 2009). A radioatividade medida é normalmente expressa em graus API (American Petroleum Institute) numa escala que varia de 0 a 150. O perfil de raios gama é muito utilizado na identificação de litologias, pois permite a distinção de materiais argilosos dos não argilosos. Folhelhos, geralmente, exibem uma pequena quantidade dos elementos radioativos citados anteriormente, que estão contidos em filossilicatos, feldspatos alcalinos e minerais de argila, que emitem radiação

detectável por espectrometria de massa (KEAREY *et al.*, 2009). A medição de perfis de raios gama é feita pela perfilagem radiométrica, assim como a do perfil neutrão.

O volume de folhelho (*shale volume*), V_{sh} , é um importante parâmetro utilizado na avaliação de reservatórios. O perfil de raios gama pode ser utilizado na estimativa de porosidade efetiva, descontado a porosidade intrínseca presente na molécula de argila (RIDER, 2002).

Para o cálculo do índice de raios gama é utilizado a seguinte equação:

$$I_{GR} = \frac{GR_{log} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}}, \quad (6)$$

no qual I_{GR} o índice de raios gama da formação, GR_{log} o valor lido pela ferramenta, GR_{min} a média dos valores mínimos de raios gama (medido em uma zona com arenito ou carbonato limpo), GR_{max} a média dos valores máximos de raios gama (medido em uma zona de folhelho puro).

A partir do I_{GR} é possível calcular o volume de folhelho. Para isto, podemos utilizar diferentes modelos empíricos obtidos para rochas específicas. O método de Clavier (1971) pode ser usado para rochas entre o Terciário e rochas mais antigas e o volume de argila, V_{shC} , é calculado como:

$$V_{shC} = 1,7 - \sqrt{3,38 - (I_{GR} + 0,7)^2}, \quad (7)$$

no qual V_{shC} é o volume de folhelho obtido pelo método de Clavier, e I_{GR} é o índice de raios gama da formação. Este foi o método selecionado para a estimativa do volume de argila no presente trabalho.

Perfil sônico (DT)

O perfil sônico (*sonic log*), mnemônico normalmente usado DT, também conhecido como vagarosidade, intervalo de tempo de trânsito e perfil acústico, mede o tempo que leva um pulso sonoro compressional atravessar uma determinada distância no meio (KEAREY *et al.*, 2009). Geralmente, a unidade desta medida é expressa em $\mu s/ft$ (microssegundos por pé) na escala de 140 a 40.

Segundo Girão (2004), ao se considerar a propagação de ondas compressionais através de duas rochas semelhantes, aquela que contiver mais fluidos dentro dos poros, ou seja, maior porosidade, resultará em tempo de trânsito

maior do que a outra com menos fluidos, menor porosidade. Muitas vezes, o perfil sônico mostra uma relação direta entre o tempo de propagação da onda e a porosidade das rochas.

A porosidade estimada a partir do perfil sônico, em arenitos consolidados e carbonatos com porosidade intergranular e intercrystalina, pode ser calculada pela seguinte equação (WYLLIE *et al.*, 1956):

$$\phi_S = \frac{\Delta t_{log} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}}, \quad (8)$$

no qual Δt_{ma} é o intervalo de tempo de trânsito na matriz da rocha, Δt_f o tempo de trânsito no fluido e Δt_{log} o tempo de trânsito da formação.

Embora Wyllie (1956) tenha demonstrado que os perfis sônicos poderiam ser utilizados para estimativa de porosidade, normalmente, as porosidades são calculadas a partir da combinação dos perfis de densidade e neutrão.

Perfil de densidade (RHOB)

O perfil de densidade (*density log*), mnemônico normalmente usado RHOB, mede as variações de densidade da formação (*bulk density*) com a profundidade. A densidade é medida a partir do bombardeio das camadas com raios gama artificiais de uma fonte radioativa de ^{60}Co ou ^{137}Cs . Os fótons dos raios gama colidem com elétrons presentes no meio e tem sua energia reduzida, num processo conhecido como efeito de Compton. O número de elétrons por unidade de volume de material é função da densidade da formação. A densidade é então estimada medindo a proporção de radiação gama que retorna ao detector pelo espalhamento de Compton (KEAREY, 2009). Logo, quanto mais densa a rocha, menor a intensidade da radiação no detector, e vice-versa (GIRÃO, 2004). A unidade de medida é geralmente expressa em g/cm^3 , em uma escala de 1 a 3.

É possível estimar a porosidade a partir de perfil de densidade usando a equação a seguir (RIDER, 2002):

$$\phi_D = \frac{(\rho_{ma} - \rho_b)}{(\rho_{ma} - \rho_f)}, \quad (9)$$

no qual ϕ_D é a porosidade a partir do perfil de densidade, ρ_b a densidade da formação, ρ_{ma} a densidade da matriz e ρ_f a densidade de fluidos nos poros.

Perfil neutrão (NPHI)

O perfil de neutrão (*neutron log*), mnemônico normalmente usado NPHI, induz uma radioatividade através do bombardeio de uma fonte de nêutrons, que contém uma substância radioativa, como Plutônio e Berílio. Como resultado da captura de nêutrons pelos núcleos de elementos químicos, eles são estimulados e emitem raios gama que fornecem informações sobre a porosidade (KEAREY *et al.*, 2009). Os raios gamas emitidos são capturados por um cintilômetro a uma distância fixa da parede do poço.

A intensidade da radiação gama é controlada pela distância que ela percorreu desde o ponto de captura do neutron até o cintilômetro. Essa distância depende da concentração de íons de hidrogênio, que, quanto maior a concentração, mais próxima do poço é a captura de nêutrons e maior o nível de radiação (KEAREY *et al.*, 2009).

Em rochas sedimentares como os calcáreos e arenitos, os íons de hidrogênio estão presentes nos fluidos nos poros sob a forma água de formação ou hidrocarbonetos, de forma que a concentração de íons de hidrogênio é diretamente proporcional a porosidade. Já nos folhelhos, o hidrogênio pode derivar de átomos quimicamente combinados aos minerais da matriz da rocha, como mica e minerais de argila.

Para fim de cálculo, primeiro é feita a correção das curvas de densidade e neutrão para V_{sh} usando as seguintes equações (Schlumberger, 1999):

$$\phi_{Ncorr} = \phi_N - (V_{sh} \times \phi_{Nsh}), \quad (10)$$

e:

$$\phi_{Dcorr} = \phi_D - (V_{sh} \times \phi_{Dsh}), \quad (11)$$

no qual ϕ_{Ncorr} é a porosidade neutrão corrigida, ϕ_N a porosidade medida na formação, ϕ_{Nsh} a porosidade neutrão medida na zona de folhelho, ϕ_{Dcorr} é a porosidade densidade corrigida, ϕ_D a porosidade estimada com o perfil densidade, ϕ_{Dsh} a porosidade densidade medida em uma zona de folhelho. Em seguida a porosidade efetiva obtida pela combinação dos perfis de densidade e neutrão (ϕ_{N-D}):

$$\phi_{N-D} = \frac{\phi_{Ncorr} + \phi_{Dcorr}}{2}, \quad (12)$$

que é o valor médio da soma das porosidades corrigidas.

Perfil de resistividade (ILD, LLD)

O perfil de resistividade (*deep resistivity log*), mnemônico normalmente usado para perfil de indução de penetração profunda ILD e lateroperfil LLD) é um perfil elétrico que mede a resistência a passagem de uma corrente elétrica na formação.

Segundo Kearey *et al.*, (2009), diferentes arranjos de eletrodos são utilizados para gerar informações nas zonas ao redor do poço, de modo que durante uma única passagem da sonda os perfis de resistividade podem ser medidos. Ainda de acordo com os autores, em um meio homogêneo, a diferença de potencial entre os eletrodos reflete a resistividade na região.

Os perfis de resistividade podem ser utilizados na identificação dos fluidos no reservatório, no cálculo de saturação de água, estimativa de porosidade e permeabilidade (KEAREY *et al.*, 2009). A resistividade medida na formação é expressa em *ohm.m*.

A saturação de água é a razão entre o volume de água e o volume de poros, portanto, quando o folhelho está presente na formação deve ser feita a correção para volume de folhelho.

Os cálculos de saturação de água podem ser efetuados utilizando a equação de Archie (1942):

$$S_w^n = \frac{a \cdot R_w}{\phi^m \cdot R_t} \quad (13)$$

no qual R_w é a resistividade da água de formação, e pode ser obtida a partir da curva de potencial espontâneo (SP), R_t é a resistividade da formação, obtida a partir dos perfis de resistividade (indução, lateroperfil e múltiplas resistividades), e ϕ a porosidade efetiva.

A equação para cálculo da saturação de água ainda conta com os parâmetros de constante de tortuosidade, a , que é uma constante específica empírica para rochas da área de interesse, expoente de cimentação, m , que depende do tamanho dos grãos e da complexibilidade dos trajetos entre os poros (tortuosidade), e o

expoente de saturação, n (KEAREY *et al.*, 2009). Os limites normais de a e m , obtidos experimentalmente são $0,62 < a < 1,0$ e $2,0 < m < 3,0$.

3.1 Modelagem geoestatística

3.1.1 Conceitos básicos

A geoestatística é a ferramenta que permite a caracterização e modelagem de um fenômeno espacial, a partir da análise da distribuição e variabilidade geoespacial de variáveis aleatórias, usando as chamadas funções regionalizadas.

Os fundamentos da geoestatística tiveram origem no trabalho de Krige (1951) e foram gradualmente desenvolvidos por Matheron (1971) em seu estudo sobre a aplicação da Teoria das Variáveis Regionalizadas, para a resolução de problemas de estimativa de depósitos minerais.

A Teoria das Variáveis Regionalizadas tem como objetivo descrever a correlação espacial e resolver problemas de estimativa de uma variável regionalizada, com base em dados reais georreferenciados (MATHERON, 1971). Em termos matemáticos, num ponto x , a propriedade $Z(x)$ é uma variável aleatória com média m , variância S^2 e uma função de distribuição acumulada. Na área existem infinitos pontos, em que os valores a eles atribuídos são realizações das funções aleatórias com suas respectivas probabilidades. O conjunto de valores reais de $Z(x)$ e a realização da função aleatória constituem a variável regionalizada (YAMAMOTO & LANDIM, 2013).

O fenômeno espacial é definido pelo conjunto de valores possíveis da variável de interesse dentro de um dado domínio, seja ele 2D ou 3D. Afim de estudar um fenômeno espacial é necessária sua amostragem. A amostra, caso seja representativa do fenômeno estudado, deve reproduzir uma estimativa da sua distribuição, variação no espaço e incertezas de acordo com o método de estimativa aplicado.

A estimativa, ou interpolação, é o processo de reprodução das características do fenômeno espacial baseado na amostragem. A interpolação de um ponto não amostrado é feita por meio de ajuste de funções matemáticas locais ou globais, que representam pontos mais próximos ao ponto não amostrado ou todos os pontos

amostrados, respectivamente, em uma grade regular (YAMAMOTO & LANDIM, 2013).

Os métodos de estimativa do fenômeno espacial podem ser divididos em determinísticos e estocásticos. Os métodos determinísticos são baseados na geometria e não fornecem medidas de incerteza. Enquanto nos métodos estocásticos, os valores amostrados são interpretados como resultados ou realizações de funções ou processos aleatórios e são capazes de quantificar a incerteza associada ao estimador; os métodos geoestatísticos pertencem a esta categoria (YAMAMOTO & LANDIM, 2013).

A análise geoestatística pode ser iniciada com o método gráfico de estudo de distribuição de frequências, denominado histograma, o qual descreve como os valores de uma variável estão distribuídos no intervalo amostrado. O tipo de distribuição dos dados é comumente descrito como normal (gaussiano) ou lognormal. Os histogramas também permitem verificar a homogeneidade dos dados (ANDRIOTTI, 1988)

Na geoestatística, se um fenômeno amostrado apresenta dependência espacial, os valores amostrados estarão correlacionados entre si. Seguindo essa linha, a variável regionalizada pode ser descrita como qualquer função numérica com uma distribuição e variação espacial, que apresenta continuidade aparente (BLAIS & CARLIER, 1968 *apud* OLEA, 1975).

3.1.2 Modelagem de variograma

O variograma é um modelo que representa com acurácia a correlação espacial dos dados amostrados dentro da área de estudo e é a ferramenta básica de estimativa de uma variável (HUIJBREGTS, 1975). A covariância espacial dos valores de um fenômeno, ou seja, o grau de interdependência numérica entre pares de variáveis aleatórias, é descrito por meio da modelagem do variograma, que permite uma análise estrutural desse fenômeno (LANDIM, 2003). Se o variograma é bem modelado e robusto, ele fornece estimativas que são uma boa representação da distribuição espacial do fenômeno regionalizado (SAMAL, 2008).

A função variograma é o valor médio do quadrado das diferenças dos valores da variável regionalizada entre os pares de pontos separados por uma distância h (ANDRIOTTI, 1988). Em termos matemáticos a função variograma é escrita da seguinte forma:

$$2\gamma(h) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Z(x+h) - Z(x)]^2, \quad (14)$$

no qual $\gamma(h)$ é a função variograma, n o número de pares de pontos separados por uma distância h , $Z(x)$ o valor da variável regionalizada no ponto x e $Z(x+h)$ o valor da variável regionalizada no ponto $(x+h)$.

A variância entre os pares de amostras, que apresentam interdependência espacial, é pequena quando os pontos estão próximos e aumenta a medida que esses pontos se distanciam, até alcançarem uma distância a partir da qual isso não ocorre. Esta distância entre os pontos é o limite entre os estados de dependência e interdependência espacial entre as amostras (ANDRIOTTI, 1988).

A função variograma é comumente representada sob a forma gráfica denominada variograma. O variograma é determinado segundo uma direção pré-definida, que reflete a estrutura do fenômeno estudado, portanto a função $2\gamma(h)$ é vetorial (YAMAMOTO, 1998).

Segundo Azevedo e Soares (2017), propriedades petrofísicas, tais como porosidade e permeabilidade, apresentam maior continuidade ao longo de uma dada formação geológica, portanto menor variabilidade, enquanto que a variabilidade dessas propriedades é comumente maior em uma direção perpendicular as formações, por isso, a necessidade de representar graficamente a continuidade espacial da propriedade $Z(x)$ ao longo da área em estudo.

Segundo Yamamoto e Landim (2013), o objetivo durante a modelagem do variograma é a estimativa do variograma real usando o conjunto de amostras $Z(x)$ e seus variogramas experimentais correspondentes. De acordo com os autores, o variograma experimental deve ser ajustado de forma interativa a um modelo teórico, que melhor descreva a variabilidade ou correlação espacial dos pontos, que usualmente apresentam certa dispersão e deve ainda obedecer a parâmetros do variograma como efeito pepita, alcance e patamar (Figura 21a).

Efeito pepita, ou variância aleatória, é o valor da função variograma na origem ($h=0$), e revela a descontinuidade do variograma para distâncias menores do que a menor distância entre as amostras. O alcance é a distância dentro da qual as amostras apresentam correlação espacial entre si. Patamar é o valor da variância no qual o variograma se estabiliza. Na Figura 24a o alcance ocorre em 25m, o efeito pepita ocorre em torno de 6m e o patamar em torno de 24m. Dentre os modelos mais utilizados, destacam-se os modelos esférico, exponencial e gaussiano (Figura 24b).

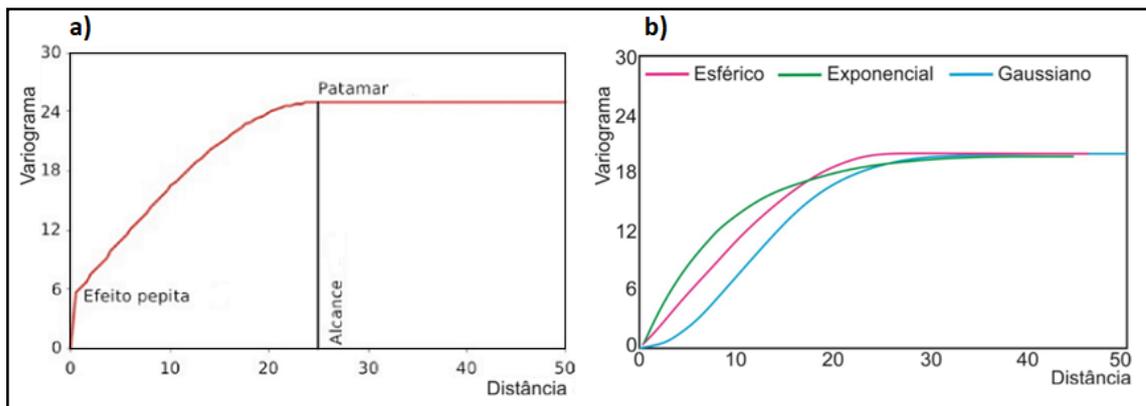


Figura 24: Propriedades do variograma (a) e tipos de modelos teóricos de variogramas (b). Fonte: Modificado de Yamamoto & Landim, 2013.

3.1.3 Estimativa geoestatística

As informações fornecidas pela modelagem do variograma são incorporadas ao processo de estimativa, que por sua vez é baseado nos princípios da krigagem. Esse método de inferência espacial da variável é a base para algoritmos de simulação sequencial estocástica, que serão descritos posteriormente (AZEVEDO & SOARES, 2017).

Na forma mais simples de krigagem, a estimativa de uma variável, seja ela representada por ponto, área ou volume, é possível por meio da interpolação espacial, num local não amostrado a partir de uma combinação linear dos valores conhecidos de uma variável (Figura 25). A estes pontos amostrados são atribuídos pesos determinados, a partir da análise espacial baseada no variograma. Os pesos são calculados para que haja a minimização do erro residual, sendo o erro definido como a diferença entre o valor real e o valor estimado (NIKRAVESH *et al.*, 2002).

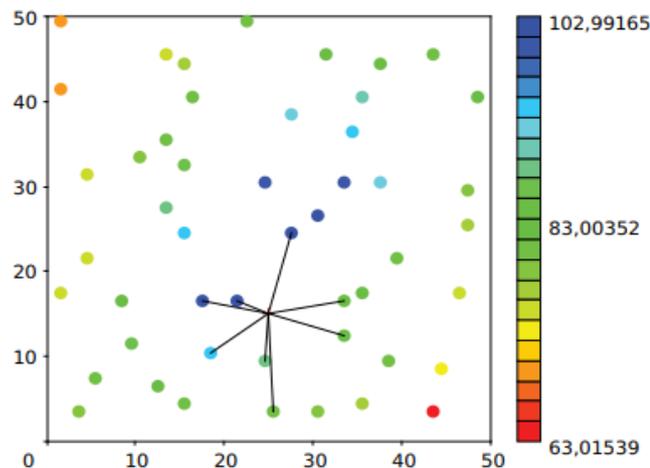


Figura 25: Exemplo de estimativa de um ponto não amostrado, a partir da combinação linear das amostras próximas de uma variável qualquer. Fonte: Yamamoto e Landim, 2013

A estimativa por krigagem leva em consideração o número de amostras utilizadas, a posição das amostras na área, a distância entre as amostras na zona estimada e a continuidade espacial da variável em estudo (ANDRIOTTI, 1988). Se o fenômeno estudado tem continuidade espacial, quanto mais próximo do ponto estimado maior seu peso na estimativa.

Os principais algoritmos de krigagem são a krigagem simples, krigagem ordinária, krigagem universal, krigagem indicadora e a cokrigagem (MATHERON, 1965). Dentre os algoritmos de krigagem citados, no presente trabalho foi empregado a cokrigagem.

A cokrigagem, muito similar a krigagem ordinária, permite melhorar a estimativa de uma variável a partir da combinação com informações de uma ou mais variáveis, que tenham forte correlação espacial com ela, em uma segunda malha de amostragem (ANDRIOTTI, 1988; BABAK & DEUTSCH, 2009). Um exemplo típico do emprego da cokrigagem é na modelagem de porosidade para a caracterização de reservatórios, onde esta variável é modelada conjuntamente com um modelo de impedância acústica preexistente (DEUTSCH, 2002; AZEVEDO & SOARES, 2017).

Quando a variável secundária é muito mais abundante do que a variável primária, que está sendo estimada, cobrindo um modelo em toda a área de estudo, o sistema de cokrigagem torna-se instável, de modo que o valor da variável secundária no local da estimativa tende a minimizar os efeitos das amostras da variável primária localizadas a grandes distâncias. Por não haver correlação

espacial, o dado é suavizado perdendo importantes características estruturais. A solução nesse caso, é reter os valores do dado secundário colocalizados para estimar a variável primária no local da estimativa (NIKRAVESH *et al.*, 2003). Este método de krigagem é conhecido como cokrigagem colocalizada (XU *et al.*, 1992; ALMEIDA & JOURNAL, 1994 *apud* NIKRAVESH *et al.*, 2003):

$$[(Z_1(x_0))]_{CK}^* = \sum_{\alpha_1=1}^{N_1} a_i Z_1(x_i) + b_0 Z_2(x_0), \quad (15)$$

no qual $(Z_1(x_0))$ é o estimador da cokrigagem colocalizada, $Z_1(x_i)$ o valor da variável primária conhecida nos pontos N_1 , e $Z_2(x_0)$ o valor da variável secundária conhecida em toda área de estudo.

O método de krigagem, apesar de oferecer a melhor estimativa possível dos dados não amostrados, não fornece a real variabilidade da propriedade em estudo e, por se tratar de um método determinístico, oferece uma solução única para os dados de entrada.

De acordo com Nikravesh *et al.* (2003), não parece sensato o uso de uma única realização para representar um processo aleatório, uma vez que, na prática, uma representação realística do processo aleatório nunca será alcançada. Afim de solucionar essas limitações do método, os autores sugerem o uso de métodos de simulação de natureza estocástica, que além de gerar múltiplas realizações, representam de forma realística a variabilidade espacial da propriedade em estudo, pois são capazes de reproduzir valores extremos do dado experimental (AZEVEDO & SOARES, 2017).

3.1.4 Simulação estocástica

As técnicas de simulação estocástica são estruturadas para solucionar as limitações da krigagem (OLEA, 1999; NIKRAVESH *et al.*, 2003). Entre os algoritmos de simulação estocástica mais aplicados na modelagem de reservatórios destaca-se a Simulação Gaussiana Sequencial, devido a sua simplicidade, flexibilidade e relativa eficiência (DEUTSCH, 2002).

A Simulação Gaussiana Sequencial (SGS) é largamente utilizada como método de simulação geoestatística para variáveis regionalizadas contínuas (por exemplo, a porosidade e a permeabilidade) e conjuntos de dados esparsos

(DEUTSCH, 2002). A SGS foi desenvolvida para modelar dados originais sob a forma de variáveis de distribuição multi-Gaussiana.

A transformada gaussiana baseia-se na curva teórica de distribuição de Gauss, também conhecida como distribuição gaussiana:

$$Y(x) = \varphi[Z(x)], \quad (16)$$

Assumindo que $Y(x)$ é multi-gaussiana, a função densidade probabilidade condicional no local x_0 é caracterizada pelos valores da média e da variância. A transformação de dados pode ser feita por estimadores lineares, como a krigagem simples e a variância (Matheron 1978).

As etapas da SGS podem ser resumidas em (DEUTSCH & JOURNEL, 1992, AZEVEDO & SOARES, 2017):

- (1) Transformar o dado original em funções distribuições gaussianas através da aplicação da transformada gaussiana (Equação 16);
- (2) Percorrer um caminho aleatório sobre o *grid* de simulação de nós (pontos de interseção da malha) $x_u, u = 1, \dots, N$, no qual N é o total de números de pontos de interseção que compõem a malha regular;
- (3) Estimar a média local, $Z(x_0)^*$, e a variância, $\sigma_{SK}^2(x_0)$, a partir de uma krigagem condicionada aos dados originais e aos dados simulados anteriormente;
- (4) Extrair um valor y^s da distribuição acumulativa gaussiana $G(y(x_0)^*, \sigma_{SK}^2(x_0))$, que é conhecido como valor simulado;
- (5) O valor simulado é adicionado ao dado condicionado. Este é o principal objetivo da simulação sequencial: usar o valor simulado anteriormente como dado para que a covariância entre todos os demais valores simulados seja reproduzida;
- (6) Simular os demais nós sequencialmente, ou seja, todos os demais pontos da malha em ordem aleatória são visitados;
- (7) Inverter os valores simulados para o domínio original do dado (nesta etapa uma realização é gerada);

$$Z^s(x) = \varphi^{-1}(y_x^s). \quad (17)$$

- (8) Se o objetivo é gerar novas realizações, os passos 1 ao 5 devem ser revisitados.

A simulação estocástica produz modelos que honram os dados amostrados, o variograma e o histograma. Entretanto, vale ressaltar, que a etapa final tem caráter crucial na simulação. Ao impor o histograma original quando este é consideravelmente diferente se comparado com a distribuição Gaussiana simétrica, isso pode comprometer o modelo de variograma a ser reproduzido (AZEVEDO & SOARES, 2017). Outra importante etapa da SGS é a etapa (6), caso o novo ponto simulado aleatoriamente for nas proximidades de outro ponto já simulado, há o risco da reprodução de pequenas estruturas artificiais no modelo final. A Figura 26 apresenta um fluxograma do processo de SGS.

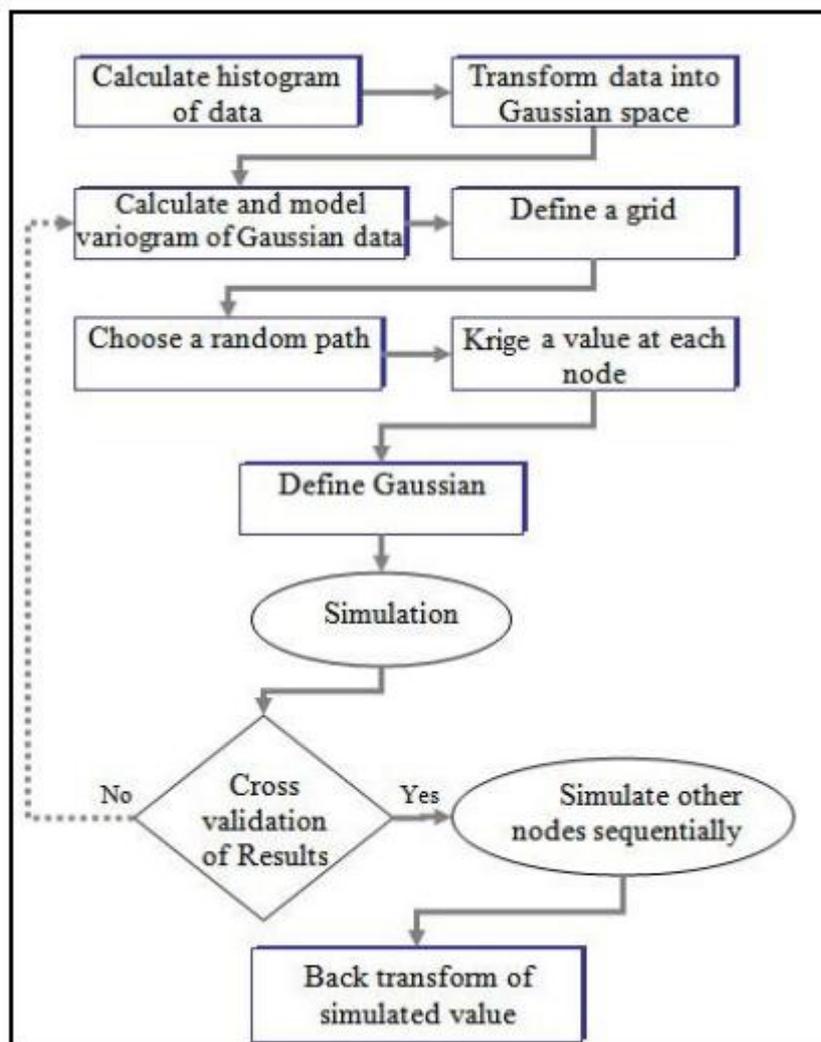


Figura 26: Etapas básicas do algoritmo de Simulação Sequencial Gaussiana (Deustch & Journel, 1992).

4 Materiais e métodos

Os dados utilizados neste trabalho foram fornecidos gratuitamente pelo Banco de Dados de Exploração e Produção - BDEP, da Agência Nacional de Petróleo (ANP) por meio de formulário de solicitação. O conjunto de dados solicitados compreende quinze poços e um volume sísmico de aproximadamente 100 km² de área. Os dados solicitados foram selecionados com base na ocorrência de coquinas na fase rifte do Campo de Linguado e de acordo com as regras estipuladas pela ANP quanto a quantidade máxima de dados que podem ser fornecidos para a elaboração de projetos de mestrado. A Figura 27 mostra a localização do volume sísmico solicitado e os poços utilizados.

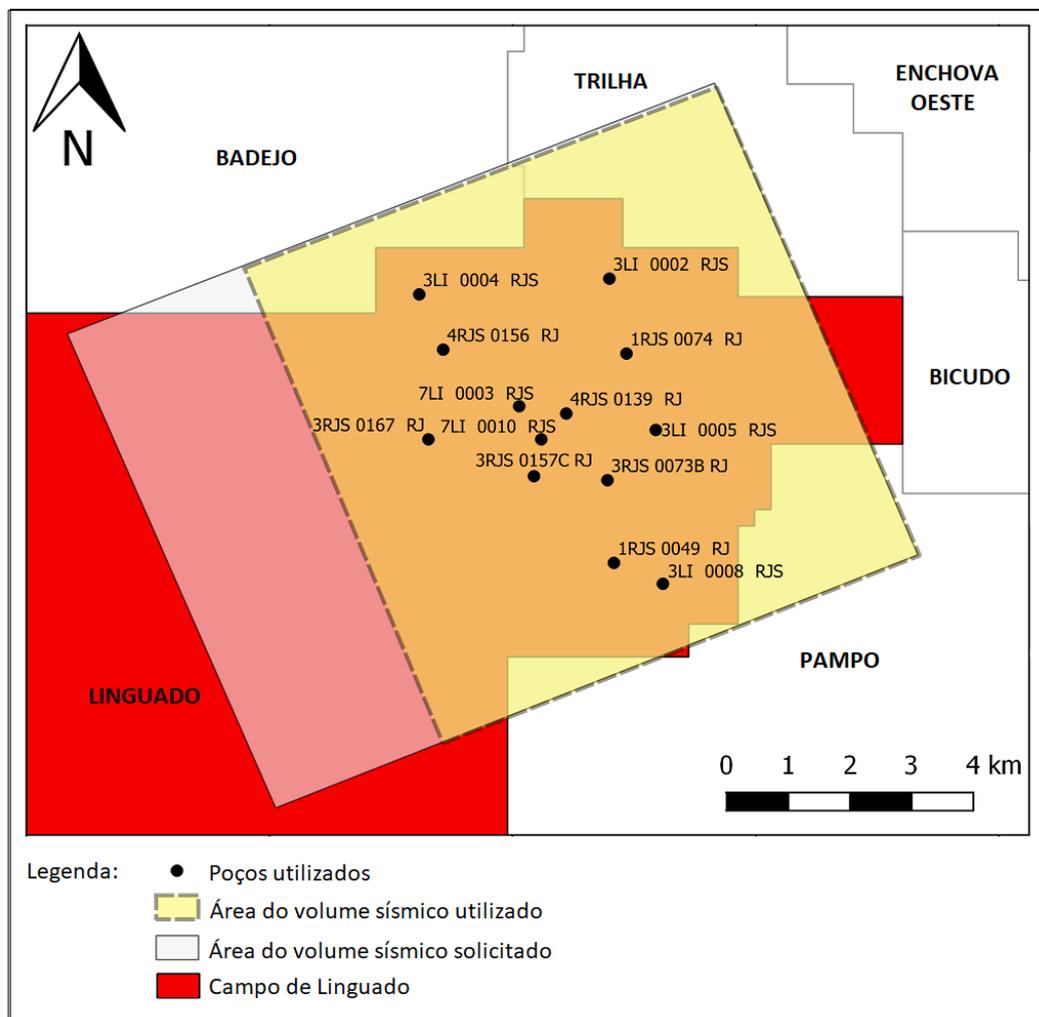


Figura 27: Mapa de localização dos dados utilizados no presente estudo.

Vale ressaltar, que nem todos os dados solicitados foram utilizados no projeto, por não atenderem aos requisitos básicos para serem empregados na

metodologia utilizada. Os requisitos para seleção dos poços foram: a revisão de trabalhos anteriores indicando a perfuração até o local de interesse (coquinas da Formação Coqueiros), a existência dos perfis de densidade, sônico, neutrão, raios gama e resistividade perfilados no intervalo de interesse e a sua localização na área do volume sísmico solicitado. De acordo com os critérios citados, dos quinze poços solicitados, foram selecionados treze poços, pois dois dos poços não possuíam os perfis citados acima no intervalo de interesse. A Tabela 1 mostra os nomes, a profundidade final, os perfis disponíveis e a funcionalidade dos treze poços.

Tabela 1: Informações relevantes sobre poços utilizados no trabalho

Poço	Prof. final (m)	Perfis disponíveis	Resultado
1-RJS-49-RJ	3200,0	CALI, GR, RHOB, SP, ILD, NPHI, DT	descobridor de campo com óleo
1-RJS-74-RJ	3194,0	CALI, GR, RHOB, SP, ILD, NPHI	produtor subcomercial de óleo
3-LI-2-RJS	3036,0	CALI, GR, RHOB, SP, NPHI, DT	extensão produtor de óleo
3-LI-4-RJS	3097,0	CALI, GR, RHOB, SP, LLD, NPHI, DT	extensão produtor de óleo
3-LI-5-RJS	3250,0	CALI, GR, RHOB, SP, ILD, NPHI, DT	extensão produtor de óleo
3-LI-8-RJS	3056,0	CALI, GR, RHOB, SP, LLD, NPHI, DT	Indefinido
3-RJS-157C-RJ	3250,0	CALI, GR, RHOB, SP, ILD, NPHI, DT	extensão produtor de óleo
3-RJS-167-RJ	3150,0	CALI, GR, RHOB, SP, ILD, NPHI, DT	extensão produtor de óleo
3-RJS-73B-RJ	3190,0	CALI, GR, RHOB, SP, ILD, NPHI, DT	extensão produtor de óleo
4-RJS-139-RJ	3177,0	CALI, GR, RHOB, SP, ILD, NPHI, DT	pioneiro adjacente, abandonado acidente mecânico
4-RJS-156-RJ	3014,0	CALI, GR, RHOB, SP, ILD, DT	descoberta de nova acumulação com óleo
7-LI-10-RJS	2936,0	CALI, GR, RHOB, LLD, NPHI, DT	desenvolvimento produtor de óleo
7-LI-3-RJS	3070,0	CALI, GR, RHOB, SP, ILD, NPHI, DT	desenvolvimento produtor de óleo

Legenda: CALI: caliper, GR: raios gama, RHOB: densidade, SP: potencial espontâneo, ILD LLD: resistividade profunda, NPHI: porosidade neutrônica, DT: sônico

O dado sísmico solicitado, compreende um volume sísmico pós-empilhamento migrado em tempo (PSTM) de 100 km² de área, que foi redimensionado, a fim de remover parte do dado com baixa resolução, dos quais aproximadamente 65 km² foram utilizados para o desenvolvimento deste trabalho. Este dado apresenta *inlines* de direção SW-NE e *crosslines* SE-NW, taxa de amostragem de 4ms e registro máximo de 3s. Outras informações a respeito do dado são mostradas na Tabela 2.

Tabela 2: Informações relevantes sobre o volume sísmico utilizado no trabalho

Volume sísmico	Proprietário	Área total (original)	Processamento	Ano
0265_PAMPO_LINGUADO_01A	PETROBRAS	267,69 km ²	Migração final	1999

O fluxo de trabalho proposto para a caracterização dos reservatórios carbonáticos aptianos da Formação Coqueiros no Campo de Linguado pode ser dividido em cinco etapas principais: (1) Interpretação sísmica usando o software Petrel (Schlumberger), com o mapeamento de horizontes e falhas e, posteriormente, para geração de um modelo estrutural na área de interesse; (2) Pré-condicionamento do dado sísmico, para aumentar a resolução sísmica e remoção de ruídos, com o objetivo final de obter um melhor resultado no processo de inversão; (3) Inversão acústica usando o método de inversão baseada no modelo (*based-model inversion*), do software Hampson-Russel (CGG), para converter o dado de amplitude sísmica em um modelo tridimensional de impedância acústica; (4) Modelagem de porosidade, realizada a partir do método geoestatístico de Simulação Sequencial Gaussiana com cokrigagem colocalizada. Esta etapa inclui o uso dos módulos de modelagem estrutural (*Structural Modeling*) e modelagem de propriedade (*Property Modeling*) do software Petrel (Schlumberger). Nesta etapa foram empregados o volume de impedância acústica, calculado na terceira etapa, e as curvas de porosidade, calculadas usando o software Techlog (Schlumberger), a partir da interpretação dos perfis de poços; (5) Caracterização dos reservatórios carbonáticos aptianos e geração do *geobody* (corpo geológico), utilizando como critério principal o contraste de porosidade das fácies. A Figura 28 mostra o fluxo de trabalho completo aplicado a este estudo.

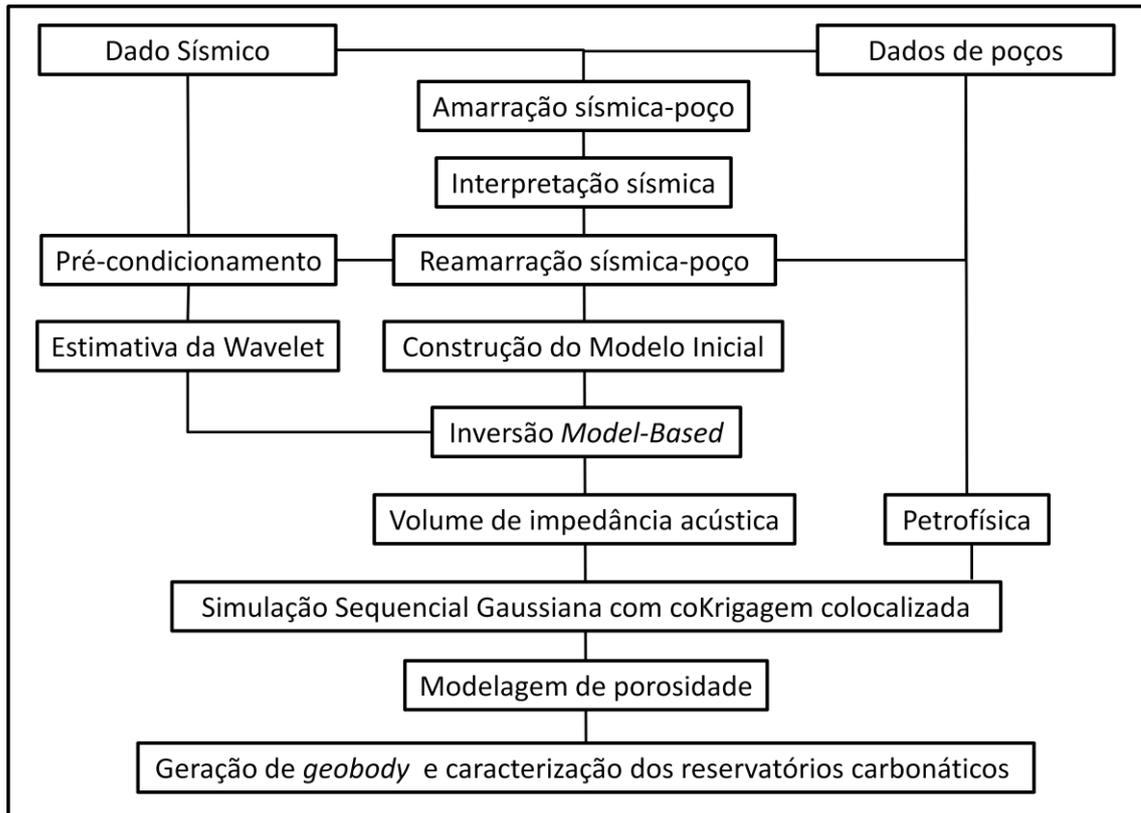


Figura 28: Fluxo de trabalho utilizado na caracterização dos reservatórios carbonáticos aptianos do Campo de Linguado.

Na primeira etapa foi feito o carregamento dos dados sísmico e poços, a princípio no Petrel, para avaliação da viabilidade do projeto. Foram inspecionados os arquivos LAS, *check-shot* (que correlaciona profundidade e tempo em alguns intervalos dos poços), os perfis compostos dos poços e o dado sísmico. Em seguida, foi realizada a amarração poço-sísmica e teve início a interpretação sísmica. Foram interpretados dois horizontes sísmicos nas *crossline* e *inline*, em um intervalo de 4 em 4 seções (isso corresponde a um intervalo de 100m em 100m). Esta interpretação teve como objetivo compreender melhor a morfologia da área em estudo e criar um modelo estratigráfico, que serviu de entrada para a criação do modelo inicial de impedância acústica para realizar a inversão sísmica. Concomitantemente, foi feita a interpretação das principais falhas do estágio rifte, com o objetivo de criar um modelo estrutural da área. Este modelo serviu para compreender a compartimentalização da área e também como *input* para a modelagem de porosidade.

Como ferramenta para auxiliar a interpretação dos horizontes sísmicos, e, principalmente, das falhas, foi usado o atributo TecVa sobre o volume sísmico original (Figura 29). Baseado no trabalho de Bulhões (2005), esse atributo sísmico transforma as amplitudes sísmicas em pseudo-relevos, o que ajuda na visualização e mapeamento dos principais horizontes e falhas. Vale enfatizar, que a interpretação sísmica foi realizada majoritariamente no dado sísmico em amplitude e sem o pré-condicionamento, sendo este atributo apenas usado como uma ferramenta de apoio.

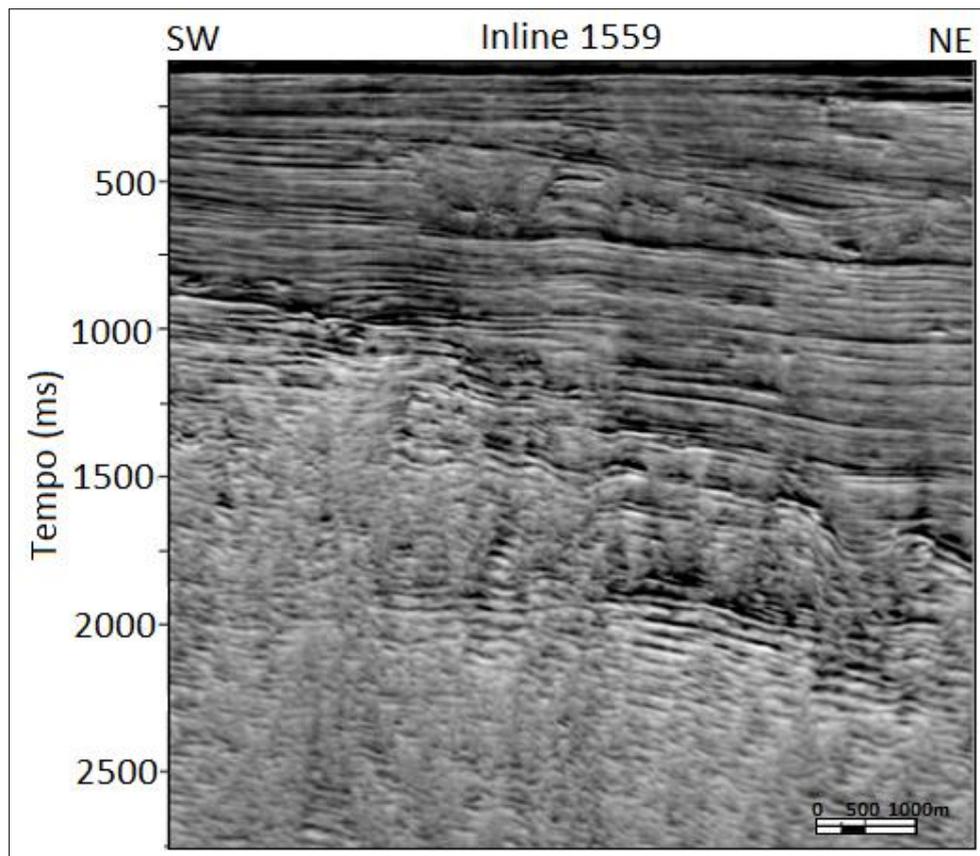


Figura 29: Atributo TecVA aplicado em uma seção sísmica.

Foi constatado uma queda das amplitudes sísmicas e perda de resolução causados principalmente pelos efeitos de atenuação, principalmente em maiores profundidades. A baixa resolução em parte do dado sísmico, não possibilitou a aplicação da metodologia, havendo a necessidade de descartar esta área.

A fim de melhorar a resolução sísmica e aumentar a razão sinal-ruído, antes de realizar a inversão sísmica e a modelagem de porosidade, foi aplicado um fluxo de pré-condicionamento do dado sísmico. Este fluxo foi dividido em três etapas: filtragem *curvelet*, aplicação do filtro inverso Q e filtro passa banda na faixa de 60Hz. A aplicação desse fluxo foi baseada no trabalho de Lupinacci *et al.* (2017).

Uma nova amarração sísmica-poço foi realizada no software Hampson-Russel. Nesta etapa foram utilizados como dados de entrada os horizontes topo e base do intervalo de interesse, os marcadores dos topos das formações interpretados nos perfis dos poços, os perfis sônicos e densidades, *checkshots* e o volume sísmico pré-condicionado. Esta etapa teve como objetivo correlacionar os perfis de poços em profundidade e o dado sísmico no domínio do tempo e aumentar o fator de correlação entre os dados sísmicos real e sintético no intervalo do Grupo Lagoa Feia. Em alguns poços foi necessário a remoção de picos anômalos nos perfis e a junção de diferentes corridas realizadas no mesmo poço.

A fim de aumentar o coeficiente de correlação na área de interesse, novos pulsos sísmicos foram estimados em intervalos limitados as proximidades do topo e da base do Grupo Lagoa Feia, com base nos marcadores cronoestratigráficos dos poços. A Figura 30 mostra a janela usada na re-amarração sísmica-poço, na qual podemos visualizar o traço sísmico real (*composite trace*) e o traço sísmico sintético (*synthetic trace*), com os horizontes sísmicos e os topos de formações dos poços interpretados. O traço sintético foi criado usando o modelo convolução da refletividade, calculada pelos perfis de velocidade compressional e densidade do poço, e o pulso sísmico extraído no intervalo de interesse. A amarração foi realizada com o cuidado de não fazer mudanças muito significativas na posição dos refletores, quando os traços sísmicos eram comprimidos (*squeeze*) e estendidos (*stretch*) para se obter o melhor ajuste, tendo como controle de qualidade a curva de desvio entre o perfil sônico medido e o perfil sônico calculado na amarração.

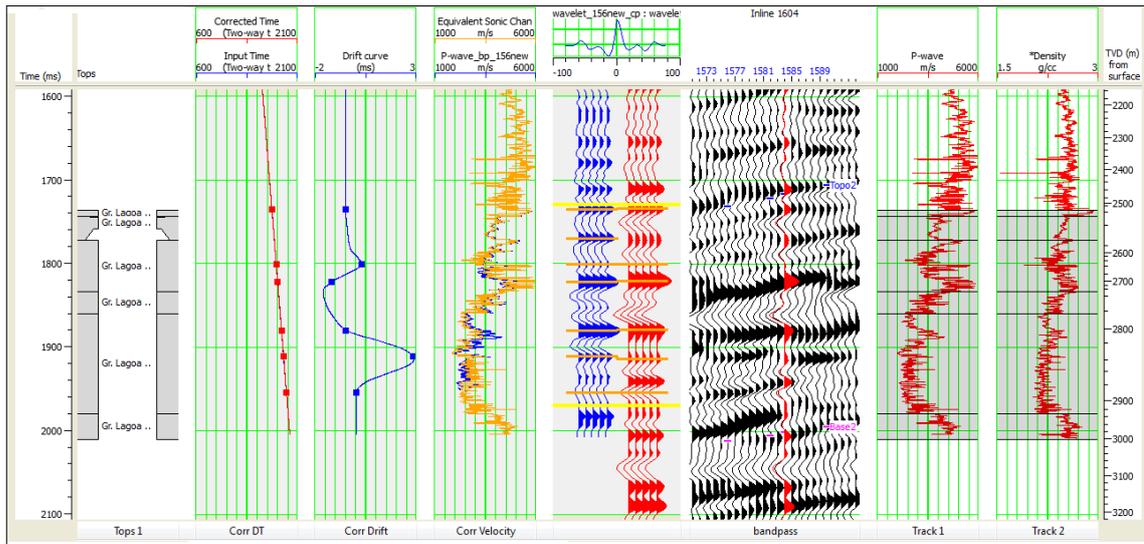


Figura 30: Janela de amarração de um dos poços à sísmica no *software* Hampson-Russell. Onde cada *track* corresponde a: intervalo de tempo (1), topo de formações (2), curva de sônico corrigida (3), curva de desvio (*drift*) entre o perfil sônico medido e o sônico calculado (4), amarração do traço sísmico sintético e o traço sísmico original (5), traços sísmicos, local de estimativa do pulso sísmico para amarração em vermelho, e horizontes topo e base interpretados anteriormente (6), perfil sônico medido (7), perfil densidade medido (8), profundidade em metros (9).

Para realizar a inversão sísmica, foi preferido utilizar um pulso sísmico de fase zero, que foi estimado a partir do espectro de amplitude do volume sísmico no intervalo de 0ms a 4500ms, que corresponde a todo o volume sísmico. Isto ocorreu porque os pulsos sísmicos estimados nos poços tiveram diferentes fases e, conseqüentemente, o pulso sísmico obtido pela média dos pulsos sísmicos dos poços, apresentou uma fase diferente de zero. A Figura 31 mostra o pulso sísmico que foi estimado e usado na inversão sísmica.

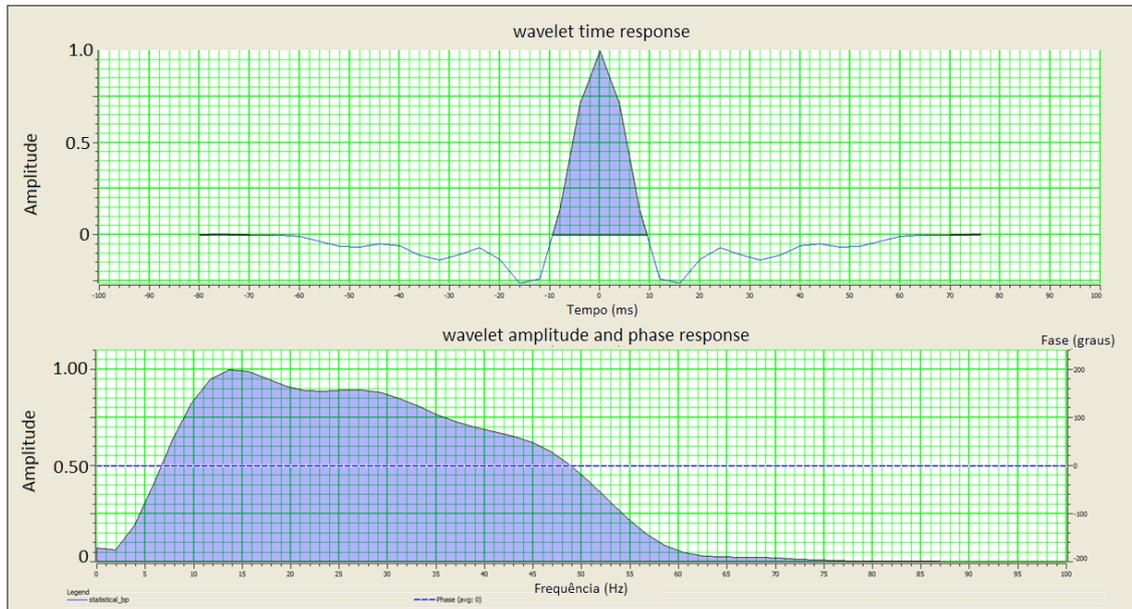


Figura 31: Wavelet extraída a partir do espectro de amplitude do volume sísmico pré-condicionado.

Para construir o modelo inicial de impedância acústica, o qual é um modelo suavizado contendo apenas as baixas frequências, foi utilizada a extrapolação dos perfis de impedância acústica calculados a partir dos poços, filtrados em até 15Hz para eliminar as frequências mais altas, tendo como guia as superfícies do topo e da base do Grupo Lagoa Feia. A Figura 32 mostra o modelo inicial na *inline* 1669. Este modelo foi usado como entrada no algoritmo de inversão. O poço 1-RJS-74-RJ foi retirado da construção do modelo inicial e usado como poço cego (*blind well*), para o controle de qualidade da análise do resultado da inversão sísmica.

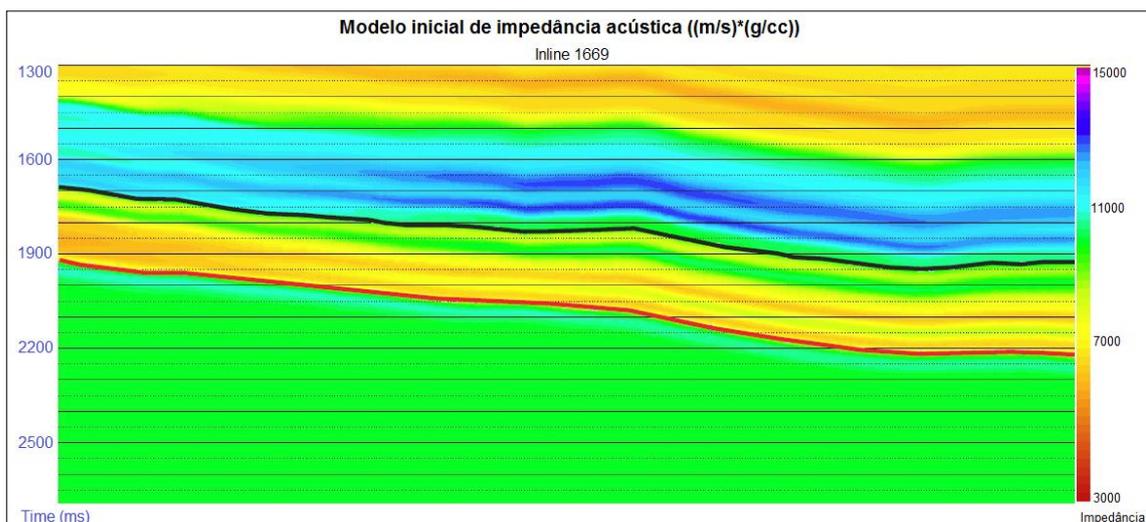


Figura 32: Modelo inicial de impedância acústica suavizado obtido a partir da interpolação dos dados de poços.

Após a construção do modelo inicial de impedância acústica e estimativa do pulso sísmico, foi iniciado o processo de inversão propriamente dito. O método utilizado foi a inversão baseada no modelo (*model-based inversion*) com o algoritmo Inversão Linear Generalizada (GLI - *generalized linear inversion*).

Antes de realizar a inversão em todo o dado sísmico, uma janela contendo os resultados das inversões somente nos poços é mostrada, com o objetivo de avaliar e ajustar os parâmetros de entrada. Além dos parâmetros já mencionados, o modelo inicial, o pulso sísmico e os horizontes mapeados, os outros parâmetros de entrada são o número de interações, que foi restringido a 100 interações; as variações mínimas e máximas permitidas dos valores de impedância acústicas, tendo como referências os valores dos perfis dos poços, além de uma janela de tempo, que foi limitada de 1300 a 2600 ms. A Figura 33 mostra uma janela de análise em um poço com os perfis de impedâncias acústicas real (azul), suavizado (preto) e invertido (vermelho), os traços modelados (vermelho) e reais (preto) e a diferença entre os traços modelados e reais.

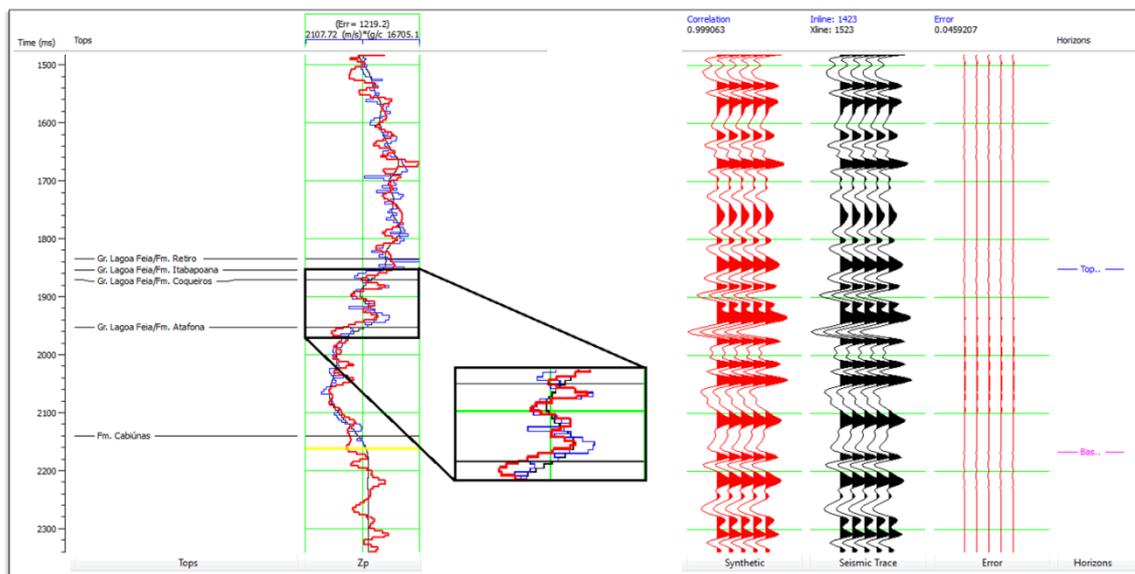


Figura 33: Janela de análise da inversão em um dos poços no Hampson-Russel com destaque para o intervalo da Formação Coqueiros.

A partir do resultado da inversão acústica foi possível a interpretação de três novos horizontes, que foram mapeados com base no contraste de impedância acústica. O primeiro horizonte mapeado representa o marcador estratigráfico LF-35, da base da sequência de coquinas. Os outros dois horizontes constituem os níveis

de coquinas inferior e superior. Devido aos problemas de resolução sísmica, esses horizontes não puderam ser mapeados diretamente do dado sísmico.

Após a obtenção do modelo geológico de impedância acústica, foi realizada a modelagem da porosidade dos reservatórios carbonáticos. Para isto, foi utilizado o método de Simulação Sequencial Gaussiana com a cokrigagem colocalizada (Nikravesch *et al.*, 2003), tendo o volume de impedância acústica como variável secundária.

Para a modelagem de porosidade no volume e análise do *net pay* nos poços, foram estimados o volume de argila, porosidade efetiva e saturação usando os perfis de raios gama, neutrão, densidade e resistividade.

A área de interesse, Grupo Lagoa Feia, é muito heterogênea, devido a ocorrência de intercalações de coquinas, folhelho, marga e siltito. Na estimativa do volume de argila foi usado o método de Clavier (1971), conforme a Equação (7).

O próximo passo na análise petrofísica foi utilizar os valores de V_{sh} para a estimativa da porosidade efetiva. Na maioria dos poços, o cálculo de porosidade efetiva foi feito usando a combinação dos perfis densidade e neutrão, com exceção o poço 4-RJS-156-RJ, que foi calculado apenas pelo perfil densidade, pois não apresentava o perfil neutrão. Os parâmetros de densidade do folhelho, densidade da matriz (carbonática), densidade do fluido (lama de perfuração), porosidade neutrônica do folhelho usados no cálculo da porosidade efetiva são mostrados nas tabelas a seguir (Tabela 3 e 4), que seguem os valores padrões obtidos empiricamente para cada um desses parâmetros e encontrados na literatura (GIRÃO, 2004).

Tabela 3: Parâmetros para cálculo de porosidade efetiva pelo método combinado

	RHOB_shale	RHOB_fluid	NPHI_shale
PHIE-ND	2.5	1	0.3

Tabela 4: Parâmetros para cálculo de porosidade efetiva por densidade

	RHOB_shale	RHOB_matrix
PHIE- D	2,5	2,71

Para cálculo de saturação de água foi utilizado o método de Archie (1942) com os parâmetros *default* fornecidos pelo Techlog: $a = 1$, $m = 2$ e $n = 2$, já que os

valores calculados pelo método *Pickett Plot* (PICKETT, 1966) em intervalos saturados de água apresentaram grande flutuabilidade dos valores encontrados. Na resistividade da água foi usado o valor de $R_w=0,05$, no qual foi estimado em uma zona de coquina limpa e 100% saturada com água.

Por fim, na análise dos poços foi obtido o *net-pay*, que corresponde a espessura de rocha reservatório saturada de hidrocarboneto, que pode ser produzida economicamente (SPE, *in* COSENTINO, 2001). Para a definição do *net-pay* no intervalo da Formação Coqueiros, foram utilizados os seguintes valores de *cut-off* : 6% para porosidade e 50% para saturação, valores típicos usados para rochas do Pré-sal.

Na modelagem estrutural foi definida a geometria do modelo estrutural a partir das coordenadas que limitam o volume de impedância acústica, as superfícies de topo do Grupo Lagoa Feia e do marcador estratigráfico LF-35 (base da sequência de coquinas) e as falhas interpretadas. Em seguida, foi realizada a modelagem de porosidade onde as porosidades efetivas calculadas nos poços foram dadas como variável primária, a ser modelada. Como os pontos amostrais são esparsos e irregulares foi preciso definir uma malha regular de pontos para a modelagem dos variogramas experimentais. Foi definido um modelo de variograma gaussiano (normal) para transformação da variável para uma distribuição gaussiana e a modelagem iterativa do variograma experimental. Nesta etapa, foi obtido o histograma de distribuição das porosidades amostradas usando o valor médio de porosidades. Este modelo foi ajustado até que fosse alcançado o maior número de combinações lineares de pares de amostras para melhor descrever a correlação espacial dos pontos amostrados. Para tal, foi definida a direção SW-NE como direção de menor variabilidade da Formação Coqueiros, paralela a direção das falhas regionais que cortam a bacia de Campos, como as que limitam o Alto de Badejo, e a direção NW-SE como a direção de maior variabilidade. Após a modelagem do variograma foi feita a estimativa da propriedade para inferir por interpolação os valores da porosidade efetiva para toda a área em locais não amostrados.

A Simulação Sequencial Gaussiana foi definida como o método usado na modelagem da propriedade petrofísica integrada com a cokrigagem colocalizada,

para melhor reproduzir a variabilidade do fenômeno modelado. Devido a baixa taxa de amostragem da porosidade, foi utilizado o volume de impedância acústica como variável secundária. Esta por sua vez, foi realizado o *upscale* do volume de impedância acústica para um segundo *grid* de amostragem, como a variável secundária, para ser correlacionada as células do *grid*, que já haviam sido populadas com a porosidade efetiva. Por meio de uma matriz correlação, foi estabelecido um coeficiente de correlação entre as duas propriedades. O resultado foi simulado para toda área do volume, onde maiores valores de porosidade estão correlacionados aos menores valores de impedância acústica. Ao final, foi obtido o modelo de porosidade para a Formação Coqueiros.

A partir do resultado da modelagem de porosidade, foi extraído um *geobody*, ou seja, um modelo de corpo geológico representativo das fácies de maior porosidade, a fim de individualizar os bancos de coquinas, no intervalo compreendido entre a base e o topo da Formação Coqueiros. Foi aplicado um *cut-off* de 13% a 30%, eliminando os intervalos com porosidades efetivas inferiores a 13%, e mantendo os intervalos de maior porosidade, que estariam associados as fácies com melhor qualidade de reservatório. Por fim, todos os dados foram integrados na caracterização dos reservatórios de coquinas do pré-sal no Campo de Linguado.

5 Resultados e discussões

Neste capítulo são apresentados os resultados e discussões das etapas da metodologia proposta para a caracterização dos reservatórios carbonáticos aptianos no Campo de Linguado. A Figura 34 mostra a localização das *inlines*, *crossline*, linha arbitrária e correlação de poços, que são mostrados os resultados e discussões neste capítulo.

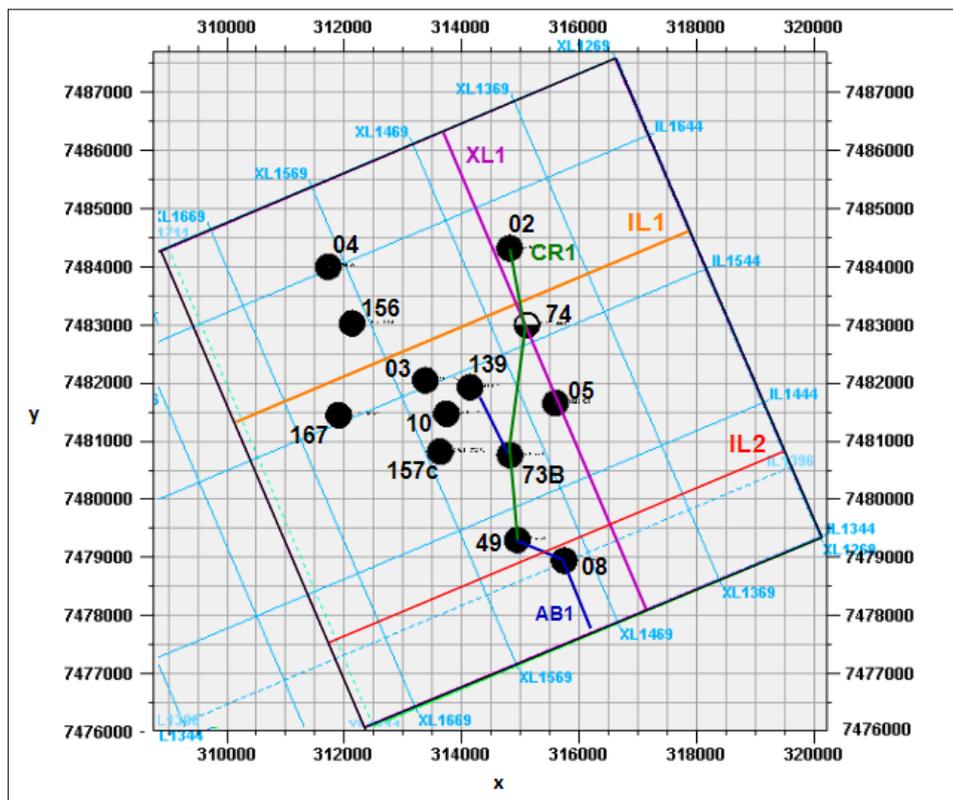


Figura 34: Mapa de localização dos dados apresentados no estudo. A área do cubo sísmico é representada pelo quadrado preto, os poços pelos círculos pretos, as linhas coloridas representam IL1 = *inline* 1570, IL2 = *inline* 1412, CR1 = *crossline* 1438, uma linha arbitrária AB1, e a correlação de poços CR1.

O primeiro passo foi o mapeamento das discordâncias topo do basalto e pré-evaporítica e as falhas no intervalo compreendido entre essas duas discordâncias. A discordância do topo do basalto é a interface que separa o topo da Formação Cabiúnas da base do Grupo Lagoa Feia, e a discordância pré-Evaporítica separa a base da Formação Retiro e o topo do Grupo Lagoa Feia. Estas interfaces são mostradas na *inline* 1570 (Figura 35). O refletor que corresponde ao topo dos basaltos apresenta amplitudes positivas baixas a altas, com baixa a alta continuidade lateral e terminação de truncamento erosivo na base, e abaixo deste refletor a sismofácies é caótica onde não é possível identificar mais nenhum refletor.

O refletor correspondente a discordância pré-Evaporítica (topo do Grupo Lagoa Feia) é caracterizado pela amplitude negativa de baixa a média amplitude, com pouca continuidade e aproximadamente plano-paralelo. Em termos de tempo geológico, as superfícies mapeadas limitam as sequências sismoestratigráficas compreendidas entre o início do Barremiano a 130 Ma e o final do Aptiano a 112,5 Ma, que englobam as fases rifte e pós-rifte da bacia.

As falhas foram mapeadas desde o embasamento econômico até a base da camada evaporítica. Após o mapeamento das discordâncias Topo Basalto e pré-Evaporítica e as falhas foi gerado um modelo estrutural em tempo, que é mostrado na Figura 366b. As superfícies deste modelo mostram um mergulho aparente para sudeste em direção ao depocentro da Bacia de Campos. As duas falhas de maior porte, uma na porção leste (AA') e outra na porção oeste (BB') (Figuras 36a e 36b), apresentam orientações aproximadamente N-S, diferentemente do que é reportado na literatura regional da Bacia de Campos, o que indica que essa orientação de falhas ocorre apenas localmente, no Campo de Linguado. Estas são falhas normais, em sua maioria sintéticas à Falha de Campos, embora também ocorram falhas antitéticas de menor expressão e menos frequentemente. A falha de maior dimensão localizada a leste (AA') divide o Grupo Lagoa Feia em um baixo estrutural a leste e um alto estrutural a oeste, estando localizados todos os poços solicitados neste alto estrutural.

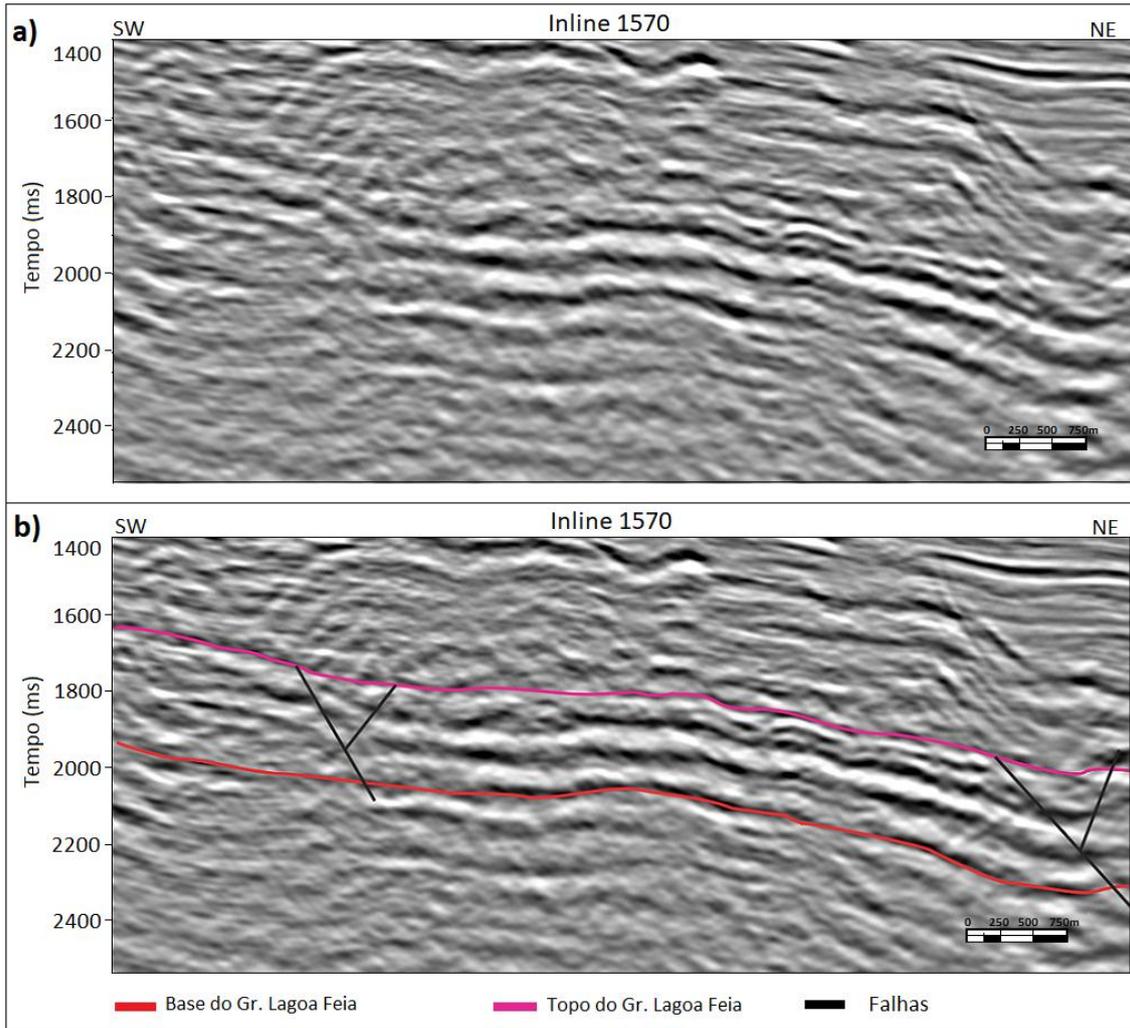


Figura 35: (a) Seção sísmica, *inline* 1570, sem interpretação; (b) seção sísmica, *inline* 1570, mostrando as discordância Topo Basalto (base do Grupo Lagoa Feia) e a discordância pré-Evaporítica (topo do Grupo Lagoa Feia) e as falhas no intervalo de interesse.

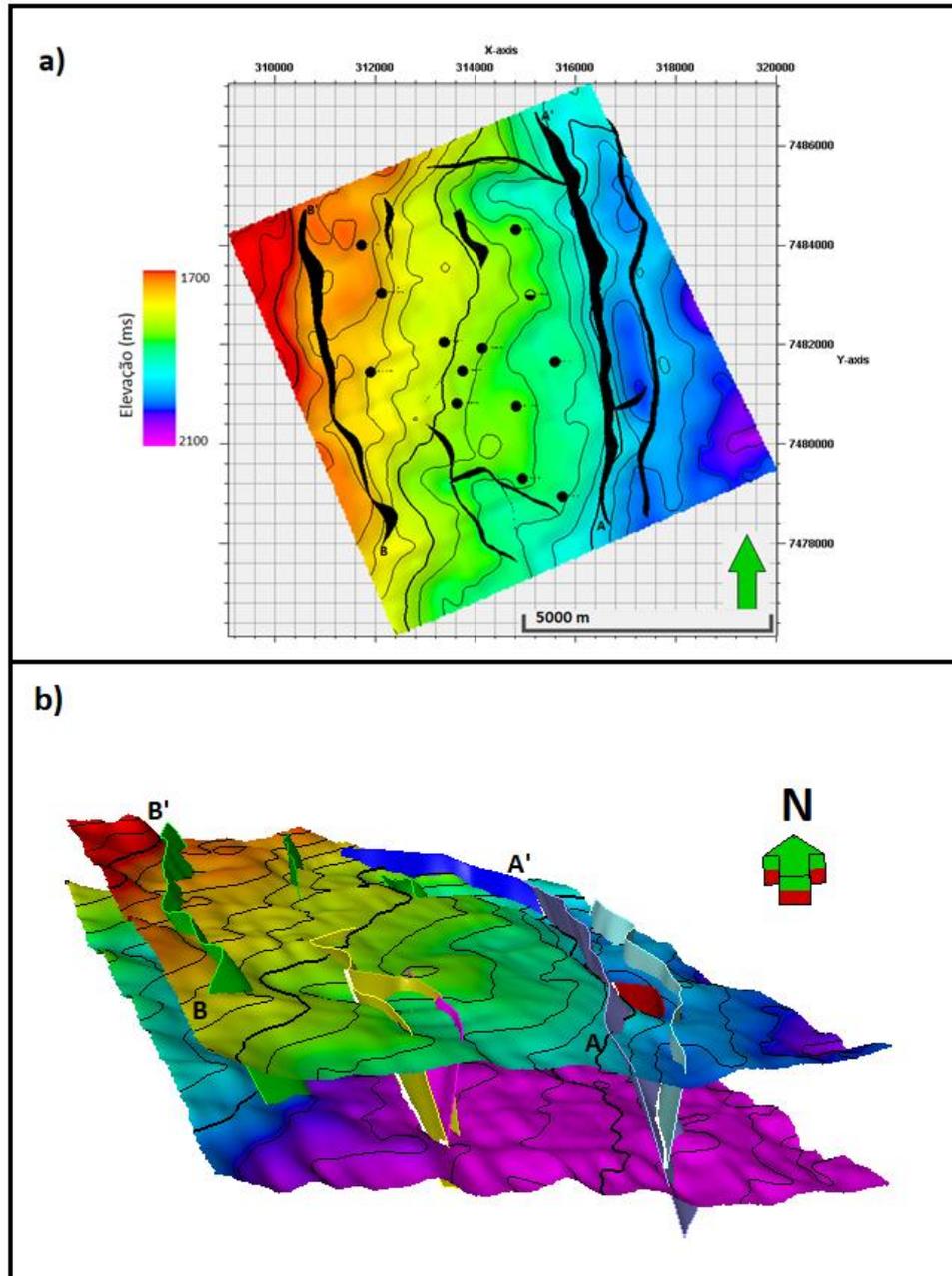


Figura 36: (a) Mapa de superfície da discordância pré-evaporítica (topo do Gr. Lagoa Feira) e (b) visão 3D dos horizontes topo e base do Gr. Lagoa Feira e falhas mapeadas que serviram de modelo estrutural para a inversão.

Em seguida, foi realizado um pré-condicionamento dos dados sísmicos, voltado para a inversão sísmica. O resultado desse pré-condicionamento é mostrado em uma seção sísmica (ver Figura 37), no qual se mostrou eficaz no aumento da resolução vertical e continuidade lateral dos eventos mais distantes da superfície, quando comparado ao dado sísmico original.

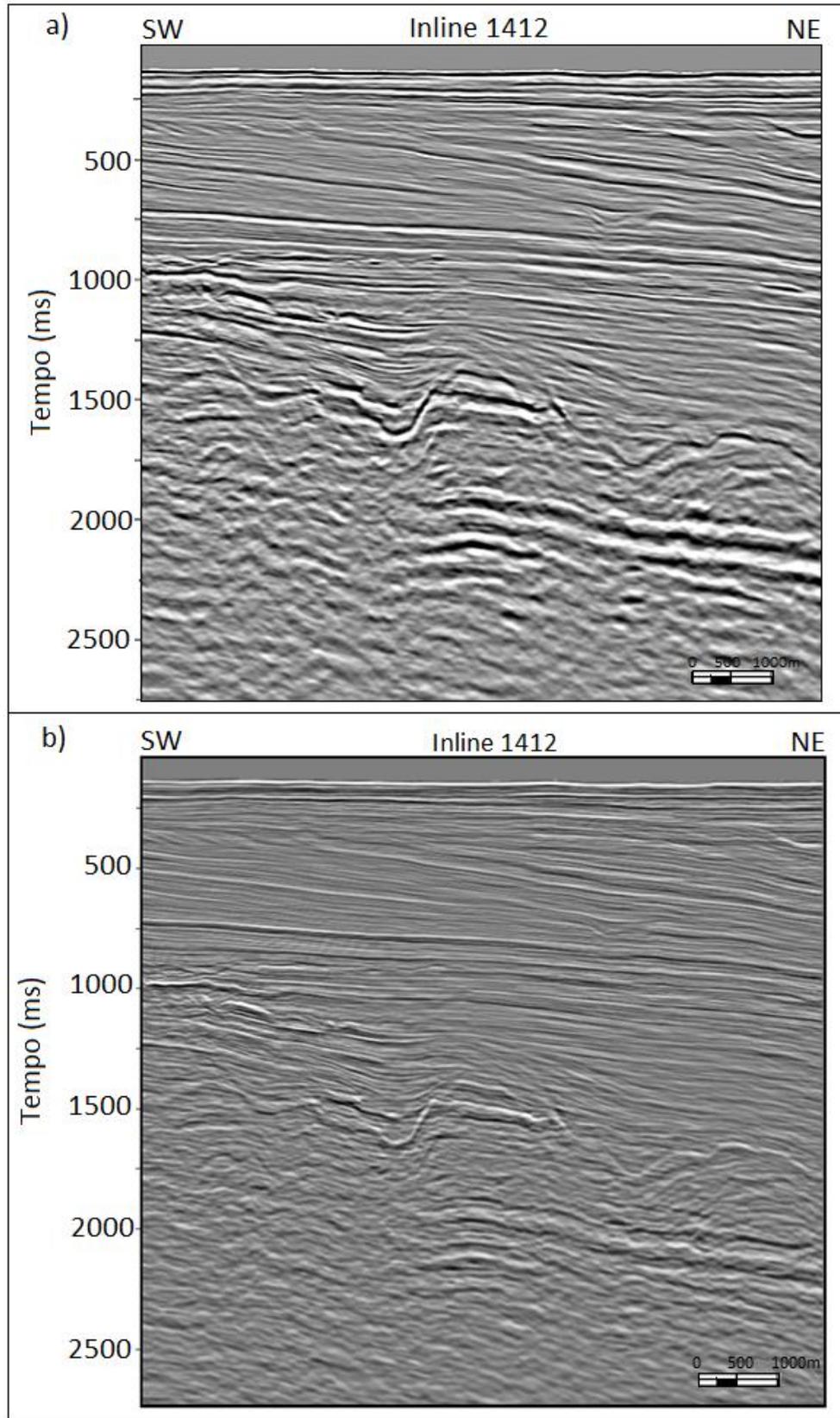


Figura 37: (a) Seção sísmica original, *inline* 1412; (b) sísmica pré-condicionada, *inline* 1412, usando a filtragem curvelet, filtro inverso Q e filtro passa banda em 60Hz.

Com o dado sísmico pré-condicionado foi realizado uma re-amarração dos poços no intervalo entre o topo e a base do Grupo Lagoa Feia. Os coeficientes de correlação, após a re-amarração, obtidos em cada um dos poços são mostrados na Tabela 5. Os treze poços utilizados apresentaram, em sua maioria, fatores de correlação superiores a 70%, o que é considerado bom para os padrões normalmente encontrados. Embora, um dos poços tenha apresentado um fator de correlação abaixo de 60%, este ainda foi considerado aceitável e também utilizado para a construção do modelo de impedância acústica de baixa frequência.

Tabela 5: Fatores de correlação

Poços	Fator de Correlação (%)
1-RJS-74-RJ	71
1-RJS-49-RJ	77
3-LI-2-RJ	72
3-LI-4-RJS	56
3-LI-5-RJS	76
3-LI-8-RJS	78
3-RJS-157C-RJ	85
3-RJS-167-RJ	63
3-RJS-73B-RJ	72
4-RJS-139-RJ	75
4-RJS-156-RJ	79
7-LI-10	85
7-LI-3	77

Após a re-amarração, a construção do modelo de baixa da impedância acústica, a estimativa do pulso sísmico, o ajuste do número de interações e dos valores de desvios aceitáveis de impedância acústica com relação aos valores dos perfis de poços, foi realizada a inversão sísmica. Os resultados em cada um dos poços são mostrados na Figura 38. A análise de incerteza da inversão mostrou um fator de correlação total superior a 99%. Pode-se notar uma boa correlação no intervalo de interesse entre as impedâncias dos perfis de poços e as impedâncias acústicas obtidas no volume de inversão sísmica.

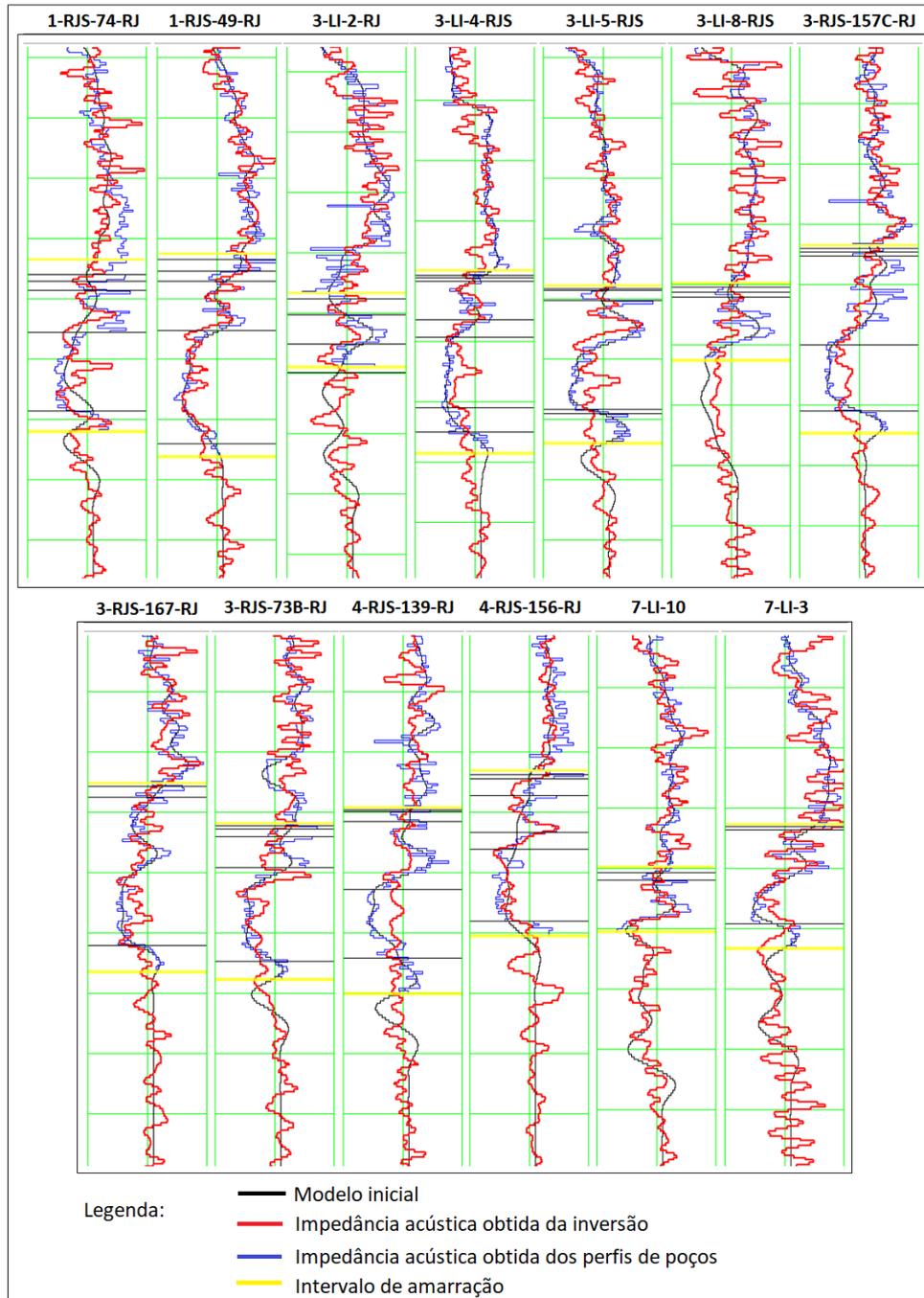


Figura 38: Resultados da inversão sísmica em cada um dos poços: impedância acústica obtida dos perfis de poços (curva azul), impedância acústica obtida da inversão (curva vermelha) e modelo de inicial de baixa frequência (curva preta).

Para a análise dos resultados da inversão é mostrada a *crossline* 1438 na Figura 39 e o modelo de impedância acústica obtido nesta *crossline* na Figura 40a. O intervalo de interesse é limitado pelos horizontes rosa e vermelho, que correspondem, respectivamente, ao topo e a base do Grupo Lagoa Feia. Neste intervalo, pode-se observar uma boa correlação entre a impedância acústica do poço 1-RJS-74-RJ, que foi usado como teste cego, e os valores obtidos da inversão

sísmica (Figura 40b), o que permite a validação e confiabilidade do modelo de impedância acústica estimado.

Uma linha arbitrária AB1 é mostrada na Figura 41 para ilustrar o modelo de impedância acústica obtido com a inversão sísmica. É notada uma boa correlação da impedância acústica com os dados dos perfis dos poços 3-RJS-73B-RJ, 1-RJS-49-RJ, 3-LI-8-RJS. Baixos valores de impedância acústica são observados em todo o intervalo do Grupo Lagoa Feia. Entretanto, os reservatórios carbonáticos aptianos, foco deste estudo, estão na parte superior do Grupo Lagoa Feia. Os contrastes de impedâncias, assim como os topos cronoestratigráficos fornecidos pelos dados de poços, permitiram a identificação e o mapeamento dos dois níveis de coquinas, como os reportados na literatura (SHALLER *et al.*, 1981; BAUMGARTEN, 1985), e alvos deste trabalho.

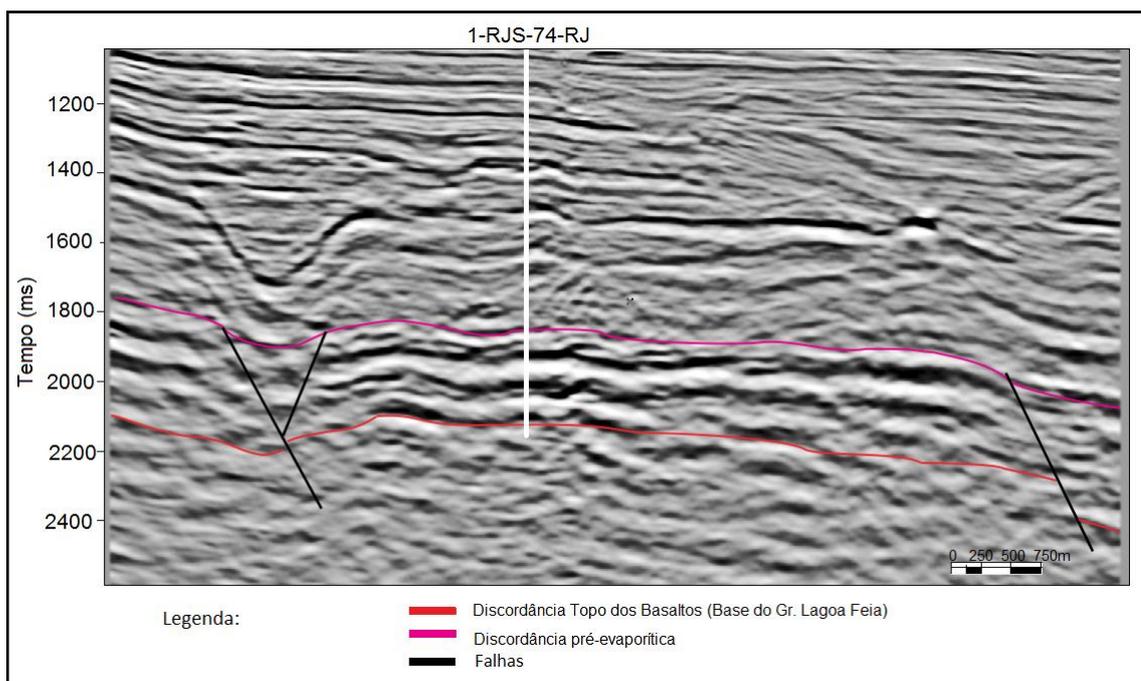


Figura 39: Seção sísmica original na *crossline* 1438 com o poço 1-RJS-74-RJ.

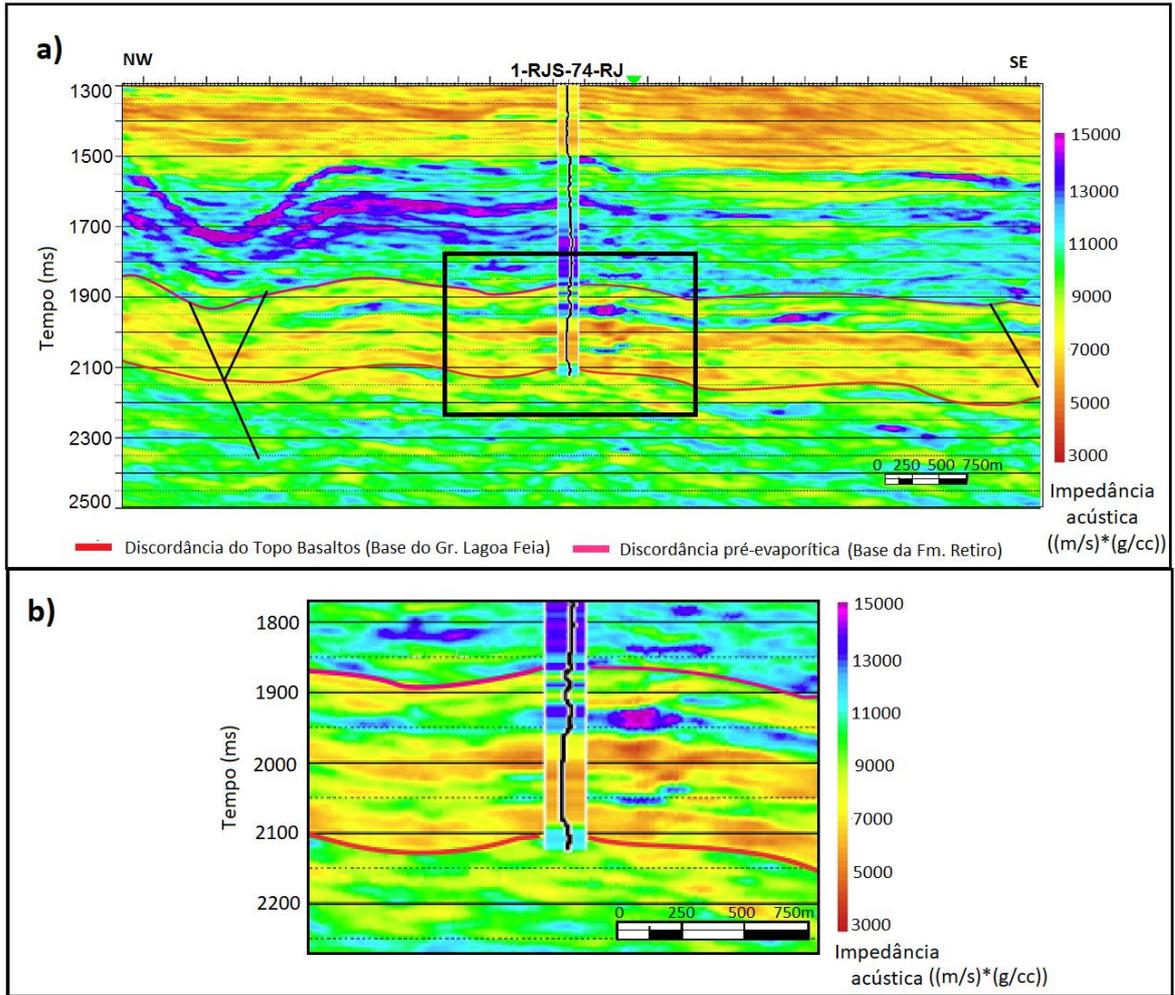


Figura 40: Resultado da inversão model-based na *crossline* 1438 e no poço 1-RJS-74-RJ. Destaque para a impedância obtida no poço cego; (b) Zoom da imagem a, para dar destaque a região do poço.

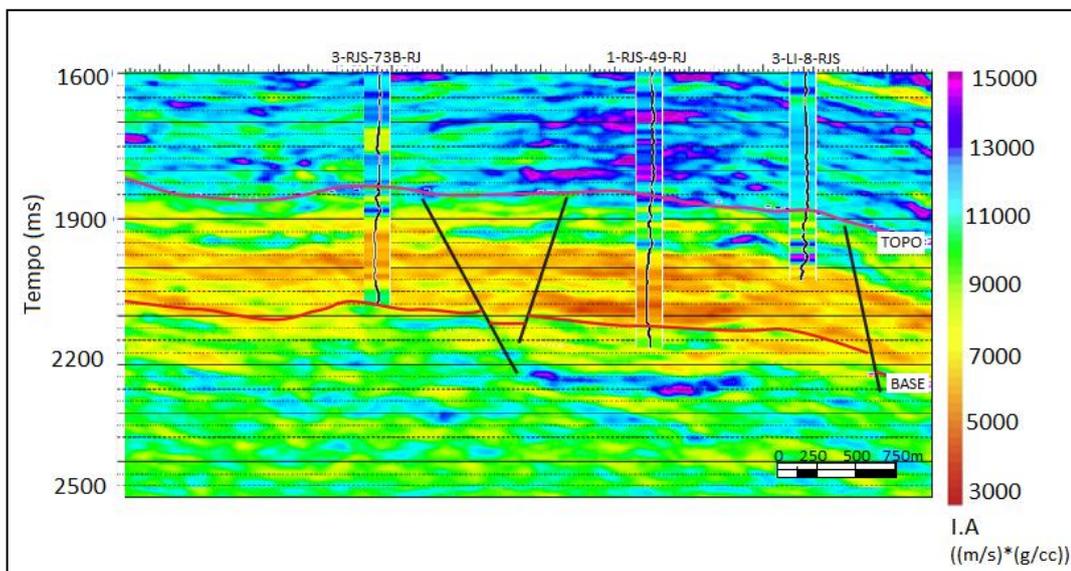


Figura 41: Linha arbitrária AB1 com os valores de impedância acústica, passando pelos poços 3-RJS-73B-RJ, 1-RJS-49-RJ, 3-LI-8-RJS.

A Figura 42 mostra os quatro novos horizontes mapeados após a inversão sísmica: topo e base da coquina inferior, e topo e base da coquina superior.

A base da coquina inferior corresponde a base da Formação Coqueiros (horizonte azul escuro). É identificada na literatura como o limite entre a sequência talco-estevensita e a sequência de coquinas, que também corresponde a discordância pré-Jiquiá. Para mapeá-lo foi observado um alto contraste de impedância acústica entre a porção superior da sequência talco-estevensita formada, normalmente, por siltitos e arenitos de pelóides de talco-estevensita, que apresenta baixos a médios valores de impedância acústica (valores de 5.000 a 11.000 $\text{m/s} \cdot \text{g/cm}^3$), em relação a porção basal da sequência de coquinas, que apresenta valores de impedância acústica consideravelmente mais baixos (valores de 7.700 a 6.000 $\text{m/s} \cdot \text{g/cm}^3$), que estarão associados a presença majoritária de coquinas de bivalves com finas intercalações de arenito e sedimentos argilosos como reportado por Schaller *et al.* (1981).

Na região acima da discordância pré-Jiquiá, que limita a base da coquina inferior, está depositada a sequência de coquinas da Formação Coqueiros. Neste intervalo, que vai desde o limite inferior da Formação Coqueiros até o seu limite superior, são observados três camadas distintas que podem ser individualizadas pelos altos contrastes de impedância, mostrando grande variabilidade vertical desta propriedade. Estes contrastes permitiram diferenciar e mapear mais dois novos horizontes, o topo da coquina inferior (horizonte verde) e a base da coquina inferior (horizonte laranja). Esses horizontes dividem duas fases deposicionais distintas, separadas pela deposição do folhelho Jiquiá (Horschutz *et al.*, 1990). A coquina inferior corresponde a uma camada espessa que apresenta baixos valores de impedância acústica (tons de vermelho e amarelo), que contrastam com os altos valores da camada superior, que varia de 9.000 e 14.000 $\text{m/s} \cdot \text{g/cm}^3$ (tons de verde e azul) e corresponde aos sedimentos finos do folhelho Jiquiá. A coquina superior apresenta mais baixos valores de impedância, em torno de 3.000 e 7.000 $\text{m/s} \cdot \text{g/cm}^3$, se comparado ao folhelho Jiquiá em sua base, porém corresponde a uma camada consideravelmente mais delgada que a coquina inferior.

Um último horizonte foi mapeado, que limita o topo da coquina superior, caracterizado pela discordância pré-neo-Alagoas do fim da fase rifte, e corresponde

ao topo da Formação Coqueiros. Este horizonte separa a sequência de coquinas da sequência clástico-evaporítica, e foi identificado pelo contraste de impedâncias que limitam a coquina superior do início da fase pós-rifte. No intervalo compreendendo o segundo nível de coquina (coquina superior) até o topo do Grupo Lagoa Feia (horizonte rosa), notam-se duas camadas de baixos valores de impedância separadas por valores de impedância acústica ligeiramente mais altos especialmente em tons de verde, que variam de 9.000 a 11.000 $\text{m/s} \cdot \text{g/cm}^3$. Estes valores de impedância estariam associados a discordância que marca o início da sedimentação da sequência clástica-evaporítica, composta de depósitos clásticos de leques aluviais nas porções proximais, compreendida entre os horizontes topo da Formação Coqueiros e base da Formação Retiro, seguidos de uma camada de sal (DIAS *et al.*, 1988).

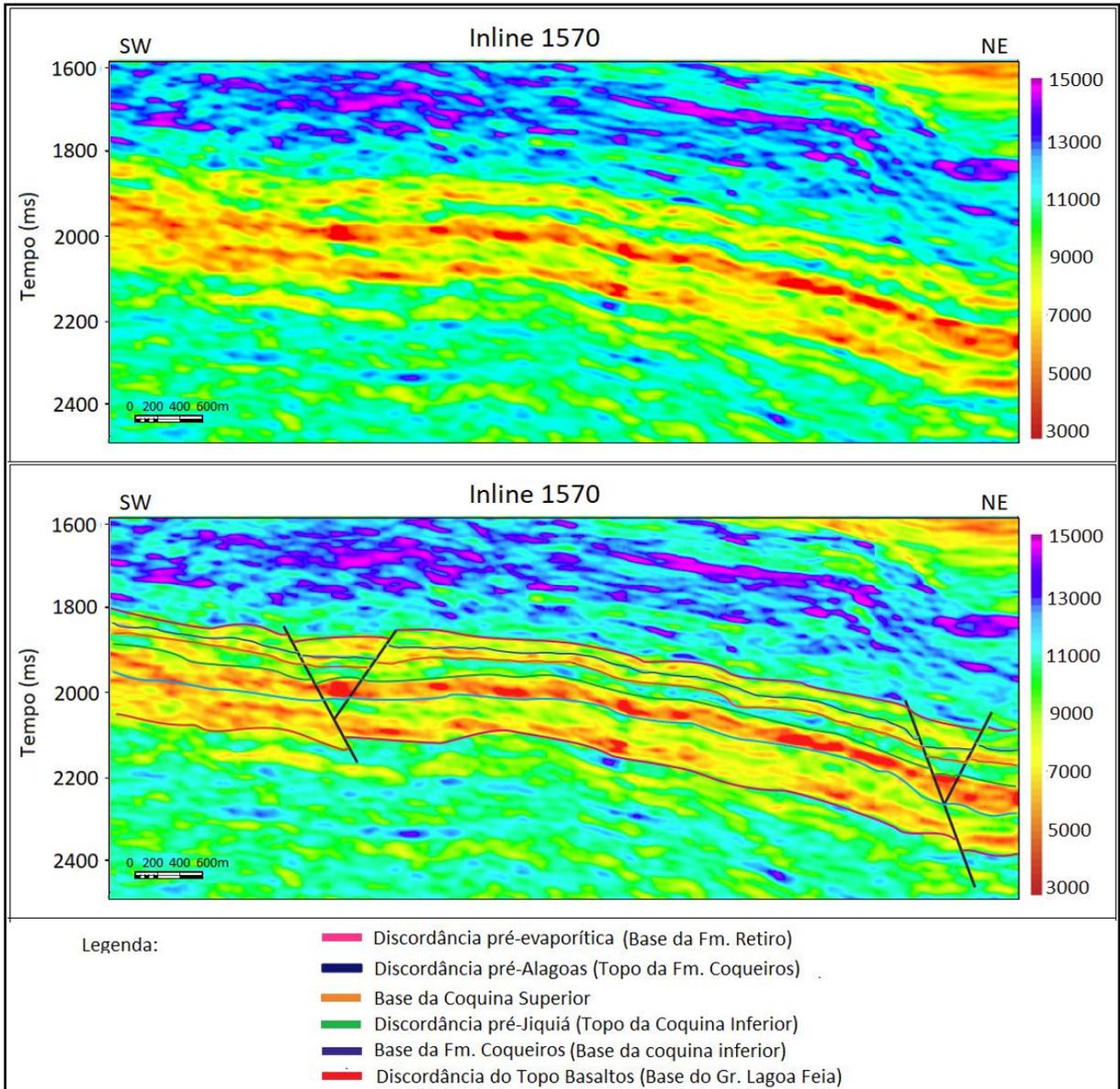


Figura 42: *Inline* 1570 com resultado da inversão acústica. Os novos horizontes mapeados correspondem a topo e base da coquina inferior e topo e base da coquina superior.

As informações descritas nos perfis compostos dos poços mostram que as fácies carbonáticas da coquina inferior são compostas principalmente por coquinas pura (*rudstones* e *grainstones* bioclásticos) com poucas intercalações de folhelho, e, ainda menos frequente, *mudstones*, siltito e marga. Já a coquina superior é composta por coquina com bastante intercalações de marga e, em menor frequência, *grainstones*, *packstones*, *wackstones*, arenito, conglomerado, folhelho e siltito. As fácies depositadas abaixo da Formação Coqueiros, entre a discordância pré-Jiquiá e o topo dos basaltos, são compostas principalmente por arenito, siltito, *wackstones* e com finas intercalações de *mudstones*, folhelho e conglomerado.

Vale ressaltar, que de acordo com as informações dos perfis compostos dos poços não foi relatado a perfuração de rochas da Formação Macabu na fase sag. Visto isto, foi descartada a presença dos reservatórios carbonáticos estromatolíticos na área de estudo. Estes, que possivelmente teriam a mesma resposta de impedância acústica que as coquinas, constituem outro alvo exploratório do pré-sal nas Bacias de Campos e Santos.

Os valores da impedância acústica sobre a superfície do topo da coquina inferior é mostrado na Figura 43a. Este mapa mostra, que no geral, as fácies reservatórios, onde os poços foram perfurados, estão nas regiões de menores valores de impedância acústica. Na Figura 43b são mostrados os valores de impedância acústica sobre o topo da superfície da coquina superior. Pode-se notar neste mapa que os valores de impedância acústica são maiores aos obtidos sobre o topo da coquina inferior (Figura 43a).

O mapa com os valores da impedância acústica sobre o topo do Grupo Lagoa Feia (Figura 44) mostra altos valores desta propriedade, o que está associado as fácies da sequência evaporítica, que corresponde ao selo desses reservatórios. Segundo as informações obtidas de perfil composto dos poços, a espessura da camada evaporítica não ultrapassa os 20 metros em nenhum dos poços utilizados no projeto. No poço 3-LI-2-RJS, a seção evaporítica está ausente, o que pode indicar a ausência de selo ou que o selo é o carbonato albiano bastante dolomitizado da base da Formação Quissamã. Em alguns poços, como citado anteriormente, isto pode também indicar a ausência de um reservatório no topo da coquina de nível superior, apesar de ser notado, que na região próxima a esse poço, apresenta baixos valores de impedância acústica, indicando a possibilidade de fácies mais porosa.

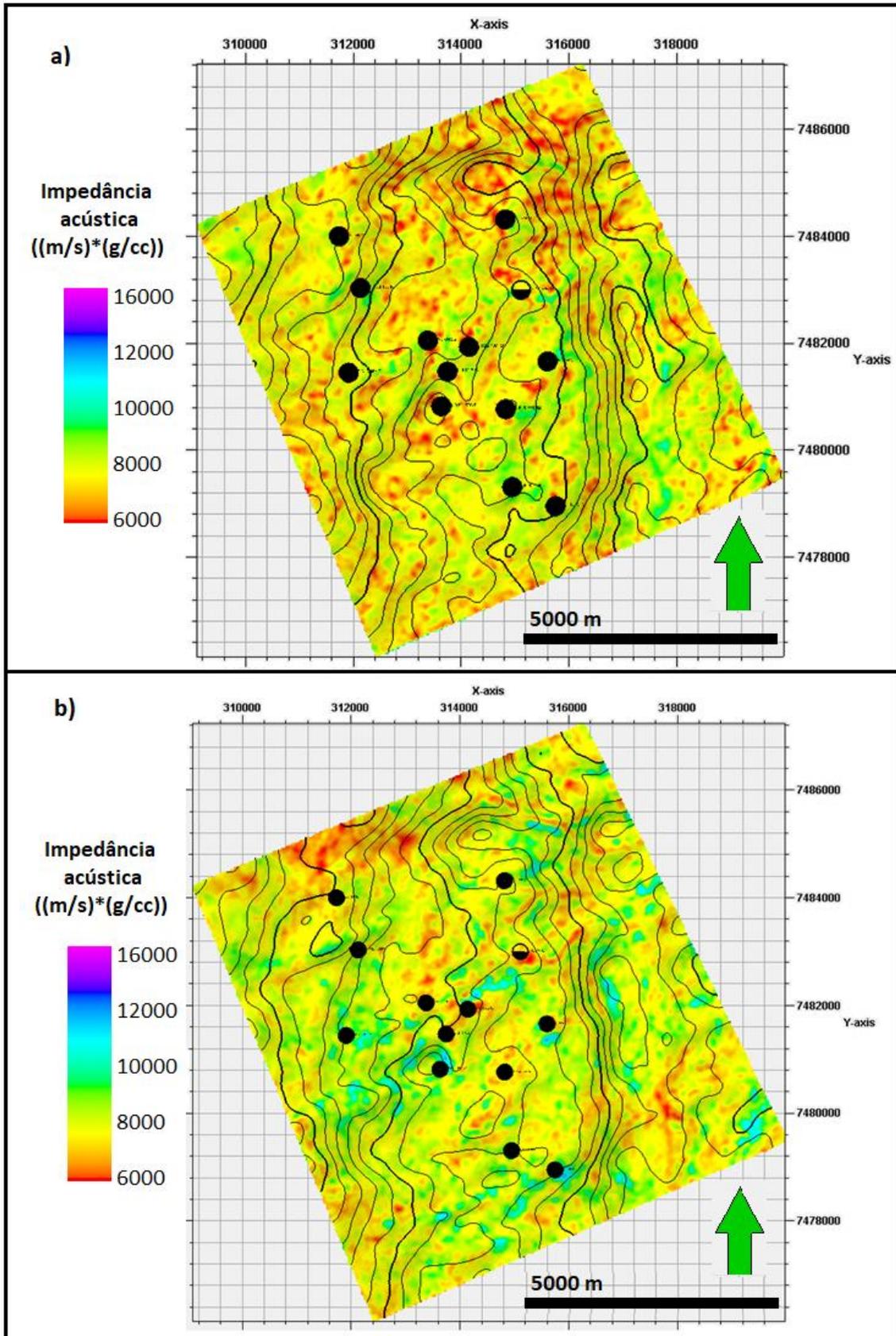


Figura 43: Mapas com os valores de impedância acústica sobre os topos das superfícies correspondentes a coquina inferior (a) e a coquina superior (b).

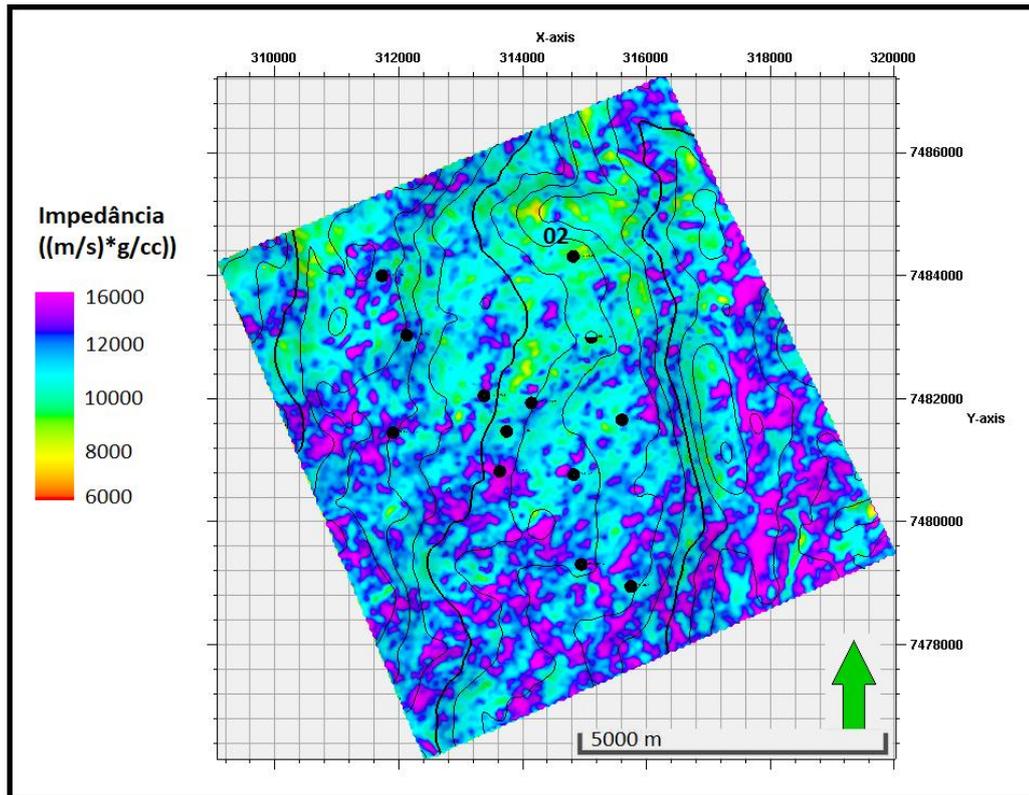


Figura 44: Mapa com os valores de impedância acústica sobre o topo do Grupo Lagoa Feia, base da sequência evaporítica.

Foram calculadas as propriedades petrofísicas: volume de argila, porosidade efetiva e saturação de água nos perfis de poços e o *net-pay* na Formação Coqueiros em todos os poços. Para exemplificar estes resultados e discussões são mostrados os perfis dessas propriedades estimadas nos poços 3-LI-02-RJS, 1-RJS-49-RJ e 1-RJS-74-RJ (Figura 45, Figura 46 e Figura 47, respectivamente). Com base na interpretação dos perfis de poços, foram observados baixo conteúdo de argila (pouca presença de margas, folhelhos e *mudstones*) e altos valores de porosidade efetiva no nível de coquina inferior, em especial nas porções mais basais, onde apresentam em média porosidades de 15%, e podem atingir um valor máximo de 30%. Este nível apresenta considerável espessura (*gross*) de rocha, com uma média de 100m na maioria dos poços analisados, como por exemplo no poço 3-LI-2-RJS (Figura 43). Neste intervalo, também é onde são observadas as maiores espessuras de *net-pay*, como exemplo mostrado no poço 1-RJS-49-RJ (Figura 47). No intervalo de coquina inferior é reportado a maior ocorrência de coquinas puras (*rudstones* e *grainstones* bioclásticos) por Castro *et al.* (1981). Estas constituem as fácies de mais alta energia e representam o principal reservatório do intervalo analisado.

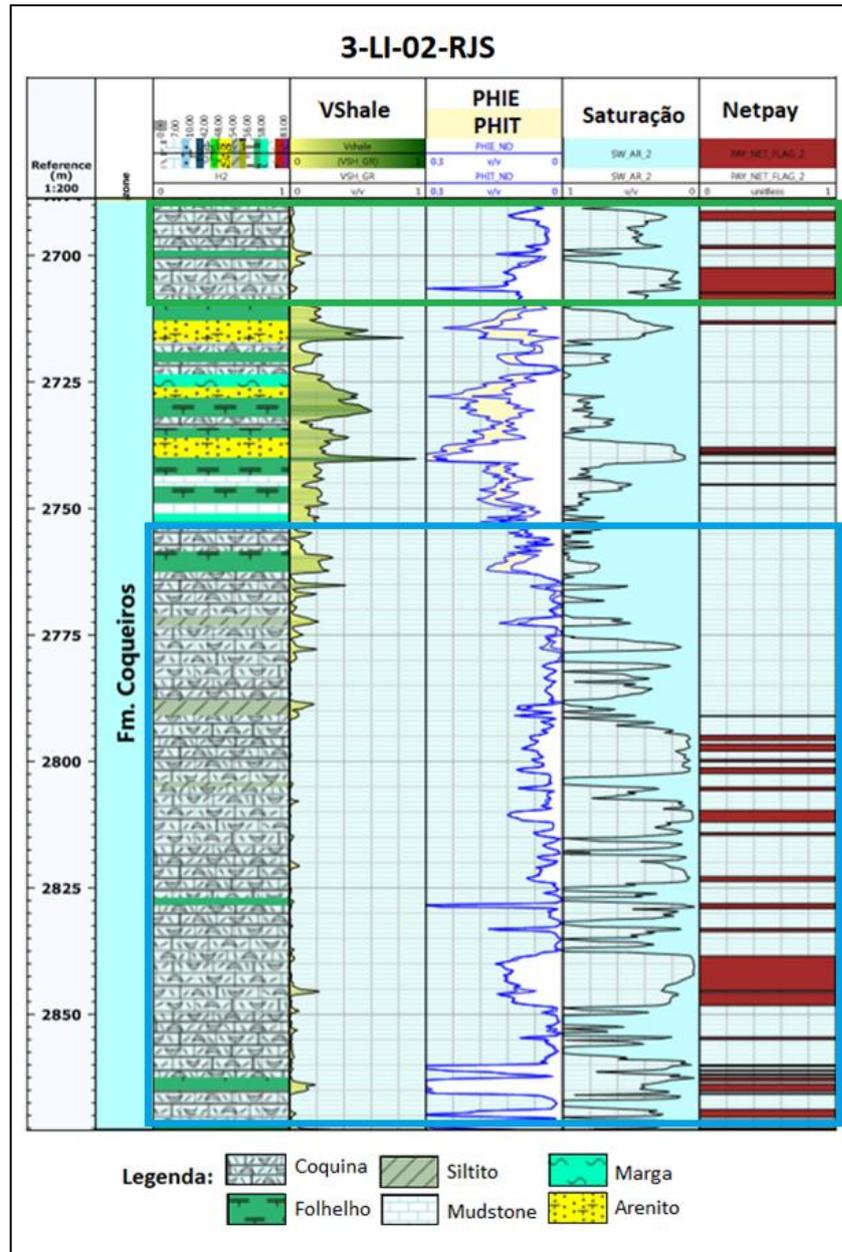


Figura 45: Análise petrofísica no poço 3-LI-2-RJS. *Track 1*: Formação Coqueiros; *track 2* fácies interpretadas; *track 3*: volume de argila (VShale); *track 4*: porosidade total (PHIT) e porosidade efetiva (PHIE); *track 5*: saturação de água; *track 6*: *net-pay*, Coquina superior: retângulo verde, coquina inferior: retângulo azul.

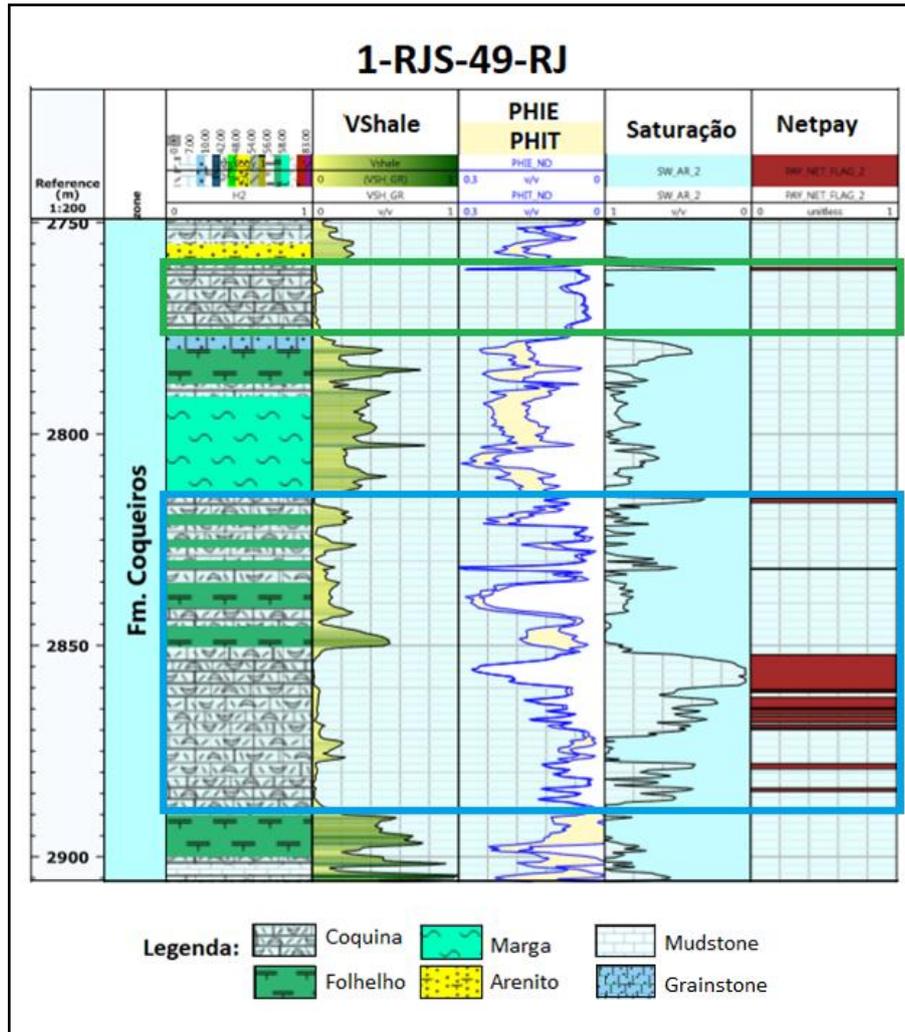


Figura 46: Resultado da análise petrofísica no poço 1-RJS-49-RJ. *Track* 1: Formação Coqueiros; *track* 2 fácies interpretadas; *track* 3: volume de argila (VShale); *track* 4: porosidade total (PHIT) e porosidade efetiva (PHIE); *track* 5: saturação de água; *track* 6: *net-pay*, Coquina superior: retângulo verde, coquina inferior: retângulo azul.

A coquina superior apresentou uma porosidade efetiva média 12% e em alguns poços a porosidade é quase nula, como é o caso do poço 1-RJS-74-RJ (Figura 47). A espessura de rocha reservatório (*gross*) é consideravelmente menor, que a observada na coquina inferior, não alcançando valores superiores a 30 metros. A coquina superior também é mais heterogênea, quando comparada a coquina inferior, apresentando numerosas intercalações de sedimentos clásticos e níveis argilosos, o que resulta em reservatórios com características permoporosas inferiores. Neste intervalo, o *net-pay* apresenta pouca espessura e é ausente em alguns poços. Segundo Bizotto (2014), a coquina superior não constitui um importante alvo exploratório, devido à presença de muitas fácies argilosas como

packstones e *wackstones*, fácies depositadas em ambiente de moderada a baixa energia, que funcionam como barreira ao fluxo de fluidos.

A heterogeneidade vertical observada ao longo da Formação Coqueiros é resultado de diversos pequenos ciclos deposicionais de *shallowing upward* (raseamento ascendente), que compõem cada uma das duas fases deposicionais dos dois níveis de coquinas, o que reflete o aumento contínuo da energia no ambiente deposicional, e culminam na deposição de coquinas no topo de cada fase (Bizotto, 2014).

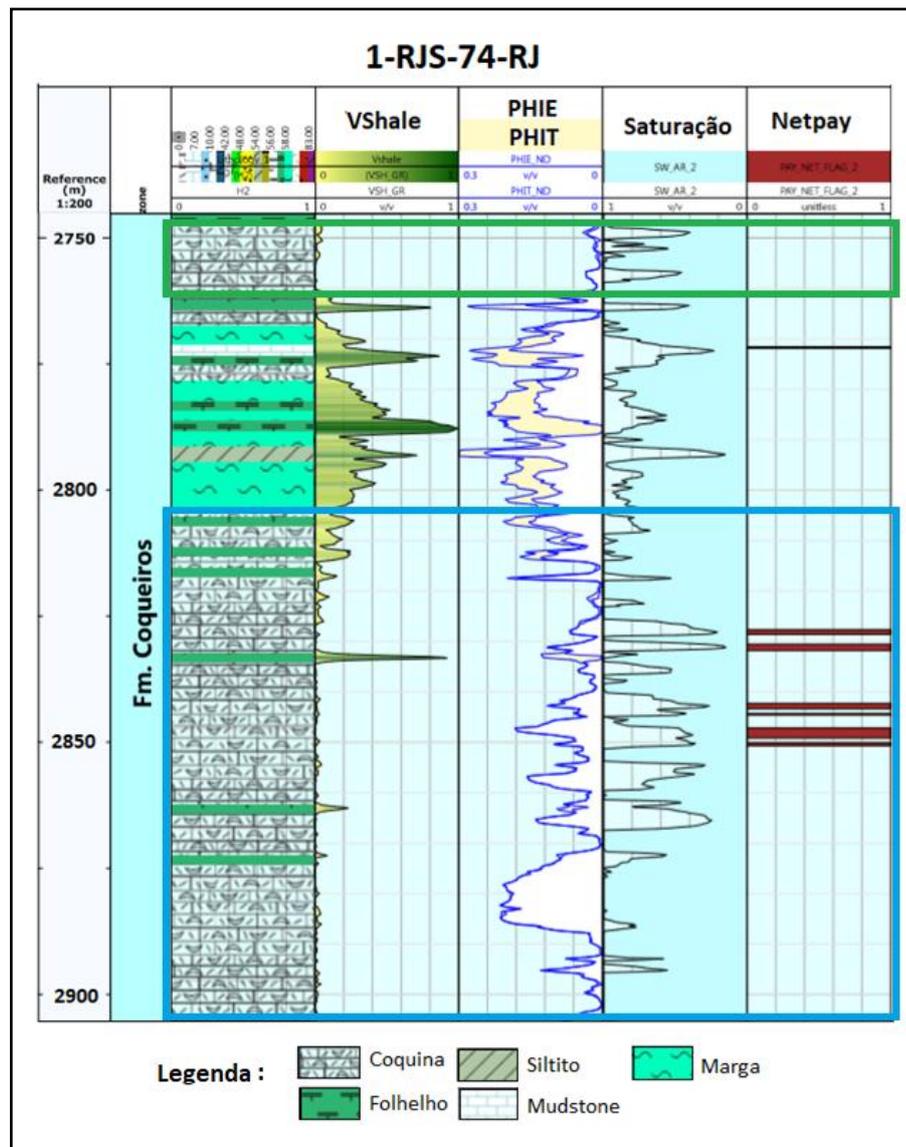


Figura 47: Resultado da análise petrofísica no poço 1-RJS-74. *Track* 1: Formação Coqueiros; *track* 2: fácies interpretadas; *track* 3: volume de argila (VShale); *track* 4: porosidade total (PHIT) e porosidade efetiva (PHIE); *track* 5: saturação de água; *track* 6: *net-pay*, Coquina superior: retângulo verde, coquina inferior: retângulo azul.

A Figura 48 mostra a correlação dos poços 3-LI-02-RJS, 1-RJS-74-RJ, 3-RJS-73B-RJ e 1-RJS-49-RJ (linha CR1 mostrada na Figura 34). Nesta imagem, ao longo da Formação Coqueiros é notada a redução do conteúdo de sedimentos clásticos mais grosseiros, como arenito, a partir do poço 3-LI-02-RJS, e o aumento de intercalações de margas e folhelhos, em direção ao poço 1-RJS-49-RJ. Isso pode indicar que o primeiro poço foi perfurado nas proximidades de uma borda de falha, que apresentava tectonismo contemporâneo a sedimentação, e que no último poço, durante a sedimentação da sequência de coquinas havia maior profundidade da coluna d'água e menor atividade tectônica.

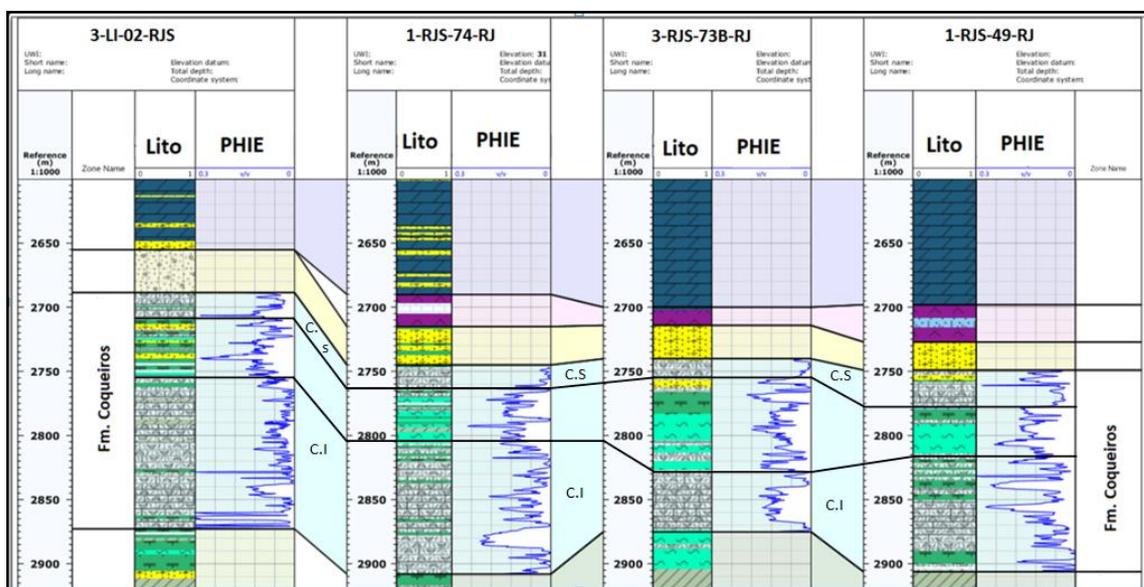


Figura 48: Correlação dos poços 3-LI-2-RJS, 1-RJS-74-RJ, 3-RJS-73B-RJ e 1-RJS-49-RJ com destaque a Formação Coqueiros. C.I: coquina inferior, C.S: coquina superior.

Após a análise dos perfis de poços, teve início a modelagem de porosidade. Para isto, foi construído um modelo estrutural usando as superfícies pré-Jiquiá (que limita a base da sequência de coquinas) e o topo do Grupo Lagoa Feia (discordância pré-Evaporítica) e as falhas mapeadas desde o embasamento até a discordância pré-Evaporítica. Este modelo foi dividido em 10 camadas, formando um *grid* para ser preenchido com os valores de porosidade (Figura 49).

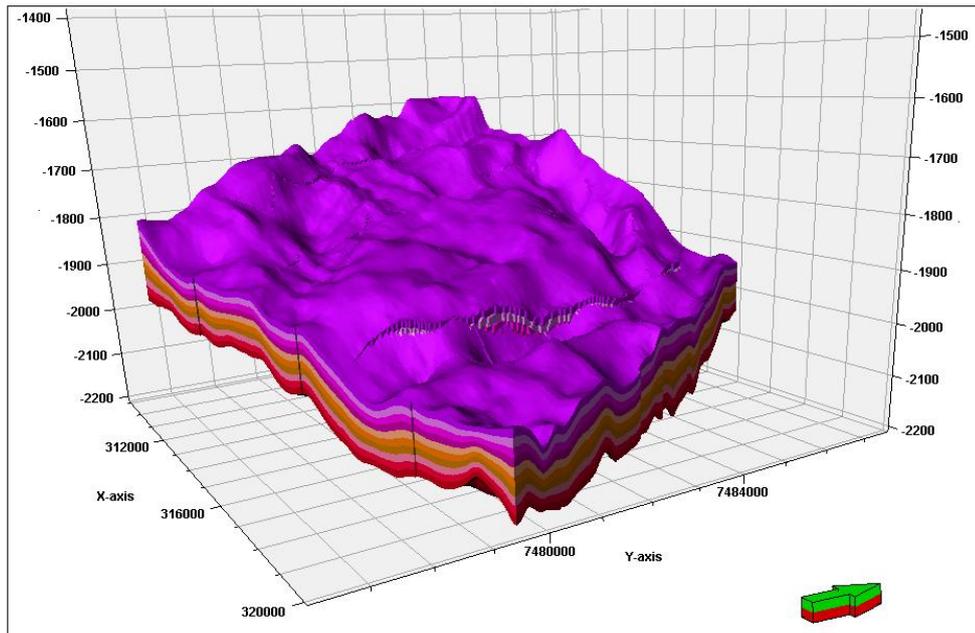


Figura 49: Modelo estrutural contruído entre as superfícies discordância pré-Jiquiá e o discordância pré-avaporítica e falhas mapeadas na seção rift.

Os perfis de porosidade estimados foram usados para a modelagem de porosidade no volume sísmico na Simulação Sequencial Gaussiana com cokrigagem colocada, tendo a impedância acústica como uma variável secundária. O modelo de porosidade obtido é mostrado na Figura 50, e apresentou uma porosidade média de 12,8%.

O mapa de porosidade numa superfície no interior da coquina inferior é mostrado na Figura 51a. Este mapa mostra as fácies mais porosas (tons de azul claro a vermelho) com uma porosidade variando de mais ou menos 12% a 30%. Pode-se observar que quase todos os poços foram perfurados em regiões com altos valores de porosidade. Embora os poços 3-LI-8-RJS; 3-LI-2-RJS; 1-RJS-49-RJ e 3-LI-4-RJS não apresentem porosidades efetivas tão altas quanto os demais, ainda apresentam uma porosidade razoável e são classificados como poços produtores, segundo informações do perfil composto. O poço 1-RJS-74-RJ, identificado como produtor subcomercial de óleo está localizado em uma área com porosidade relativamente alta, mas sabe-se pela petrofísica do poço que este encontra-se saturado de água (Figura 47), o que pode explicar sua subcomercialidade. Já o poço 1-RJS-49-RJ, que indica muito baixa porosidade comparada aos demais, possivelmente teve a superfície posicionada sobre fácies com baixa porosidade

efetiva do modelo, devido às inúmeras intercalações de folhelho e mais alto conteúdo de argila se comparado aos demais poços apresentados.

O mapa de porosidade numa superfície no interior da coquina superior é mostrado na Figura 51b. Este mapa apresenta entre as fácies mais porosas, valores similares àqueles encontrados na coquina inferior, variando de 12% a 30%, porém as regiões mais porosas são significativamente menos contínuas e menos extensas que as observadas na coquina inferior. Entre os poços perfurados nas regiões de mais baixa porosidade (1-RJS-74-RJ; 3-LI-5-RJS; 3-LI-2-RJS; 3-RJS-73B-RJ), que ainda apresentam uma porosidade razoável constituindo poços produtores, destaca-se o poço 1-RJS-74-RJ. Neste nível de coquina, este poço indica novamente baixa porosidade, inferior àquela encontrada na coquina inferior. O fato deste poço ser subprodutor é explicado tanto pela alta saturação em água nas regiões mais porosas, baixa porosidade nos demais intervalos, além de ser uma camada de espessura pouco expressiva, baixo *gross* e baixo *net-pay* em ambos os níveis.

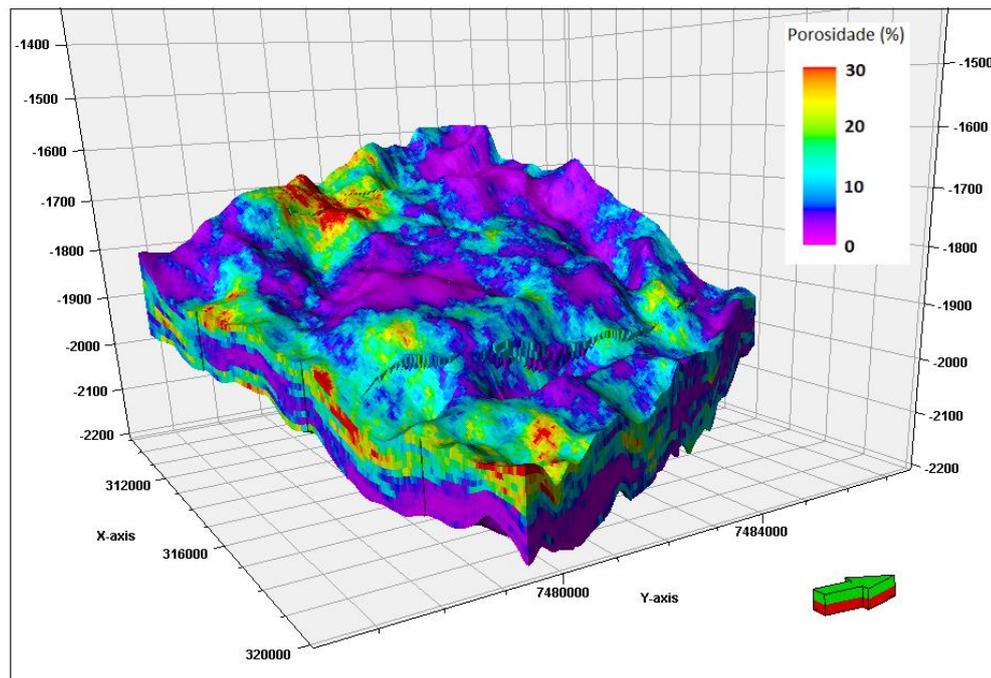


Figura 50: Volume de porosidade da Formação Coqueiros modelado usando o método geoestatístico de Simulação Sequencial Gaussiana com cokrigagem colocalizada.

Apesar da distribuição das fácies mais porosas das coquinas não aparentarem estar alinhadas aos *trends* das falhas regionais (NE-SW), como descrito por Chang *et al.* (1992), estas fácies estão concentradas de forma mais

contínua onde estão localizados os poços 4-RJS-156-RJ, 3-RJS-167-RJ, 7-LI-3-RJS, 4-RJS-139-RJ, 7-LI-10-RJS e 3-RJS-157C-RJ, em especial na coquina inferior.

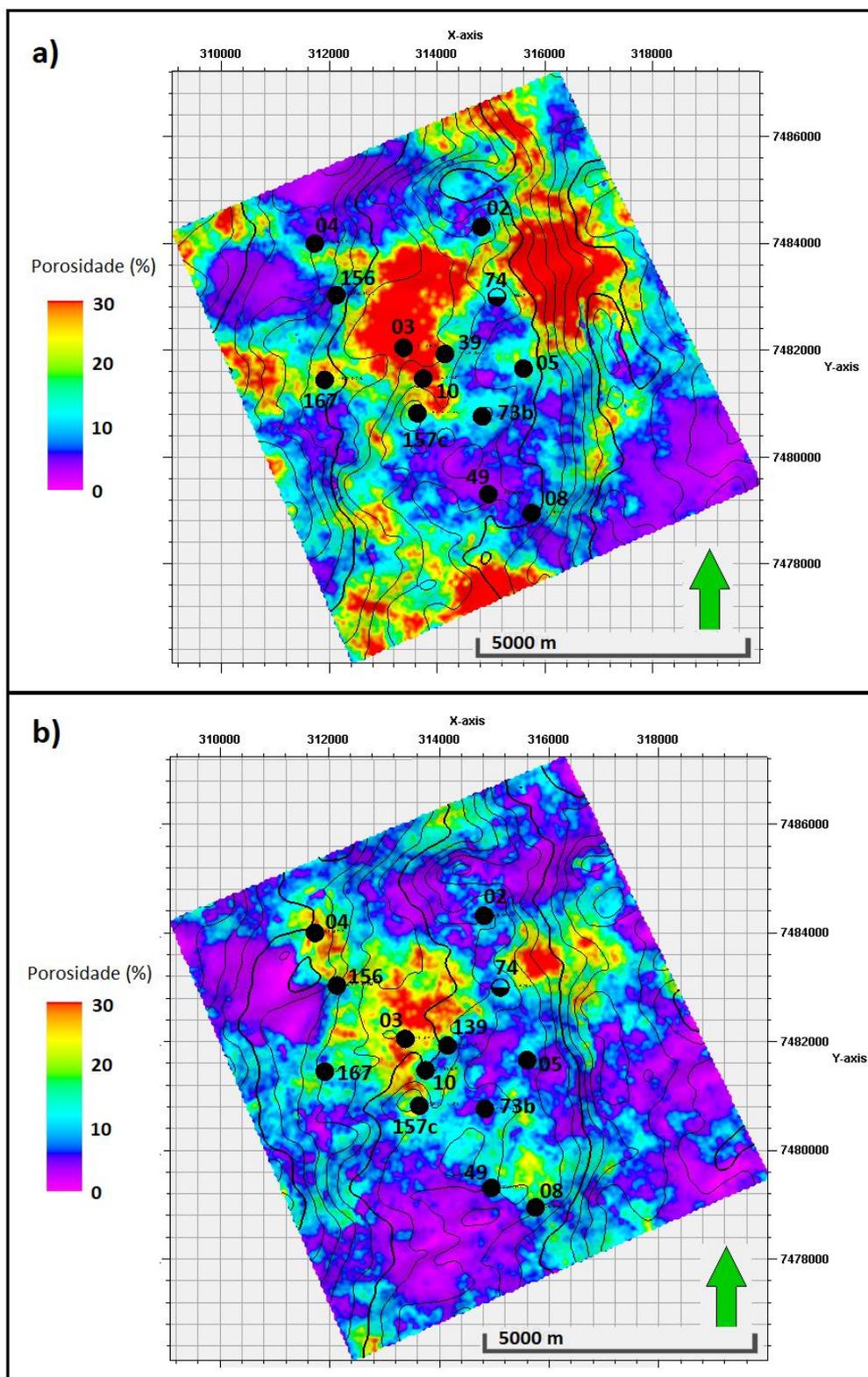


Figura 51: Mapas de porosidade dos níveis de coquina inferior (a) e coquina superior (b).

Em termos de reservatório, a grande maioria dos poços foram perfurados em regiões com uma média de 12% de porosidade, como pode ser visto nos mapas anteriores (tons de azul claro). Entretanto, foram observadas regiões com boas porosidades, de aproximadamente 20% a 30%, que não possuem poços perfurados. Os mapas de porosidade da coquina inferior (Figura 52a) e da coquina superior (Figura 52b), com os poços utilizados neste trabalho e os demais poços perfurados na área, mostram que existe uma grande concentração de poços na parte central do mapa e alguns poços perfurados em baixas porosidades. No geral, as áreas de maior porosidade ocorrem nas bordas de uma das maiores falhas mapeadas na região, AA' (Figura 36a), o que indica que o tectonismo sin-deposicional, deve ter sido o mecanismo responsável pelas altas porosidades, favorecido pelo acesso de água meteórica causando dissolução do cimento e aumentando o espaço interpartículas. Na Figura 52a, a coquina inferior apresenta uma extensa área pouco perfurada próximo a borda dessa falha leste, com altos valores de porosidade. Embora essas regiões não perfuradas, mas que apresentam alta porosidade, aparentem ter boas características de rocha reservatório devido aos altos valores de porosidade efetiva, é possível que, devido a presença de falhas de grandes dimensões, um tectonismo ativo durante a deposição desses sedimentos tenha impedido a formação de selo. Isto impediria a formação de trapa e aprisionamento de hidrocarbonetos, o que tornaria esta uma região sem interesse comercial.

De modo geral, os resultados obtidos provam que o intervalo de coquina inferior apresenta melhores características de porosidade e de maior acumulação de óleo, por isso é o principal produtor da Formação Coqueiros.

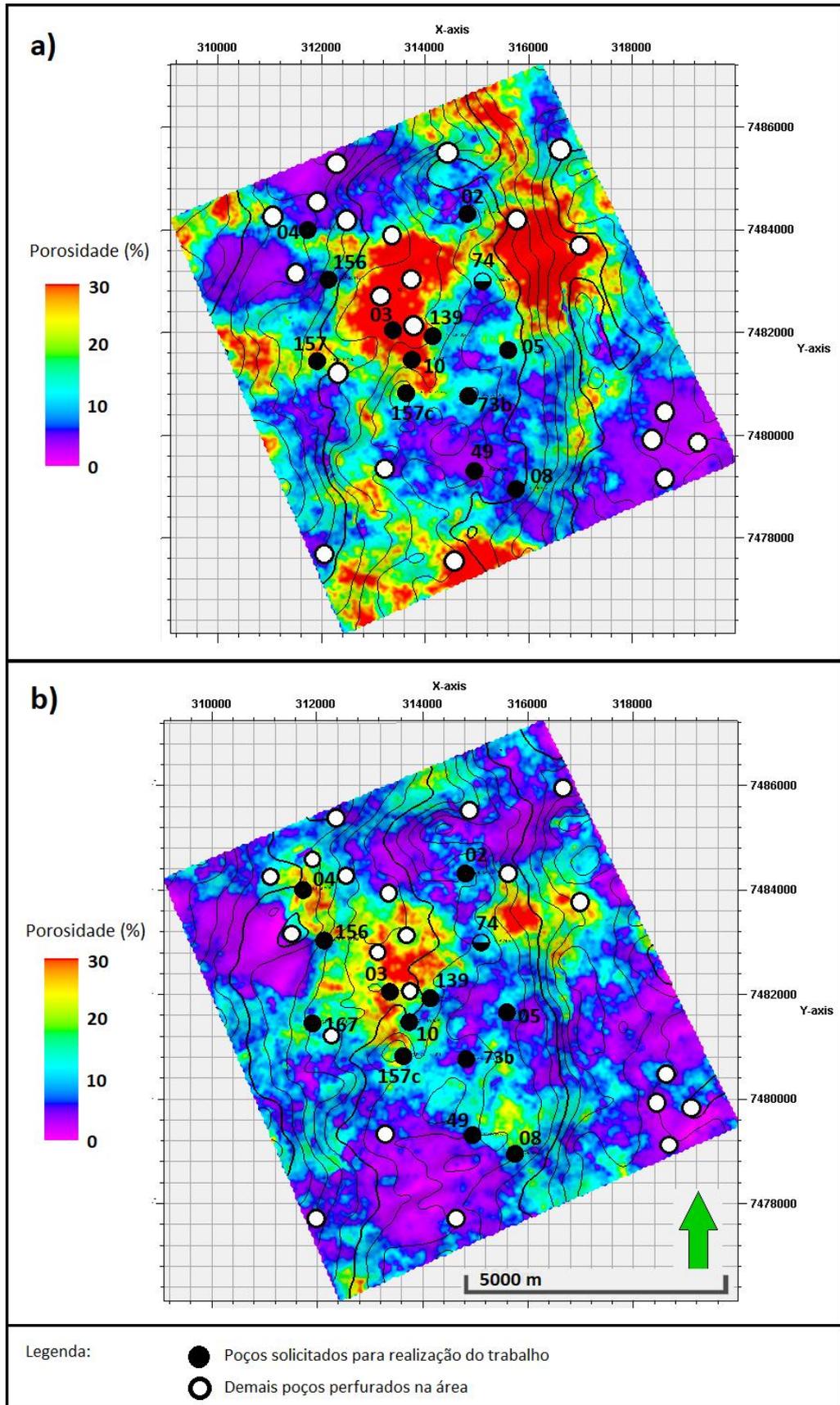


Figura 52: Mapas de porosidade da coquina inferior (a) e coquina superior (b).

Por fim, foi construído um *geobody* (modelo de corpo geológico) baseado apenas nos valores de porosidades obtidas da modelagem geoestatística (Figura 53), usando os valores de *cut-offs* de 13 a 30%. Este modelo geológico teve por objetivo individualizar as fácies mais porosas, em especial os bancos de coquinas associados com altos valores de porosidade, embora tenham sido identificados alguns níveis de folhelhos que se intercalam com essas espessas acumulações de coquina e apresentara porosidade efetiva superior a 13%. De acordo com a petrofísica dos poços e dados da literatura, sugere-se que as fácies constituídas, em especial, de marga, folhelho, siltito, *mudstones* e *wackestones* constituam as fácies com menor porosidade efetiva, devido, principalmente, a alto conteúdo de argila. Com a construção do *geobody* foi possível fazer um zoneamento das regiões mais porosas, o que permitiu a previsibilidade de possíveis fácies de ambiente lacustre de alta energia, que compõem os principais reservatórios carbonáticos lacustres da fase rifte.

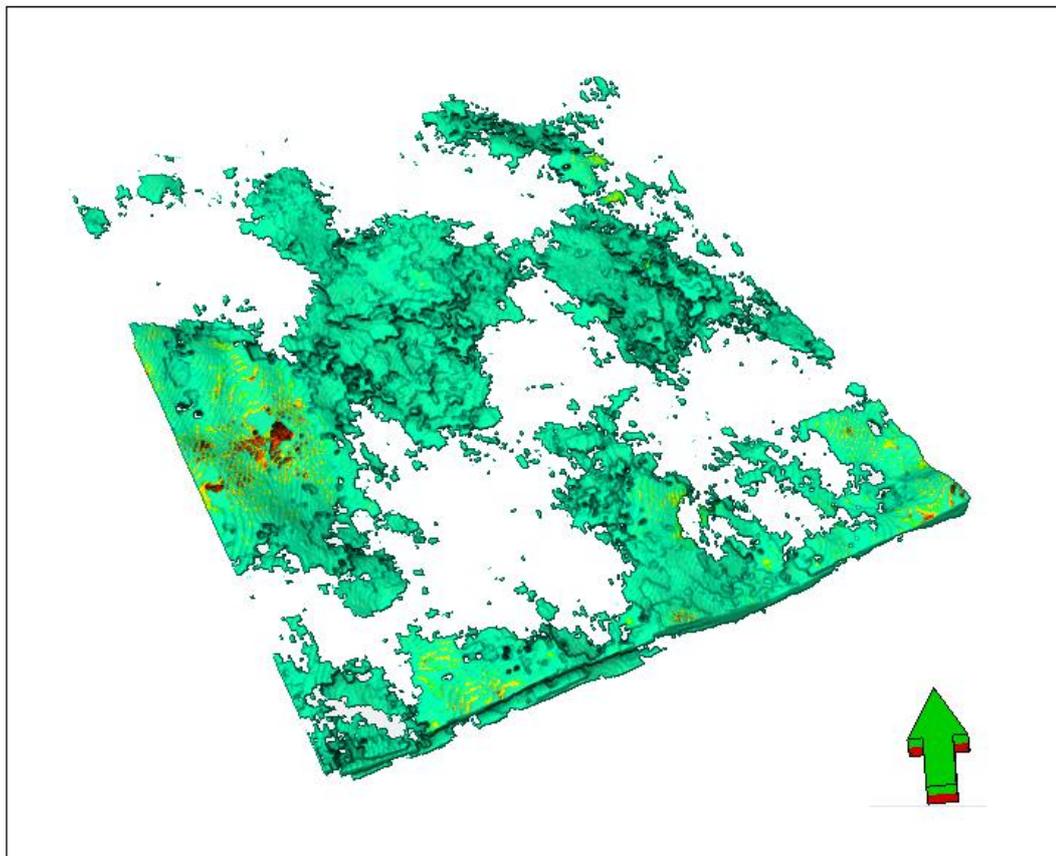


Figura 53: *Geobody* construído a partir do modelo de porosidade com *cutoff* de 13 a 30% de porosidade .

Ao comparar o modelo deposicional sugerido por Guardado *et al.*, (1989) (Figura 8 - Cap. 2), para carbonatos lacustres da Formação Coqueiros, o modelo de *geobody* obtido muito se assemelha aos bancos carbonáticos de coquinas isolados sobre altos sin-deposicionais do embasamento. Também como descrito por Carvalho *et al.* (2000), esses bancos carbonáticos apresentam padrão deposicional agradacional e gradam lateralmente para as fácies mais finas e com baixa porosidade efetiva, como folhelho e siltito. As regiões com ausência de valor (áreas em branco) entre essas fácies mais porosas indicam a acumulações mais abundantes dessas fácies menos porosas, como os folhelhos, que se acumulam principalmente em baixos estruturais. Estes autores também sugerem que estes reservatórios se desenvolvem principalmente ao longo de bordas de falhas, formados em praias com sedimentos bioclásticos, apresentando maior porosidade interpartícula, o que justifica os altos valores de porosidade.

6 Conclusões

O fluxo de trabalho proposto se mostrou eficiente na caracterização qualitativa e quantitativa de reservatórios carbonáticos complexos como as coquinas aptianas do Campo de Linguado da Bacia de Campo, melhorando o entendimento desta plataforma carbonática. Mesmo que a caracterização de fácies tão heterogêneas, como as encontradas na Formação Coqueiros, ainda seja um grande desafio, este fluxo de trabalho pode portanto ser utilizado em áreas semelhantes a esta.

A impedância acústica obtida pela inversão sísmica usando o método *Model-based* e em conjunto com o pré-condicionamento sísmico produziu resultados que possibilitaram o mapeamento de quatro horizontes. Somente através do resultado da inversão foi possível interpretar os horizontes da base e topo das coquinas inferior e superior com maior confiabilidade. O contraste das impedâncias entre as camadas do volume sísmico invertido permitiram associar fácies carbonáticas e siliciclásticos grosseiros as baixas impedâncias, e sedimentos finos as altas impedâncias. Assim foram mapeadas a discordância pré-Jiquiá, topo da coquina inferior, base da coquina superior e discordância pré-neo-Alagoas.

As análises petrofísicas das coquinas corroboram informações obtidas na bibliografia consultada. A coquina inferior representa o principal alvo exploratório no Campo de Linguado, devido a espessura da camada reservatório, maiores porosidades efetivas e maior net-pay, em detrimento da coquina superior que apresenta pouca espessura e baixas porosidades efetivas devido a maior heterogeneidade da camada.

O modelo de porosidade foi obtido com a modelagem geoestatística usando o método de Simulação Sequencial Gaussiana, tendo o volume de impedância acústica como variável secundária. Através desta modelagem houve a confirmação de que a maior parte dos poços estão localizados nas regiões de menores valores de impedância acústica e maiores valores de porosidade. Este modelo de porosidade também permitiu a identificação de uma nova região com altos valores de porosidade. Esta região pode representar novas áreas exploratórias, e extensão de poços já perfurados em suas proximidades, embora ainda seja necessário investigar a existência de trapas.

O *geobody* forneceu um modelo geológico aproximado da distribuição das fácies mais porosas, principalmente *rudstones* e *grainstones* bioclásticos, associados aos reservatórios de coquinas. Este modelo permitiu identificar que fácies menos porosas encontram-se depositadas nos baixos estruturais e associadas lateralmente as fácies mais porosas das coquinas. Foi possível observar a similaridade do modelo obtido e modelos de bancos carbonáticos em altos estruturais como os já apresentados anteriormente por diferentes autores.

7 Referências

ALMEIDA, A.S. & JOURNAL, A.G., 1994. *Joint simulation of multiple variables with a markov-type coregionalization model*, *Mathematical Geology*, 26, 565–588.

ANDRIOTTI, J. L. S., 1988. Introdução à Geoestatística. *Acta Geologica Leopoldensia*, Porto Alegre, v. 6, n. 27, p. 7-82.

ANP, 2015. Bacia de Campos - Sumário Geológico e Setores em Oferta. Brasil 13ª Rodada de Licitações. Superintendência de Desenvolvimento e Produção - SDP. Agência Nacional de Petróleo

ANP, 2016. Linguado. Superintendência de Desenvolvimento e Produção - SDP. Agência Nacional de Petróleo.

ANP, 2017. Bacia de Campos - Sumário Geológico e Setores em Oferta. Brasil 14ª Rodada de Licitações. Superintendência de Desenvolvimento e Produção - SDP. Agência Nacional de Petróleo.

ANP, 2018. Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural. Superintendência de Desenvolvimento e Produção - SDP. Agência Nacional de Petróleo. Junho 2018, n. 94.

ARCHIE, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics: *Petroleum Technology*, v.5, pp. 54-62.

ASMUS, H.E & PONTE, F.C., 1973. The Brazilian marginal basins. *In*: NAIRN, A.E. & STEHLI, F.G. eds., *The ocean basins and margins*, v. 1, *The South Atlantic*: New York, Plenum Press, p. 87-133.

ASMUS, H.E., 1975. Controle estrutural da deposição mesozoica nas bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 5, p.75-88.

ASMUS, H.E., 1982. Geotectonic significance of Mesozoic-Cenozoic magmatic rocks in the Brazilian continental margin and adjoining emerged area. *In*: Congresso Latino Americano de Geologia, 5, Buenos Aires: Serviço Geológico Nacional, v. 3, p. 761-779.

AVSETH, P., MUKERJI, T., MAVKO, G., 2005. Quantitative Seismic Interpretation: Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk, Cambridge University Press, 359p.

AZEVEDO, L., SOARES, A., 2017. Geostatistical Methods for Reservoir Geophysics. Springer International Publishing.

BABAK, O. & DEUTSCH, C. V., 2009. Improved spatial modeling by merging multiple secondary data for intrinsic collocated cokriging. *Journal of Petroleum Science and Engineering*. (69) 93–99.

BAUMGARTEN, C.S., 1985. Evolução estrutural de Pampo, Badejo e Linguado durante a deposição da Formação Lagoa Feia. *Boletim Técnico da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 28, n. 2, p. 91-101.

BAUMGARTEN, C.S., DULTRA, A.J.C., CARVALHO, M.D., 1983. Zoneamento do intervalo de coquinas Lagoa Feia em Pampo, Linguado e Badejo. Rio de Janeiro, Petrobrás. DEPEX. (Nota Técnica) Unpublished Petrobrás internal report.

BAUMGARTEN, C.S., DULTRA, A.J.C., SCUTA, M.S., FIGUEIREDO, M.V.L., SEQUEIRA, M.F.P.B., 1988. Coquinas da Formação Lagoa Feia, Bacia de Campos: evolução da Geologia de Desenvolvimento. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 2, n. 1, p.27-36.

BERTANI & CAROZZI, 1985.. Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos Basin, Offshore Brazil: Rift Valley Stage Lacustrine Carbonate Reservoirs — I. *Journal of Petroleum Geology* 8 (1), 37–58.

BLAIS, R. A. & CARLIER, P. A. 1968. Applications of geostatistics in ore valuation. apud OLEA, R.A. 1975. Optimum mapping techniques using regionalized variable theory. Kansas, Kansas Geol. Survey. 137p. Series on Spatial analysis.

BOSCH, M., T. MUKERJI, AND E. F. GONZALEZ, 2010. Seismic inversion for reservoir properties combining statistical rock physics and geostatistics: A review, *Geophysics*, 75, no. 5, A165–A176.

BRAGA, I.L.S., & F.S. MORAES, 2013. High-resolution gathers by inverse Q filtering in the wavelet domain: *Geophysics*, 78, no. 2, V53–V61.

BROWN, A. R., 1999. Interpretation of three-dimensional seismic data. 5th ed.: AAPG Memoir, 42, American Association of Petroleum Geologists.

BULAND, A., & EL OUAIR, Y., 2006. Bayesian time-lapse inversion. *Geophysics*, 71, no. 3: R43–R48.

BULAND, A., & OMRE, H., 2003. Bayesian linearized AVO inversion. *Geophysics*, 68, no. 1, 185–198.

BULHÕES, E.M & AMORIM, W.N., 2005. Princípio da SismoCamada Elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes (TecVA). Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society.

CARMO, S, AZEVEDO, L., SOARES, A., 2017. Exploring seismic inversion methodologies for non-stationary geological environments: a benchmark study between deterministic and geostatistical seismic inversion: Exploring seismic inversion methodologies, September 2017, *Geophysical Prospecting* 65(5).

CARVALHO, M. D., MONTEIRO, M., PIMENTEL, A.M., REHIM, H. A. A. A., 1984. Microfácies, diagênese e petrofísica das coquinas da Formação Lagoa Feia em Badejo, Linguado e Pampo, Bacia de Campos. PETROBRAS-CENPES-Diger, relatório interno, 130p.

CARVALHO, M. D.; PRAÇA, U. M.; SILVA-TELLES JR., A. C.; JAHNERT, R. J.; DIAS, J. L. 2000. Bioclastic carbonate lacustrine facies models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. In: GierlowskiKordesch, E. H. & Kelts, K. R. (ed.) *Lake basins through space and time*. Tulsa, AAPG, (Studies in Geology 46), 245-256.

CASTRO, J.C., 2006. Evolução dos conhecimentos sobre as coquinas- reservatório da Formação Lagoa Feia no trend Badejo-Linguado-Pampo, Bacia de Campos. *Geociências* 25 (2), 175–186.

CASTRO, J.C.; AZAMBUJA FILHO, N.C., 1981. Fácies, análise estratigráfica e reservatórios da Formação Lagoa Feia, Cretáceo Inferior da Bacia de Campos: PETROBRAS/CENPES/LABOR, Relatório interno, CENPES-1.940, 110p.

CHANG, H. K.; KOWSMANM, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213: 97-138.

CLAVIER, C., HOYLE, W. R., MEUNIER, D., 1971. Quantitative interpretation of TDT logs. Partes 1 e 2: Journal of Petroleum Technology, vol. 23, p.743–763.

COOKE, D. & CANT, J., 2010. Model-based Seismic Inversion: Comparing deterministic and probabilistic approaches. Canadian Society of Exploration Geophysicists Recorder

COOKE, D. A. & SCHNEIDER, W.A., 1983. Generalized linear inversion of reflection seismic data: Geophysics, v. 48, p. 665- 676.

COSENTINO, L. 2001. Integrated Reservoir Studies. Editions Technip, Paris, 336p.

DEUSTCH, C.V., 2002. Geostatistical Reservoir Modeling. In: JOURNEL, A.G. (ed.) Applied Geostatistics Series. New York: Oxford Universtiy Press, Inc. 376pp.

DEUTSCH, CV & JOURNEL AG., 1992. “GSLIB: Geostatistical Software Library and User’s Guide.” New York: Oxford university press. pp340

DIAS, J.L., OLIVEIRA, J.Q., & VIEIRA, J.C. 1988. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, Rift Phase of Campos Basin, Offshore Brasil. Revista Brasileira de Geociências, v.18, p.252-260.

DIAS, J.L.; SCARTON, J.C.; ESTEVES, F.R.; CARMINATTI, M.; GUARDADO, L. R. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Raja Gabaglia G. & Milani, E. J. (ed.) Origem e evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, Petrobrás, 333-360

DIAS-BRITO, D. & AZEVEDO, R. L. M. 1986. As sequências deposicionais marinhas da Bacia de Campos sob a ótica paleoecológica. In: SBG, 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, v.1, p.38-49

DINGLE, R.V., 1999. Walvis Ridge Barrier: its influence on palaeoenvironments and source rock generation deduced from ostracod distributions in the early South Atlantic Ocean. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, R.H. (Eds.), The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic: Geological Society Special Publication 153. Geological Society, London, UK, pp. 293–302.

DOLBERG, D. M., HELGESEN, J., PEDERSEN, B.K. 2000. Porosity prediction from seismic inversion, Lavrans Field, Halten Terrace, Norway , the leading edge

FERREIRA, D. J. A., LUPINACCI, W. M., 2017. Carbonate Reservoir Characterization Case Study: Pampo Field, Campos Basin. 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 1120-1125.

FILIPPOVA, K., KOZHENKOV, A., ALABUSHIN, A. 2011. Seismic inversion techniques: choice and benefits. First Break. EAGE.

FRANCIS, A., 2006. Understanding stochastic inversion: Part 1. First Break 24(1101).

FRANCO, A. P. & MORAES, F. S., 2015. Local multilevel threshold in the curvelet domain: 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 1274–1278

GIRÃO, G., 2004. Perfilagem Geofísica de Poço. Apostilas 7: Sônico e Apostila 8: Densidade. Hydrolog Serviços de Perfilagem Ltda.

GÓRSZCZYK, A., A. ADAMCZYK, & M. MALINOWSKI, 2014. Application of curvelet denoising to 2D and 3D seismic data: Practical considerations: Journal of Applied Geophysics, 105, 78–94

GRANA, D., & DELLA ROSSA, E., 2010. Probabilistic petrophysical-properties estimation integrating statistical rock physics with seismic inversion. Geophysics, 75, no. 3, O21–O37.

GRANA, D., 2016. Bayesian linearized rock-physics inversion. Geophysics, 81, no. 6, 625-641.

GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C. F. 1989. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic-type basin. In: Edwards, J. D. & Santogrossi, P. A. (ed.) Divergent / Passive Margin Basins. Tulsa, AAPG, (Memoir 48), 3-7

GUARDADO, L.R., SPADINI, A.R., BRANDAO, J.S.L., MELLO, M.R. , 2000. Petroleum system of the Campos basin, Brazil. In: MELLO, M.R. & KATZ, B.J. eds., Petroleum Systems of South Atlantic Margins. AAPG Memoir, 73. p. 317-324.

HORSCHUTZ, P., FREITAS, L.C., STANK, C. V., BARROSO, A. S., CRUZ, W. M., 1990. The Linguado, Carapeba, Vermelho, and Marimba giant oil fields, Campos Basin, offshore Brazil. In: Halbouty, M.T. (Ed.), *Giant Oil and Gas Fields of the Decade 1978–1988: AAPG Memoir 54*. AAPG, Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 137–153.

HUIJBREGTS, C. J. 1975. Regionalized variables and quantitative analysis of spatial data. In: DAVIS, J.C. & MCCULLAGH, M.J. (ed) *Display and analysis of spatial data*. New York, John Wiley. p.38-53.

HUUSE, M. & FEARY, D.A. 2005. Seismic inversion for acoustic impedance and porosity of Cenozoic cool-water carbonates on the upper continental slope of the Great Australian Bight. *Marine Geology*. Elsevier.

JAHNERT, R., PAULA, O., COLLINS, L., STROBACH, E., PEVZNER, R., 2012. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: architecture of a Holocene reservoir analogue. *Sedimentary Geology* 281, 59–74.

KARNEL, G. D. & DRISCOLL, N. W., 1999. Tectonic and stratigraphic development of the west African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. In: CAMERON, N. R., BATE, R. H. & CLURE, V. S. (eds) *The oil & Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London. Special Publications. 153, 11-40.

KARNER, G. D., & GAMBÔA, L. A. P., 2007. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. In: SCHEREIBER, B. C., LUGLI, S & BABEL, M. (eds) *Evaporites through space and time*. Geological Society, London, Special Publications, 285, 15-35.

KEARY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. 2009. *Geofísica de Prospecção*. São Paulo. Oficina de Textos. 438p.

KEMPER, M., 2010. Rock physics driven inversion: the importance of workflow. *First Break* 28. 69–81.

KRIGE, D. G., 1951. "A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand". *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Soc. of South Africa*. 52 (6): 119–139.

LANCASTER, S. AND WHITCOMBE, D., 2000. Fast-track 'coloured' inversion. 70th SEG Annual Conference, Expanded Abstracts, 1572-1575.

LANDIM, P. M. B., 1985. Introdução a Geoestatística. Laboratório de Geomatemática. Publicação Didática n.º 3. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Campus de Rio Claro. UNESP. 69p.

LANDIM, P.M.B., 2003. Análise estatística de dados geológicos. Editora UNESP, (2a. Edição), 253 p.

LATIMER, R. B., DAVIDSON, R. & VAN RIEL, P. 2000. An interpreter's guide to understanding and working with seismic - derived acoustic impedance data. The Leading Edge.

LINDSETH, R.O., 1979. Synthetic sonic logs – A process for stratigraphic interpretation: Geophysics, 44, 3-26.

LUPINACCI, W. M., AND S. A. M. OLIVEIRA, 2015. Q factor estimation from the amplitude spectrum of the time-frequency transform of stacked reflection seismic data: Journal of Applied Geophysics, 114, 202–209

LUPINACCI, W. M., FRANCO, A. P., OLIVEIRA, S. A. M., MORAES, F. S., 2017. A combined time-frequency filtering strategy for Q-factor compensation of poststack seismic data: Geophysics, 82, V1-V6.

MATHERON, G, 1971. The Theory of Regionalized Variables and Its Applications. École national supérieure des mines. 211pp.

MATHERON, G. 1965. Les variables régionalisées et leur estimation. *apud* Huijbregts, C.J. 1975. Regionalized variables and quantitative analysis of spatial data.

MCGLUE, M.M., SOREGHAN, M.J., MICHEL, E., TODD, J.A., COHEN, A.S., MISCHLER, J., O'CONNELL, C.S., CASTAÑEDA, O.S., HARTWELL, R.J., LEZZAR, K.E., NKOTAGU, H.H., 2010. Environmental controls on shell-rich facies in tropical lacustrine rifts :aview from Lake Tanganyika's littoral. *Palaios* 25 (7), 426–438.

MCKENZIE, D. P. 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planetary Sciences Letters, 40, p. 25-32.

MELLO, M. R., HESSEL, M. H., 1998. Biological marker and paleozoological characterization of the early marine incursions in the lacustrine sequences of the Campos Basin, Brazil (abs). AAPG Annual Convention, Salt Lake City, Utah, USA.

MILANI, E. J., BRANDÃO, A. S. L., ZALÁN P. V. & GAMBOA, L. A. P., 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. Brazilian Journal of Geophysics, Vol. 18(3).

MITCHUM Jr., R.M.; VAIL, P.R., 1977. Seismic Stratigraphy And Global Changes Of Sea Level, Part &: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. in: PAYTON, C.E.Ed. Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG. Memoir 26,p.135-143.

MOHRIAK, W.U., MELLO, M.R., DEWEY, J.F., MAXWELL, J.R., 1990. Petroleum geology of the Campos Basin, offshore Brazil. In: Brooks, J. (Ed.), Classic Petroleum Provinces: Geological Society Special Publication 50. Geological Society, London, UK, pp. 119–141.

MOROZOV, I.B. & JINFENG, M.A., 2009. "Accurate poststack acoustic-impedance inversion by well-log calibration."GEOPHYSICS, 74(5), R59-R67.

NIKRAVESH, M., AMINZADEH, F., ZADEH, L. A., 2003. Soft Computing and Intelligent Data Analysis. *In*: Oil Exploration: Elsevier Ltd., Amsterdam, 754 p.

OLEA, R.A. 1999. Geostatistics of engineers and earth scientists. Boston, Kluwer Academic Publishers. 303p.

OLIVEIRA, M. S., 2011. Análise sísmica usando transformada curvelet. Tese (Doutorado em Física). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 92 p.

PICKETT, G.R. 1966. A Review of Current Techniques for Determination of Water Saturation from Logs. SPE 1446. Pickett, G.R. 1966. A Review of Current Techniques for Determination of Water Saturation from Logs. SPE 1446.

PONTE, F.C. & ASMUS, H.E., 1976. Brazilian marginal basins: current state of knowledge. Academia Brasileira de Ciencias, Anais nº 48 (suplemento) p(515- 239).

RANGEL, H. D., MARTINS, F. A. L., ESTEVES, F. R., FEIJÓ, F. J., 1994. Bacia de Campos. Boletim Geociências da Petrobrás, 8: 203-217.

RANGEL, H.D. & MARTINS, C.C., 1998. Principais compartimentos exploratórios, Bacia de Campos. In: (ed.) Searching for Oil and Gas in the Land of Giants. Rio de Janeiro. Schlumberger p.32-40.

REHIM, H.A.A.A., MIZUSAKI, A.M.P., CARVALHO, M.D., MONTEIRO, M., 1986. Talco e estevensita na Formação Lagoa Feia de Bacia de Campos - possíveis implicações no ambiente deposicional. XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Goiás 1, pp. 416–425.

RIDER, M.; 2002. The Geological Interpretation of Well Logs. 2ª Edição. Rider-French Consulting Ltd, Sutherland, Scotland, 280p

RUSSELL, B. & HAMPSON, D., 1991. A comparison of poststack seismic inversion methods. SEG Annual Meeting Abstract. 10, 876-878.

RUSSELL, B. H.,1988. An introduction to seismic inversion methods: Course Notes Series. 2. Society of Exploration Geophysicists

SCHALLER, H. 1973. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: SBG, 27º Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, Anais, v.1, p.247-258

SCHALLER, H., TERRA, G.J.S., CRUZ, C.E.S., SPADINI, A.R., 1981. Estudo preliminar dos reservatórios da Formação Lagoa Feia, area de Badejo/Pampo, Bacia de Campos. Unpublished Petrobrás internal report, 23p.

SCHLUMBERGER, 1989, Log Interpretation Principles/Applications, Schlumberger Educational Services, Houston.

SILVA-TELLES Jr., A. C., HENZ, G. I., ARAI, M., 1994. Evidências das primeiras ingressões marinhas na fase rift da margem leste Brasileira. Boletim de Geociências da Petrobrás. 8 (2/4), 409 –410.

SIMM, R. & BACON, M., 2014. Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook. Cambridge University Press, United Kingdom. 280 p.

SZATMARI, P., 2000. Habitat of petroleum along the South Atlantic margins. In: Mello, M.R., Katz, B.J. (Eds.), *Petroleum Systems of South Atlantic Margins: AAPG Memoir 73*. AAPG, Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 69–75.

TARANTOLA, A., 2005. Inverse problem theory and methods for model parameter estimation: SIAM, 163–169 Philadelphia.

TASWELL, C., 2000. The what, how, and why of wavelet shrinkage denoising: *Computing in Science & Engineering*, 2, 12–19

THOMPSON, D.L., 2013. The stratigraphic architecture and depositional environments of non-marine carbonates from Barremian-Aptian Pre-Salt strata of the Brazilian continental margin. PhD thesis, Monash University, Melbourne, Victoria, Australia (277 pp.).

THOMPSON, D.L., STILWELL, J.D., HALL, M., 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Res.* 26–51.

TIGRE, C.A., SCHALLER, H., DEL LUCCHESI JR., POSSATO, S., 1983. Pampo, Linguado, and Badejo Fields: their Discoveries, Appraisals, and Early Production Systems”, OTC 4627, Offshore Technology Conference, Houston, Texas.

TOKSOZ, M. N. & JOHNSTON, D. H., 1981. Seismic Wave Attenuation. Soc of Exploration Geophysicists, Geophysics Reprint Series n. 2

VAIL, P.R., 1987. Seismic Stratigraphy Interpretation. in Bally, A.W., Ed. *Seismic Stratigraphy Atlas*. AAPG. *Stud.Geol.*, 27 (1): 1-10.

WANG, Y., 2008. Seismic Inverse Q filtering. Oxford, Blackwell Publishing.

WINTER, W. R., JAHNERT, R. J., FRANCA, A. B., 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15 (2), 511–529.

WYLLIE, M. R. J.; GREGORY, A. R.; GARDNER, L. W., 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, 41-70.

XU, W.; TRAN, T.T.; SRIVASTAVA, M.; JOURNEL, A., 1992. Integrating Seismic data in reservoir modeling: the collocated cokriging alternative. SPE 24742. In: SPE Annual Technical Conference And Exhibition. Society of Petroleum Engineers, Washington, D.C.

YAMAMOTO, J. K., 1998. A Review of Numerical Methods for the Interpolation of Geological Data: An. Acad. Bras. Ciências, 70(1):91-116.

YAMAMOTO, J.K.; LANDIM, P.M.B., 2013. Geoestatística: Conceitos e Aplicações. 1 Ed. São Paulo: Editora Oficina de Textos. 215 p.