

CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS ÍGNEOS NA BACIA DE SANTOS
ATRAVÉS DOS MÉTODOS GEOTÉRMICOS, SÍSMICOS E DE PERFILAGEM

Patricia Lopes Menezes Descovi

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutora em Geofísica.

Orientador: Dr. Fábio Pinto Vieira (ON)

Co-orientadores: Dra. Silvia Lorena Bejarano Bermúdez (UFRJ) e Dr. Marcus Vinicius Berao Ade (UERJ)

Rio de Janeiro


Março de 2024

“CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS ÍGNEOS NA BACIA DE SANTOS
ATRAVÉS DOS MÉTODOS GEOTÉRMICOS, SÍSMICOS E DE PERFILAGEM”

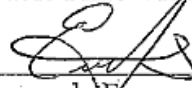
Patricia Lopes Menezes Descovi

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTORA EM GEOFÍSICA.

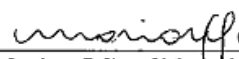
Aprovada por:



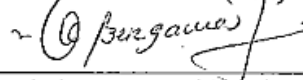
Dr. Fábio Pinto Vieira - (Orientador) – (ON)



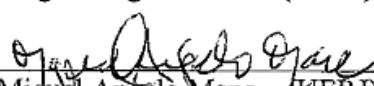
Dr. Emanuele Francesco La Terra - (ON)



Dra. Mariane Candido - (ON)



Dr. Sergio Bergamaschi - (UERJ)



Dr. Miguel Angelo Mane - (UERJ)

RIO DE JANEIRO – BRASIL

26 DE MARÇO DE 2024

Sobrenome, Nome do(a) Autor(a)

Título/Nome do(a) Autor(a) Sobrenome. – Rio de Janeiro: ON, 2018.

??, 9 p.: il.; 29, 7cm.

Orientador(a): Nome da orientadora Sobrenome

Co-orientadores: Nome da Co-orientadora Sobrenome
Nome do Co-orientador Sobrenome

Tese (doutorado) – ON/Programa de Pós-graduação em Geofísica, 2018.

Referências Bibliográficas: p. 8 – 8.

1. Primeira palavra-chave. 2. Segunda palavra-chave.
3. Terceira palavra-chave. I. Sobrenome, Nome da Co-orientadora *et al.* II. Observatório Nacional, Programa de Pós-graduação em Geofísica. III. Título.

Resumo da tese submetida ao Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Doutora em Geofísica.

CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS ÍGNEOS NA BACIA DE SANTOS ATRAVÉS DOS MÉTODOS GEOTÉRMICOS, SÍSMICOS E DE PERFILAGEM

Patricia Lopes Menezes Descovi

Março/2024

A Bacia de Santos é a maior produtora de hidrocarbonetos do Brasil e passou, ao longo de sua história geológica, por quatro eventos magmáticos de grande magnitude, três decorreram do Cretáceo e um do Eoceno, são eles: (i) Valanginiano-Hauteriviano, relacionado à fase *rift* ($135,5 \pm 0,7$ Ma); (ii) Aptiano, na fase *pós-rift* ($114,3 \pm 1,1$ Ma); (iii) Santoniano-Campaniano, relacionado à fase *drift* ($83,3 \pm 0,66$ Ma a $72,4 \pm 4,9$ Ma); (iv) Eoceno, também na fase *drift* ($49,9 \pm 0,45$ Ma). Deste modo, corpos ígneos podem ser observados no pré-, intra- e pós-sal.

O propósito deste projeto foi identificar e descrever os potenciais reservatórios ígneos, principalmente vulcânicos, com a capacidade de armazenar óleo e gás na Bacia de Santos. Isso foi realizado por meio de uma abordagem multigeofísica que integrou dados geotérmicos, sísmicos e de perfilagem geofísica. Com objetivos específicos de analisar variações nas propriedades físicas, tanto na superfície, quanto na subsuperfície, este estudo investigou como o magmatismo não apenas influencia termicamente o ambiente - como evidenciado pelo método geotérmico - mas também como afeta outras propriedades físicas observadas tanto na sísmica quanto em poços.

A base de dados é constituída por poços e linhas sísmicas requisitados à Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Adicionalmente foram solicitados dados geotérmicos ao Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional (LabGeotON) e informações sobre as medições de temperatura de fundo marinho à Marinha do Brasil.

A combinação das interpretações dos resultados dos métodos geotérmico, sísmico e de perfilagem revelou quatro (4) áreas de anomalias de gradiente geotérmico e cinco (5)

áreas de anomalias de fluxo de calor na Bacia de Santos. Essas descobertas foram confirmadas nas camadas subsuperficiais por meio de cálculos de temperaturas crustais e foram corroboradas pelas sismofácies derivadas das seções sísmicas. As possíveis origens dessas anomalias abrangem desde espessas camadas de evaporitos até depósitos magmáticos. Diversos corpos ígneos, tanto intrusivos quanto extrusivos, foram interpretados, juntamente com diferentes sismofácies e geometrias de soleiras, diques, condutos/tubulações, crateras, vulcões, complexos intrusivos e extrusivos, aberturas/conduas, chaminés, fluxos de lavas, entre outros. Apesar da predominância de rochas ígneas básicas, também foram observadas ocorrências de rochas ígneas intermediárias e ultrabásicas. Isso sugere uma diversidade na composição dos magmas, indicando condições variáveis de pressão, temperatura e composição química ao longo do processo magmático.

Entre as zonas de interesse delimitadas nos perfis geofísicos de poços, observa-se que potenciais reservatórios promissores podem ser encontrados no embasamento econômico da Formação Camboriú, em corpos intrusivos fraturados, na base de tufos vulcânicos e no topo de derrames vulcânicos com regiões mais vesiculadas. As zonas de interesse compreendem trechos combinados de altos valores no perfil de resistividade, altos a médios valores no perfil sônico, baixa densidade e neutrão. Em contrapartida, trechos com preenchimento das vesículas por argilominerais e calcitas representam um obstáculo para o desenvolvimento de um bom sistema permo-poroso destes reservatórios.

A integração dos métodos para a caracterização de rochas ígneas e a avaliação do potencial de reservatórios de óleo e gás demonstrou ser bastante eficaz na identificação dos elementos estruturais e propriedades físicas, contribuindo significativamente para a compreensão e exploração mais precisa desses recursos. No geral, essas estratégias fortalecem a abordagem integrada do projeto, mostrando uma combinação de técnicas geofísicas para uma análise abrangente das rochas ígneas e seus potenciais impactos na exploração de recursos naturais, representando novas fronteiras de exploração.

Palavras-chave: Anomalias geotérmicas; Magmatismo; Bacia de Santos; Método sísmico; Método geotérmico; Perfilagem geofísica de poços.

Abstract of the Thesis presented to the National Observatory's Graduate Program in Geophysics as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor in Geophysics.

CHARACTERIZATION OF IGNEOUS RESERVOIRS IN THE SANTOS BASIN USING GEOTHERMAL, SEISMIC AND WELL LOGGING METHODS

Patricia Lopes Menezes Descovi

March/2024

The Santos Basin is the largest producer of hydrocarbons in Brazil, and throughout its geological history, has undergone four magmatic events of great magnitude, three occurred in the Cretaceous and one in the Eocene, they are: (i) Valanginian-Hauterivian, related to the rift phase (135.5 ± 0.7 Ma); (ii) Aptian, in the post-rift phase (114.3 ± 1.1 Ma); (iii) Santonian-Campanian, related to the drift phase (83.3 ± 0.66 Ma to 72.4 ± 4.9 Ma); (iv) Eocene, also in the drift phase (49.9 ± 0.45 Ma). In this way, igneous bodies can be observed in the pre-, intra- and post-salt.

The purpose of this project was to identify and describe potential igneous reservoirs, mainly volcanic, with the capacity to store oil and gas in the Santos Basin. This was accomplished through a multi-geophysics approach that integrated geothermal, seismic and geophysical logging data. With specific objectives of analysing variations in physical properties, both at the surface and in the subsurface, this study investigated how magmatism not only thermally influences the environment - as evidenced by the geothermal method - but also how it affects other physical properties observed both in seismic and in wells.

The database consists of wells and seismic lines requested from the National Petroleum, Natural Gas and Biofuels Agency (ANP). Additionally, geothermal data was requested from the Geothermal Laboratory of the National Observatory (LabGeotON) and information on seabed temperature measurements from the Brazilian Navy.

Combining interpretations of results from geothermal, seismic, and well logging methods revealed four (4) areas of gradient anomalies and five (5) areas of heat flow anomalies in the Santos Basin. These findings were confirmed in the subsurface layers

through calculations of crustal temperatures and were corroborated by seismofacies derived from the seismic sections. The possible origins of these anomalies range from thick layers of evaporites to magmatic deposits. Several igneous bodies, both intrusive and extrusive, were interpreted, along with different seismofacies and geometries of sills, dikes, conduits/pipes, craters, volcanoes, intrusive and extrusive complexes, conduits, chimneys, lava flows, among others. Despite the predominance of basic igneous rocks, occurrences of intermediate and ultrabasic igneous rocks were also observed. This suggests a diversity in the composition of magmas, indicating variable conditions of pressure, temperature and chemical composition throughout the magmatic process.

Among the zones of interest delimited in the geophysical profiles, it is observed that potential promising reservoirs can be found in the economic basement of the Camboriú Formation, in fractured intrusive bodies, at the base of volcanic tuffs and at the top of volcanic flows with more vesiculated regions. The zones of interest comprise combined sections of high values in the resistivity profile, high to medium values in the sonic profile, low density and neutrons. On the other hand, sections with vesicles filled with clay minerals and calcites represent an obstacle to the development of a good permeable system in these reservoirs.

The integration of methods for characterizing igneous rocks and evaluating the potential of oil and gas reservoirs has proven to be very effective in identifying structural elements and physical properties, contributing significantly to the understanding and more accurate exploration of these resources. Overall, these strategies strengthen the project's integrated approach, showing a combination of geophysical techniques for a comprehensive analysis of igneous rocks and their potential impacts on the exploration of natural resources, representing new frontiers of exploration.

Keywords: Geothermal anomalies; Magmatism; Santos Basin; Seismic method; Geothermal method; Geophysical well logging.

Sumário

Lista de Figuras	viii
Lista de Tabelas	xi
1. Introdução	13
1.1. Justificativa para a escolha do tema	17
1.2. Objetivos gerais e específicos	18
2. Contexto geológico e geofísico	18
2.1. Evolução tectônica e arcabouço estratigráfico	18
2.2. Localização da área de estudo	22
3. Metodologia	25
3.1. Método geotérmico	25
3.1.1. Gradiente geotérmico	26
3.1.2. Condutividade térmica	26
3.1.3. Fluxo de calor	27
3.1.4. Produção de calor radiogênico	28
3.1.5. Temperatura crustal	29
3.2. Método sísmico	31
3.2.1. Impedância acústica, amarração e conversão tempo-profundidade	33
3.2.2. Interpretação sísmica e a sismoestratigrafia	36
3.2.3. A interpretação sísmica de rochas ígneas em bacias sedimentares	36
3.2.4. Atributos sísmicos	39
3.3. Perfilagem de poços	40
3.4. Fluxograma	42
4. Base de dados	42
5. Resultados e discussões	49
5.1. Magmatismo nos perfis compostos dos poços	49
5.2. Dados geotérmicos	55
5.2.1. Contribuição das temperaturas crustais na energia de transição - Recursos geotérmicos offshore	59
5.2.2. Contribuição das temperaturas crustais na janela de óleo e gás nas geradoras da Bacia de Santos	60
5.3. Dados sísmicos	64
6. Conclusões	92
7. Referencias	95
Anexo A	101

Lista de Figuras

Figura 1.1. Distribuição global das ocorrências de hidrocarbonetos associados com atividades ou rochas ígneas. Onde referências antigas estão em cor laranja e referências novas em cor roxa (Descovi et al., 2021).

Figura 1.2. Localização de grandes reservas, maiores que 1000 Mbbl, presentes em reservatórios vulcânicos (círculos em verde) (Descovi et al., 2021).

Figura 2.1. Carta estratigráfica, magmatismo e sistema petrolífero da Bacia de Santos. Notar os quatro eventos magmáticos.

Figura 2.2. Mapa de localização da Bacia de Santos com os principais elementos do seu arcabouço regional, como as falhas maiores, os altos estruturais e as ZT's como zonas de transferências. Fonte: Adaptado de Garcia et al. (2012).

Figura 2.3. A) Mapa do contorno estrutural da descontinuidade de Moho da margem offshore da Bacia de Santos (Rigoti, 2015). B) Mapa de anomalia magnética total. (Stanton et al., 2019). C) Mapa de anomalia Bouguer residual obtida por seu gradiente vertical (Ferraz e al., 2019).

Figura 3.1. Relação linear entre raio gama (GR) e a produção de calor (A) do poço 1-BRSA-220A-SPS e 1-BRSA-289-SPS.

Figura 3.2. Modelo de transferência de calor por condução nas rochas.

Figura 3.3. Esquema de um levantamento sísmico marinho. Fonte: SplitMultiSeis.

Figura 3.4. A) Visão em wiggle track vertical em pontos de tiro individuais. Fortes contrastes de impedância exibem picos de amplitude positivos; B) Visão em seção sísmica. Fonte: Alsadi (2017).

Figura 3.5. Etapas da amarração de poços. Onde TB, NTE, BB, IEJ são horizontes arbitrários. Fonte: Alsadi (2017).

Figura 3.6. Padrões estruturais associados a intrusões de diversos corpos ígneos. Fonte: Conceição et al. (1993).

Figura 3.7. Modelos de feições sísmicas de rochas intrusivas por Planke et al. (2005 e 2018).

Figura 3.8. Fluxograma do projeto.

Figura 4.1. Localização dos poços que contém rochas ígneas (em vermelho) somado a alguns poços que não continham (em azul), porém serviram para amarração dos poços.

Figura 4.2. Localização de dados sísmicos 2D (linhas amarelas) e poços (da ANP em roxo e do LabGeot em azul).

Figura 4.3. Medidas de temperatura de fundo marinho, em azuis os dados brutos e em preto os dados limpos. No destaque a delimitação da Bacia de Santos.

Figura 4.4. Distribuição de temperaturas de fundo marinho da Bacia de Santos (eixo vertical) e profundidade da lâmina d'água (eixo horizontal).

Figura 5.1. Distribuição de ocorrências de rochas ígneas nas fases rift, pós-rift e drift na Bacia de Santos.

Figura 5.2. Exemplo de amostra de basalto alterado amigdaloidal com manchas de óleo castanho da Formação Camboriú (5014m), poço 6-BG-6P-SPS. Fonte: Base de dados.

Figura 5.3. Petrografia de amostras laterais com alterações e preenchimentos de vesículas. À esquerda detalhe de amígdala preenchida por zeólitas (aumento de 5x, PC). À direita piroxênio de borda cloritizada. Fonte: Fornero (2018).

Figura 5.4. Exemplo de vulcanoclástica observada no poço 3-BRSA-957-SCS. Profundidade 6211m. Fonte: Base de dados.

Figura 5.5. Mapeamento da temperatura de fundo marinho na Bacia de Santos. Sobreposto à batimetria.

Figura 5.6. Representação visual dos parâmetros de entrada para o cálculo do gradiente geotérmico. Onde TFM é a temperatura de fundo marinho, TBHT é a temperatura de fundo de poços, ZFM é a batimetria ou espessura da lâmina d'água e ZBH é a profundidade de fundo de poço.

Figura 5.7. Mapeamento regional de gradiente geotérmico e anomalias associadas na Bacia de Santos. Onde A e C são dimensões lineares de largura e comprimento, respectivamente.

Figura 5.8. Mapeamento regional de fluxo de calor e anomalias associadas na Bacia de Santos. Onde A e C são dimensões lineares de largura e comprimento, respectivamente.

Figura 5.9. Distribuição da temperatura na área de estudo, perspectiva em profundidade.

Figura 5.10. Estudo de energia geotérmica offshore para o poço 1-BSS-69-RJS.

Figura 5.11. Distribuição da temperatura na área de estudo, perspectiva em profundidade, apresentando topo e base da geradora Piçarras-Itapema.

Figura 5.12. Distribuição da temperatura na área de estudo, perspectiva em profundidade, apresentando topo e base da geradora Itajaí-Açu.

Figura 5.13. Comparativo entre temperaturas crustais calculadas e a classificação do poço.

Figura 5.14. Modelo de velocidade aplicado no Opendtect.

Figura 5.15. Algumas imagens da etapa de mapeamento de horizontes do programa. A e B) Marcadores importantes da área de estudo e C) Amarração de poços.

Figura 5.16. Etapa de amarração de poços. A primeira coluna mostra as curvas de densidade (azul) e sônico (vermelho), a segunda coluna é o cálculo de refletividade (azul) e impedância acústica (vermelho). A última coluna apresenta o traço sintético gerado e a sísmica. O objetivo é que tenham as mesmas marcações.

Figura 5.17. Tela inicial do software Opendtect, mostrando a superfície do mapa de gradiente geotérmico, as linhas sísmicas e os poços com marcadores estratigráficos.

Figura 5.18. A) Sísmica bruta 112, B) Recorte do mapa de gradiente sob à sísmica, C) Sísmica 112 interpretada, D) Extração TecVA, E) Legenda de cores, F) Extração de atributo RMS e TecVA, G) Localização da linha sísmica, H) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

Figura 5.19. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 112.

Figura 5.20. Curvas de perfis de poços com destaque nas rochas ígneas do poço 1-BRSA-1050-SPS.

Figura 5.21. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3245.

Figura 5.22. A) Sísmica bruta 3243, B) Recorte do mapa de gradiente geotérmico sob à sísmica, C) Sísmica 3243 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Extração de atributo chimney e energy para realçar vents, G) Localização da linha sísmica, H) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

Figura 5.23. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3243.

Figura 5.24. A) Sísmica bruta 3339, B) Recorte do mapa de gradiente sob à sísmica, C) Sísmica 3339 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Localização da linha sísmica, G) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

Figura 5.25. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3339.

Figura 5.26. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3341.

Figura 5.27. Curvas de perfis de poços com destaque nas rochas ígneas dos poços 3-BRSA-391-SPS e 4-BRSA-334DA-SPS.

Figura 5.28. A) Sísmica bruta 3337, B) Recorte do mapa de gradiente sob à sísmica, C) Sísmica 3337 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Localização da linha sísmica, G) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

Figura 5.29. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3337.

Figura 5.30. Curvas de perfis de poços com destaque nas rochas ígneas dos poços 1-BRSA-555 e 1-RJS-199B.

Figura 5.31. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3235.

Figura 5.32. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3237.

Figura 5.33. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 2333.

Figura 5.34. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 2335.

Figura 5.35. A) Sísmica bruta 3239, B) Recorte do mapa de gradiente sob à sísmica, C) Sísmica 3239 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Localização da linha sísmica, G) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

Figura 5.36. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3239.

Figura 5.37. Curvas de perfis de poços com destaque nas rochas ígneas do poço 4-BG-7-SPS.

Figura 5.38. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3241.

Figura 5.39. A) Disposição das seções strike 112 e dip 94, B) Localização das seções, C) Análogo recente de lava delta em La Palma, D) Interpretação de lava delta por Planke et al. (2022).

Figura 5.40. Atualização do mapa do magmatismo presente na Bacia de Santos.

Lista de Tabelas

Tabela 3.1. Valores médios de condutividade térmica das litologias nas bacias de Campos e Santos.

Tabela 4.1. Tabela de poços solicitados.

Tabela 4.2. Base de dados para o estudo sísmico e amarração de poços.

Tabela 4.3. Poços utilizados na base de dados geotérmicos.

Tabela 4.4. Base de dados geotérmicos.

Tabela 5.1. Observação de rochas ígneas do magmatismo Neocomiano em poços da base de dados.

Tabela 5.2. Observação de rochas ígneas do magmatismo Alagoas em poços da base de dados.

Tabela 5.3. Observação de rochas ígneas do magmatismo Santoniano-Campaniano em poços da base de dados.

Tabela 5.4. Eventos magmáticos observados no campo de Libra. Fonte: Ren et al. (2019).

Tabela 5.5. Dados estatísticos do mapa de gradiente geotérmico e fluxo de calor.

Tabela 5.6. Janela de geração de óleo e gás. Fonte: Welte e Tissot (1984).

Tabela 5.7. Comparativo entre as temperaturas calculadas para a geradora Itajaí-Açu e a classificação do poço.

Tabela 5.8. Comparativo entre as temperaturas calculadas para a geradora Piçarras/Itapema e a classificação do poço. A cor verde indica resultados concordantes, em vermelho são resultados não concordantes e em preto são classificações indefinidas e que não puderam ser analisadas.

Tabela 5.9. Comparativo entre as temperaturas calculadas para topo e base do sal e a classificação do poço.

Tabela 5.10. Tabela de fator de correlação poço-sísmica.

1. Introdução

A indústria de hidrocarbonetos está em constante transformação tecnológica e científica. Devido a esta contínua expansão, novas fronteiras exploratórias são estudadas para que novas descobertas sejam feitas. Nesse contexto, as rochas ígneas já são consideradas novas fronteiras em diversos países (Jerram, 2015). No Brasil, os eventos magmáticos afetaram muitas bacias terrestres e marinhas (Almeida et al., 1996; Moreira et al., 2006; Thomaz Filho et al., 2008; Zalan, 2012), como a Bacia de Santos, maior produtora de hidrocarbonetos de boa qualidade da indústria nacional (Souza e Sgarbi, 2019). Sua escolha, neste trabalho, se deve a estudos indicando a presença de importante volume de rochas ígneas (Chang et al., 2008; Borges e Gamboa, 2015; Cortez e Cetale, 2016; Zhao et al., 2019; Oliveira e Rancan, 2018; Gordon et al., 2023).

As rochas ígneas têm complexo processo genético, desde a sua origem até distribuição na crosta terrestre, são resultantes do resfriamento e solidificação de materiais parcialmente fundidos (o magma) (Gill, 2010). O magma comumente apresenta: uma porção líquida (*melt*), composta de silicatos fundidos e íons metálicos; uma porção sólida, com minerais cristalizados diretamente do *melt*; porção de fragmentos de rochas (xenólitos ou rochas estranhas), as quais pode ser incorporada ao material magmático durante o seu trajeto; e uma porção de gases. O material volátil pode ser H₂O, CO₂, N₂, S, B, HCl (Stober e Bucher, 2021). As atividades magmáticas englobam também resíduos (ex. veios) e fumarolas. Quando o magma sofre alteração de composição química, são chamadas de assimiladas (Winter, 2014).

No sistema petrolífero, as rochas ígneas podem, não só armazenar hidrocarbonetos, mas assumir outras funções, como selo e trapa (Conceição et al., 1993; Magoon e Dow, 1994; Delpino e Bermúdez, 2009; Jerram, 2015; Senger et al., 2017; Mund et al., 2017). Além disso, favorece processos como a migração e maturação da rocha geradora, compensando o baixo fluxo geotérmico (ex. Bacias do Amazonas e Solimões) (Conceição et al., 1993; Eiras e Wanderley Filho, 2003; Cioccarri e Mizusaki, 2019).

Enquanto reservatório, o seu sistema permo-poroso pode permitir que apresentem boa efetividade, dependendo da intensidade do fraturamento, do volume, preenchimento das vesículas (passando a ser chamadas de amígdalas) e/ou se estas estão interligadas (aumentando sua permeabilidade) (Farooqui et al., 2009; Couves et al., 2015). A porosidade primária consiste, principalmente, em cavidades produzidas pela volatilização

de gases durante a erupção e resfriamento (Couves, 2015). A porosidade secundária, por sua vez, está relacionada aos poros resultantes de alteração hidrotermal, recristalização, dissolução por águas subterrâneas e esforços tectônicos (Couves, 2015).

A presença de vesículas centimétricas e numerosas caracterizam basaltos de vulcanismo subaéreo, enquanto vesículas menores e poucas numerosas, basaltos de vulcanismo subaquosos (Couves, 2015). Estas vesículas são recorrentes na base e topo dos derrames, podendo estar total ou parcialmente preenchidas por minerais secundários. Derrames com porosidade vesicular apresentam intenso microfraturamento (1 μm) e podem conferir importante permeabilidade à rocha, que por vezes é baixa. Os microporos (<0,01mm) são pequenos espaços remanescentes entre minerais de uma rocha após seu resfriamento ou espaços gerados pela alteração de minerais primários e/ou por esforços tectônicos (Zou, 2013).

Apesar deste fato, ainda são poucos os estudos publicados que melhor caracterizou a influência de corpos ígneos na evolução tectono-sedimentar da bacia e o potencial destes corpos como reservatório de hidrocarbonetos, principalmente no Brasil. Isto foi observado na etapa inicial deste estudo, durante o levantamento bibliográfico e, por isso foi feita uma atualização das duas principais bases de dados no tema: Schutter (2003) e Petford e McCaffrey (2003). Estes estudos são antigos e já não representavam o cenário atual. Resultados mais detalhados podem ser encontrados em Descovi et al. (2021).

A Figura 1.1 é parte desta publicação, onde temos a distribuição de ocorrências de hidrocarbonetos associadas às rochas ígneas, atuando em diversas funções no sistema petrolífero, como abordado anteriormente. Esta imagem mostra um aumento considerável de descobertas, onde os círculos em laranja no mapa representam a base antiga de dados, e os círculos em roxo a atualização feita. No cadastro antigo constavam mais de 300 ocorrências em 39 países. A atualização identificou, aproximadamente, 400 locais distribuídos em mais de 54 países.

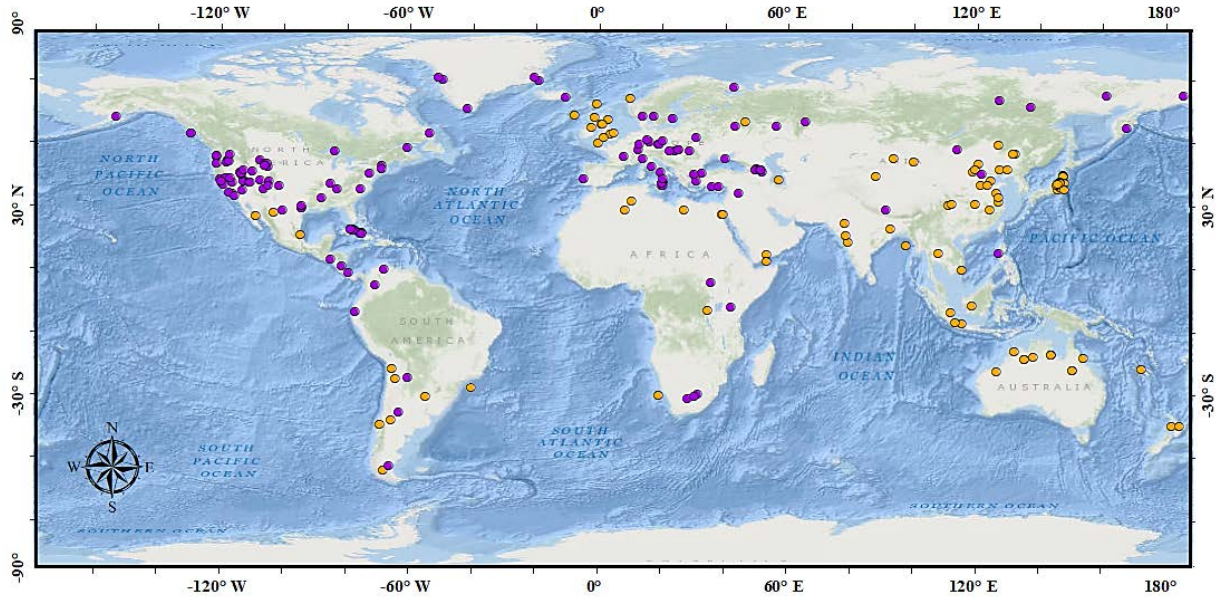


Figura 1.1. Distribuição global das ocorrências de hidrocarbonetos associados com atividades ou rochas ígneas. Onde referências antigas estão em cor laranja e referências novas em cor roxa (Descovi et al., 2021).

Quando à produção de hidrocarbonetos em reservatórios ígneos, a Figura 1.2 apresenta reservas de pelo menos 1000 Mbbl (mil barris), as quais já são exploradas comercialmente. Apesar da produção de 700 Mbbl (De Luca et al., 2017; Marins et al., 2022), o campo BM-C-33, localizado na Bacia de Campos, foi demarcado para destacar a atual exploração.

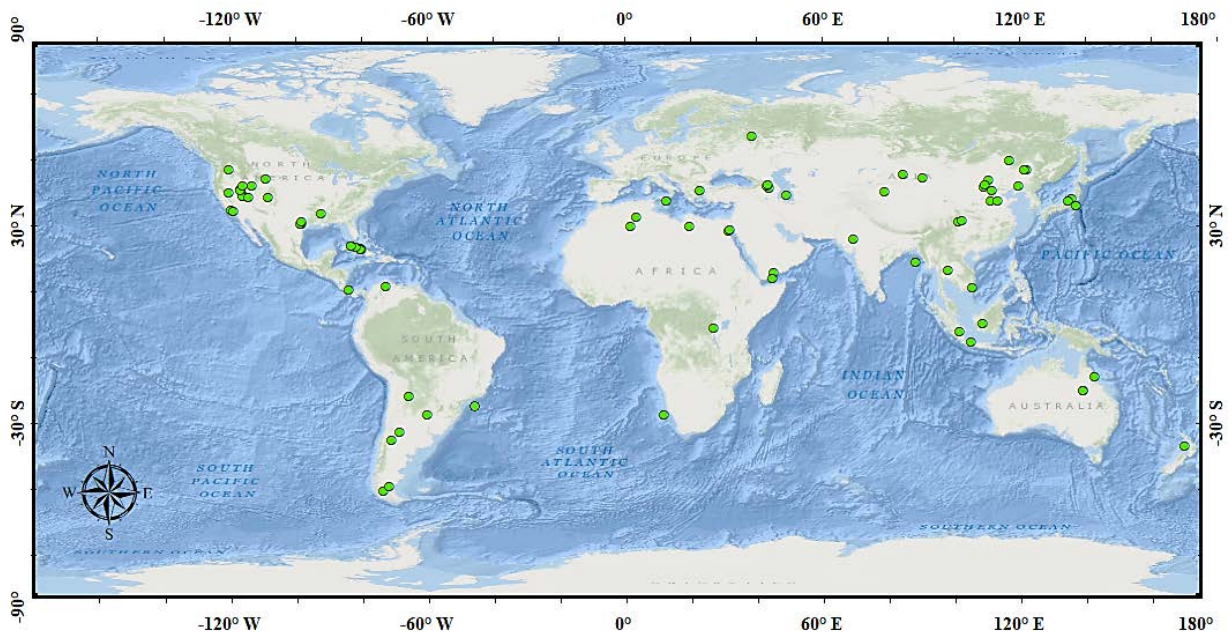


Figura 1.2. Localização de grandes reservas, maiores que 1000 Mbbl, presentes em reservatórios vulcânicos (círculos em verde) (Descovi et al., 2021).

Rochas vulcânicas são conhecidas como reservatórios de hidrocarbonetos há mais de 130 anos, descobertas acidentalmente por explorações em outras litologias (Schutter, 2003; Petford e McCaffrey, 2003; Farooqui et al., 2009). Na indústria do petróleo e gás, eram vistas como desafios de exploração e produção, devido à sua diversificada petrogênese e petrofísica e, atualmente, são consideradas fronteiras de exploração (Jerram, 2015). Tais fatos tornaram estas rochas, por décadas, pouco atrativas quando comparados aos reservatórios convencionais, como aborda Zahedi e MacDonald (2018), em seu estudo sobre como a exploração de óleo e gás subestima o vulcanismo.

No Brasil já foram explorados hidrocarbonetos em basaltos fraturados do embasamento econômico da Bacia de Campos, por 30 anos, nos campos de Badejo e Linguado (Tigre et al., 1983; Mizusaki et al., 1992 e 2008; Marins et al., 2022). Bruhn et al. (2017) ressaltam que estes reservatórios ígneos englobavam basaltos vesiculares, fraturados e brechas basálticas em águas rasas (80-120 m de profundidade de lâmina d'água) com óleo (28-32°API) traçado em fraturas, *vugs* e vesículas. Altos fluxos iniciais chegaram a 6200 BOPD (barris de óleo por dia), decrescendo e estabilizando a produção em 2000 BOPD por 30 anos.

Atualmente, gás e condensado são explorados, também na Bacia de Campos, no campo de BM-C-33 (bloco C-M-539), conhecido como Pão de Açúcar. Os recursos estão estimados em 700 Mbbl de petróleo leve e 3 Tcf de gás. Os reservatórios são formados tanto carbonatos microbiais da Fm. Macabu como por basaltos fraturados também do embasamento que compõe a Fm. Cabiúnas (De Luca et al., 2017).

Para este estudo, a base de dados inicial é composta por dois levantamentos sísmicos e 120 poços. Os resultados deste trabalho apresentam dados inéditos e ainda não publicados, uma vez que foram recentemente disponibilizados publicamente ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis).

Dentre os métodos geofísicos mais utilizados, os sísmicos, de perfilagem e petrofísicos são os mais recorrentes em países que exploram comercialmente hidrocarbonetos em rochas ígneas (Liu et al., 2013). Desse modo, este projeto se utilizou dos mesmos métodos, além de incorporar o método geotérmico, devido à boa resposta na identificação física do magmatismo (Pinto, 2008; Hamza et al., 2017; Pestana et al., 2018; Mohriak, 2020). Entretanto, não foram encontradas publicações que abordem a integração de resultados a partir destes métodos voltados para o tema, o que torna este estudo inovador. Outros métodos também podem fornecer boa resposta, como o

magnetotélúrico (Lugao et al., 2008), gravimétrico e magnetométrico (Chang et al., 2008; Stanton et al., 2014), porém os dados não estavam disponíveis.

1.1. Justificativa para a escolha do tema

A avaliação do potencial de rochas ígneas como reservatório de hidrocarboneto no Brasil ainda é um tema com escassas referências e pouco desenvolvido, mas promissor enquanto pesquisa, tanto em órgãos públicos como em empresas particulares. Estudos nesta área têm sido desenvolvidos em outros países, e no Brasil, de forma mais significativa, teve importância nas décadas de 80, 90 e início do século XXI (Tigre et al., 1983; Mizusaki et al., 1992; Souza-Lima, 2006; Lobo, 2007; Chang et al., 2008; Mizusaki et al., 2008; Thomaz Filho et al., 2008), principalmente pela exploração em embasamento econômico na Bacia de Campos.

Nos últimos anos, alguns estudos foram relacionados a essa temática no Brasil, porém são restritos em sua maior parte, a trabalhos acadêmicos (Dani et al., 2017; Fornero et al., 2019; Avellar e Pereira, 2019). A maioria dos trabalhos é voltada para a geologia geral do magmatismo na Bacia de Santos (Oreiro et al., 2008; Mohriak, 2020) e, em menor parte, sobre levantamentos geofísicos com objetivo (ou não) de avaliação destes corpos ígneos como reservatório (Zalán et al., 2011; Borges e Gamboa, 2015; Cortez e Cetale, 2016; Costa et al., 2016; Miranda et al., 2018; Oliveira e Rancan, 2018; Cioccarri e Mizusaki, 2019; Correia et al., 2019). Por fim, pouquíssimas são as publicações de empresas particulares, principalmente em bacias salíferas como a Bacia de Santos (De Luca et al., 2015; Zhao et al., 2019).

É importante destacar dois fatos importantes no Brasil: o primeiro em relação à presença do magmatismo em camadas do pré-, intra- e pós-sal, especialmente nos prospectos de carbonatos microbiais e coquinas, como observa De Luca et al. (2015). O segundo é a recorrente presença de atividade ígnea em quase todas as bacias brasileiras e, conseqüentemente, observada em muitas análises geofísicas (Thomaz Filho et al., 2008; Costa et al., 2016; Miranda et al., 2018; Cioccarri e Mizusaki, 2019; Fornero et al., 2019; Correia et al., 2019; Avellar e Pereira, 2019).

A motivação para desenvolver este tema tem como base identificar novos tipos de reservatórios vulcânicos. Cioccarri e Mizusaki (2019) apontam que estudar melhor estas rochas é uma necessidade crescente na indústria pela presença recorrente de rochas ígneas em bacias sedimentares brasileiras e por representarem novas fronteiras de exploração

em outros países (Jerram, 2015). A inovação deste trabalho foi integrar métodos que ainda não são aplicados ao tema, interpretar dados novos divulgados pela ANP (ainda não publicados) e avaliar potenciais reservatórios ígneos ainda não descobertos, e que, por vezes, são influenciados pela halocinese (De Luca et al., 2015).

Este trabalho foi realizado a partir da integração dos resultados dos métodos geotérmicos, sísmicos, de perfilagem e petrofísicos por apresentarem boa resposta física ao magmatismo. A fim de observar variações de propriedades físicas, seja na superfície como em subsuperfície, perturbadas pelo calor.

1.2. Objetivos gerais e específicos

O objetivo geral é identificar e caracterizar potenciais reservatórios vulcânicos na Bacia de Santos através da análise integrada dos resultados dos métodos geotérmicos, sísmicos e de perfilagem. Os objetivos específicos deste estudo são:

- Mapas regionais de gradiente geotérmico, do fluxo de calor e de temperaturas crustais para fornecer *insights* sobre as condições térmicas na Bacia de Santos;
- Interpretação de linhas sísmicas para identificação de sismofácies ígneas;
- Demarcação de zonas de interesse e análise do comportamento de rochas ígneas em perfis de poços, visando uma caracterização mais precisa dos potenciais reservatórios vulcânicos.

2. Contexto geológico e geofísico da Bacia de Santos

2.1. Evolução tectônica e arcabouço estratigráfico

O arcabouço tectônico, aqui descrito brevemente, se baseia em trabalhos clássicos, como a carta estratigráfica de Moreira et al. (2007) (Figura 2.1). Também interpretações sismoestratigráficas feitas por Assine et al. (2008) e Chang et al. (2008).

As bacias sedimentares brasileiras, de modo geral, se desenvolveram sobre o antigo Cinturão Orogenético Brasileiro (Heilbron et al., 2019). Na Bacia de Santos, de acordo com Moreira et al. (2007), estes terrenos graníticos e gnáissicos de idade pré-cambriana compõe o embasamento cristalino, conhecido como Faixa Ribeira. O estilo estrutural inicial da abertura do Atlântico Sul é dominado por *rift* com formação de grábens assimétricos, além da presença de profundas zonas de cisalhamento crustal de movimento dextral (Stica et al., 2014; Schmitt et al., 2018; Heilbron et al., 2019).

A fragmentação do Gondwana teria se iniciado por um processo misto entre fenômenos controlados por estiramento litosférico e por anomalia termal, com a atividade termal da Pluma de Tristão da Cunha originando uma faixa mais larga de afinamento crustal (Platô de São Paulo) com menor taxa de estiramento na porção referente à Bacia de Santos (Borges e Gamboa, 2015; Schmitt et al., 2018; Heilbron et al., 2019; Matos, 2021; Mohriak e Szameitat, 2023; Gordon et al., 2023). Antes do vulcanismo que formou o embasamento, alguns autores, como Conti et al. (2017), apontam que ocorrem seqüências da Bacia do Paraná sob a Bacia de Santos.

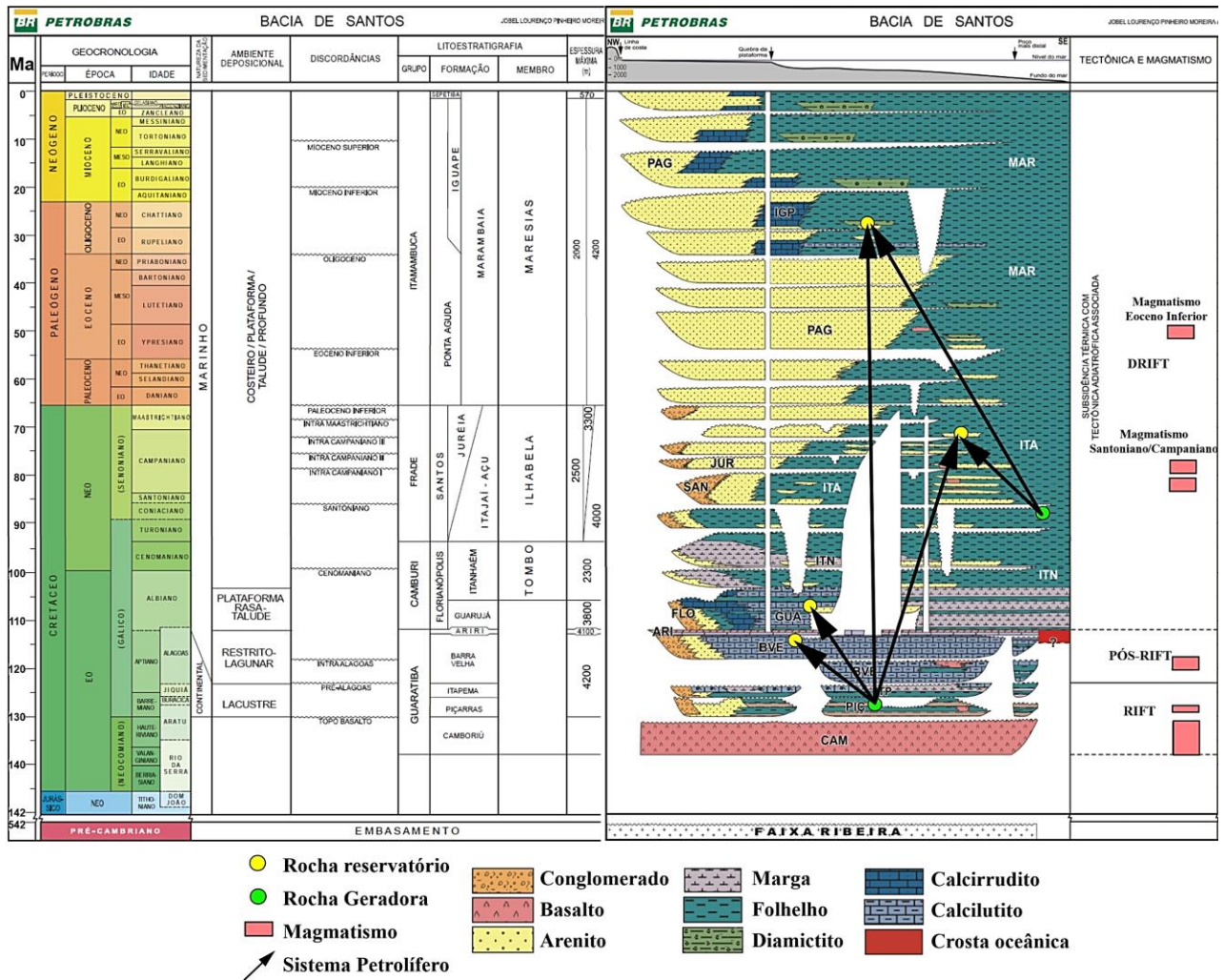


Figura 2.1. Carta estratigráfica, magmatismo e sistema petrolífero da Bacia de Santos. Notar os quatro eventos magmáticos. Modificado de Moreira et al. (2007).

Com a ruptura, uma charneira flexural se desenvolveu gerando um modelo em rampa, que permitiu, posteriormente, a mobilização do sal (Eo-Albiano) pelo talude. Esse processo forneceu espaço de acomodação às deposições posteriores em fase de subida eustática e subsidência flexural (Chang et al., 2008; Rigoti, 2015).

Ainda nesta fase, entre o *rift* e início da *sin-rift*, período que vai do Hauteriviano a Barremiano (~125 a 135 Ma), é observado que as bacias que se estendem do Espírito Santo até Sergipe-Alagoas passavam por deposição de espessos pacotes siliciclásticos, enquanto que as Bacias de Campos e Santos eram preenchidas por basaltos em ambiente vulcânico, formando seus embasamentos econômicos sob o embasamento pré-cambriano, de modo discordante (Misuzaki et al., 2002; Borges e Gamboa, 2015; Marins et al., 2022; Gordon et al., 2023). Este evento teria dado origem a depósitos vulcânicos de até 700 m de espessura, 900.000 km² em área de fluxos de lavas e enxames de diques (somente em terrenos brasileiros) oriundos de vulcões extintos, os mesmos que ocorriam na Bacia do Paraná (Misuzaki et al., 1992; Misuzaki et al., 2002; Stica et al., 2014; Oliveira e Rancan, 2018; Marins et al., 2022; Gordon et al., 2023). Na Bacia de Santos o embasamento econômico é chamado de Formação Camboriú, indicado na Figura 2.1 com a sigla CAM.

A Formação Camboriú é limitada, em seu topo, por uma discordância que é sobreposta por conglomerados, arenitos de leques aluviais proximais, siltitos e folhelhos lacustres em porções distais, todos pertencentes à Formação Piçarras (sigla PIC), de idade Barremiana (Moreira et al., 2007; Borges e Gamboa, 2015). Sotoposta discordantemente (~126 Ma) a esta, encontra-se a Formação Itapema (ITA), que vai do Neobarremiano ao Eoaptiano, com deposição de *grainstones* a coquinas, *wackestones* e *packstones* bioclásticos, folhelhos carbonáticos e folhelhos negros, ricos em matéria orgânica (Moreira et al., 2007). Acima desta formação ocorre a discordância, gerada em resposta a uma regressão regional Pré-Alagoas (Moreira et al., 2007; Borges e Gamboa, 2015).

Pouco antes de começar a fase transicional (Oreiro et al., 2008) um importante evento erosivo de caráter regional antecedeu a deposição dos sedimentos carbonáticos lacustres e clásticos da fase de subsidência térmica, originando uma bacia do tipo *sag* onde se depositaram rochas por ~7 Ma em ambiente calmo. Esta sequência tem potencial de possuir matéria orgânica em ambiente anóxico e, portanto, sem a presença de oxigênio, formando, então, as geradoras de alguns *plays* de hidrocarbonetos (Chang et al., 2008). Esta fase não se encontra presente em toda a extensão da bacia por erosão das próprias correntes de fundo marinho no Aptiano inferior (Borges e Gamboa, 2015).

Moreira et al. (2007) descreve que a sequência pós-*rift*, ou ainda a *sag*, depositada no Aptiano Superior e Albiano Inferior, ~112 a 100 Ma, é representada por maiores inserções marinhas que, futuramente, formariam o oceano Atlântico Sul. As formações que compõem essa sequência são, classicamente, conhecidas como a Fm. Barra Velha (BVE) e Fm. Ariri (ARI) (Caldas e Zalán, 2009; Mohriak, 2020). A Formação Barra

Velha pode ser dividida, com base na discordância Intra-Alagoas, em uma parte inferior (carbonatos do *rift*) e uma parte superior (carbonatos da fase *sag*) e ocorrem minerais de argila ricas em magnésio, como a estevensita, e a ausência de evaporitos marinhos mais típicos, são características de lagos que drenam terrenos ígneos básicos, como os que cercam a Fm. Barra Velha (Wright e Barnett, 2015).

A sequência superior, discordante à anterior (~113 Ma), corresponde aos 2000 m de evaporitos da Formação Ariri (Mohriak, 2008; Caldas e Zalán, 2009), precipitados e depositados em ambiente de golfo estreito e alongado (ou marinho restrito), por um período entre ~0,7 a 1,0 Ma, que se estende da Bacia de Santos à Bacia Sergipe-Alagoas (Riccomini et al., 2004; Chang et al., 2008; Garcia et al., 2012). Esses evaporitos correspondem aos selos e à maioria das trapas/armadilhas do sistema petrolífero da Bacia de Santos e são, principalmente, a halita e anidrita e, em menor contribuição, presença de sais solúveis tais como taquidrita, carnalita e silvinita (Moreira et al., 2007). As formações Camboriú, Piçarras, Itapema, Barra Velha e Ariri compõem o Grupo Guaratiba, depositadas em ambiente lacustre e restrito lagunar (Moreira et al., 2007). O Platô ou Dorsal de São Paulo teria atuado como uma barreira condicionando uma circulação oceânica restrita e formando extensas bacias evaporíticas (Borges e Gamboa, 2015). O limite do Grupo Guaratiba se desenvolve até os sedimentos siliciclásticos/carbonáticos da Formação Florianópolis (FLO) e Guarujá (GUA), que foram se transportando distalmente, sendo arrastados pela halocinese no Eo-Albiano.

A supersequência *drift*, denominada margem passiva, está associada a subsidência tectônica, tendo sua deposição iniciada no Albiano inferior e se estendendo até o recente (Assine et al., 2008). É formada pelos Grupos Camburi, Frade e Itamambuca e sua base é marcada pela passagem da sequência evaporítica (Fm. Ariri) para o ambiente de deposição clástica e de carbonatos das formações Florianópolis e Guarujá, respectivamente (Moreira et al., 2007). A sedimentação do Grupo Camburi ocorre entre o Albiano e o final do Cenomaniano e abrange as Formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém (ITN). O Grupo Frade é composto pelas Formações Santos (SAN), Itajaí-Açu (ITA) e Juréia (JUR), com suas deposições ocorrendo desde o Cenomaniano/Turoniano até final do Maastrichtiano. O grupo mais recente, Itamambuca, compreende as Formações Marambaia (MAR), Iguapé (IGP) e Sepetiba, as quais tiveram seus registros sedimentares datados do Paleoceno (Moreira et al., 2007).

2.2. Localização da área de estudo

A Bacia de Santos abrange uma área de aproximadamente 363.000 km² (ANP, 2022) e se localiza na margem continental Sudeste brasileira (Figura 2.2), abrangendo os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. O registro deposicional da bacia atinge espessura sedimentar máxima de 15 km (Moreira et al., 2007).

Os limites da Bacia de Santos se encontram a norte com a Bacia de Campos, pelo Alto de Cabo Frio, a sul com a Bacia de Pelotas pelo Alto de Florianópolis, a leste até o sopé da feição fisiográfica conhecida como Platô de São Paulo, e a oeste pelos cinturões de serras costeiras (Maciço da Carioca, Serra da Mantiqueira e Serra do Mar), ou pela Charneira Cretácea (*Hingeline*), produto do processo de rifteamento que percorre, paralelamente, a costa (Figura 2.3A) (Machado et al., 2010; Zálan et al., 2011; Borges e Gamboa, 2015).

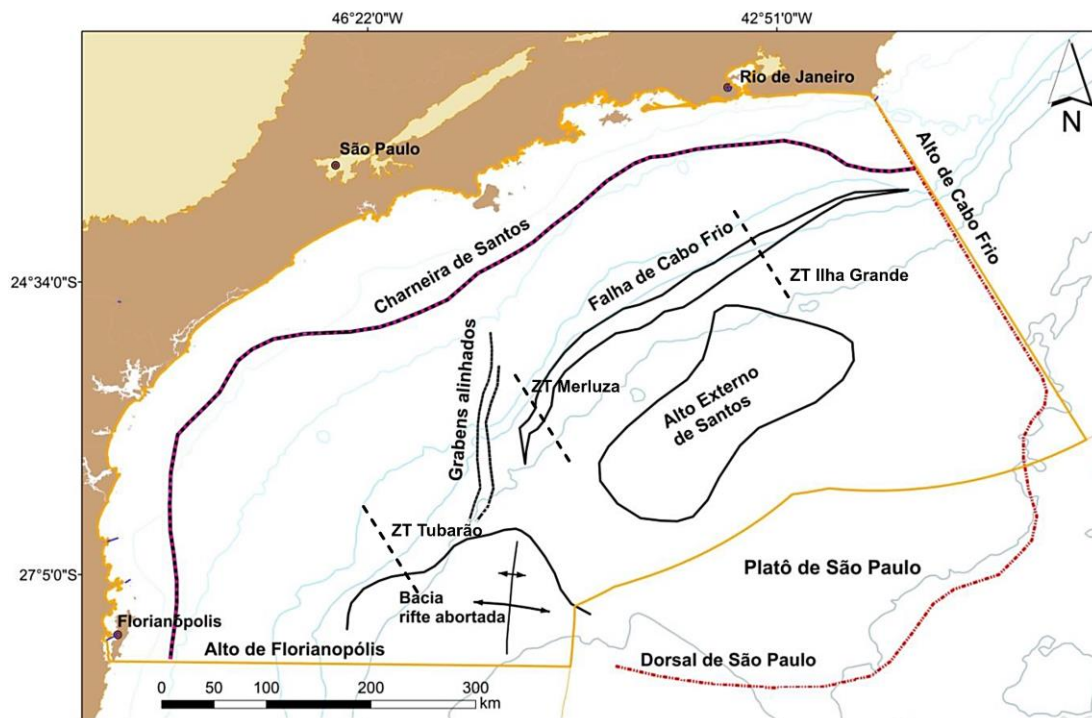


Figura 2.2. Mapa de localização da Bacia de Santos com os principais elementos do seu arcabouço regional, como as falhas maiores, os altos estruturais e as ZT's como zonas de transferências. Adaptado de Garcia et al. (2012).

Há presença de alguns altos estruturais importantes e bem conhecidos (Machado et al., 2010; Mohriak, 2020), como o Alto de Florianópolis, Platô de São Paulo (que inclui o Alto Externo de Santos e representa uma extensão da crosta continental), Dorsal de São Paulo e Alto de Cabo Frio. Bem como algumas zonas de transferências (ZT) na tectônica

regional (Mohriak, 2020). A geologia estrutural da bacia é caracterizada por um domínio de falhas normais de direção NNE-SSW e outro domínio com orientações preferenciais de NW-SE e NNW-SSE, se estendendo do topo do embasamento até o fim da fase *rift*, formando *carrier-beds* que atuam na migração de fluidos para os altos estruturais. Todos os domínios são afetados por zonas de transferência (Freitas et al., 2022).

Zalán et al. (2011) sugerem que a Dorsal de São Paulo se encontra na região de manto exumado com mesma orientação do Arco de Ponta Grossa. Outros autores, como Borges e Gamboa (2015) interpretam a Dorsal como um aulacógeno ou tentativa do rifteamento de Sul para Norte (região denominada Abimael), evidenciado nos estudos gravimétricos para determinação da profundidade da descontinuidade de Mohorovicic (Moho) de Rigoti (2015) e magnetométricos (Ferraz et al., 2019; Ferreira et al., 2022) (Figura 2.3).

O Alto de Florianópolis, datado de $\sim 113 \pm 0,1$ Ma, evidencia rochas ígneas máficas extrusivas onde foram observados plugs, cones vulcânicos e *Seaward Dipping Reflectors* (SDRs) com prolongamento para leste e que faz parte do Sistema de Zona de Fratura do Rio Grande (Machado et al., 2010; Mohriak e Szameitat, 2023). Estes últimos foram originados por dique alimentador, imediatamente antes do início da formação de crosta oceânica (Almeida et al., 1996; Machado et al., 2010).

O Alto de Cabo Frio apresenta grande incidência de rochas vulcânicas com espessa sequência vulcano-sedimentar em derrames basálticos que se intercalam com rochas vulcanoclásticas e sedimentares (Mohriak, 2020; Mohriak e Szameitat, 2023). Os eventos registrados nesta região datam de 130 a 120 Ma, 90 a 80 Ma e 50 a 40 Ma (os últimos sendo de vulcanismo subaquoso de conduto central) (Rigoti, 2015; Mahiques et al., 2023).

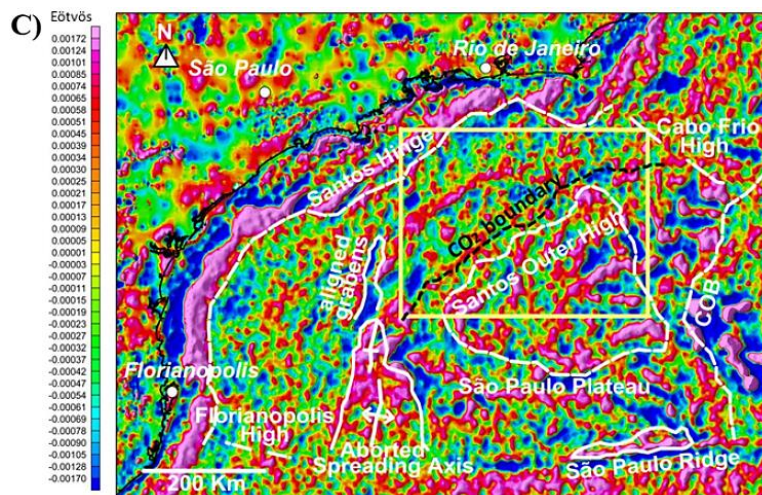
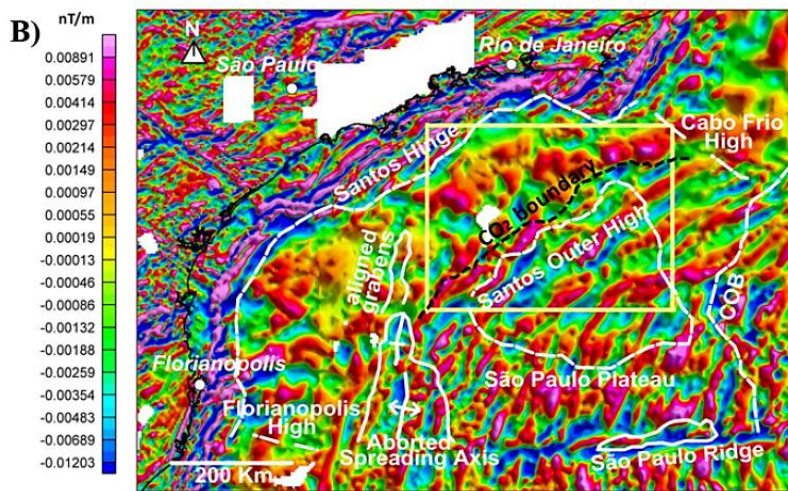
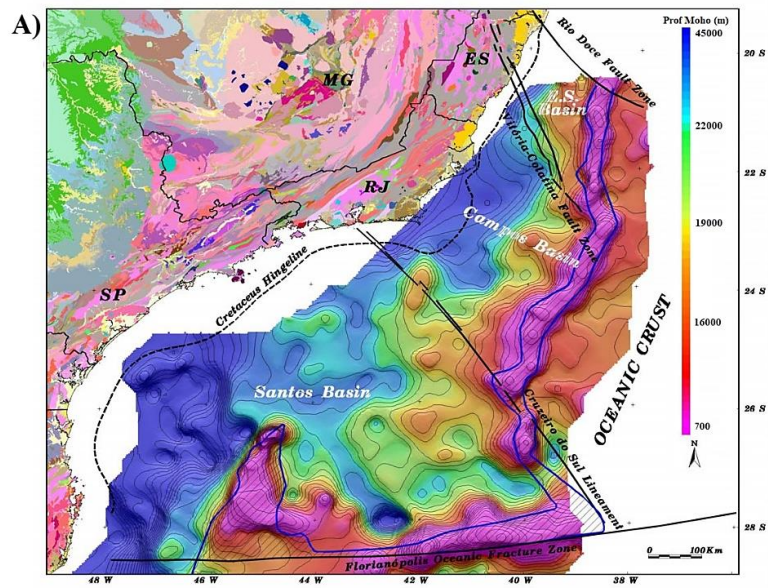


Figura 2.3. A) Mapa do contorno estrutural da descontinuidade de *Moho* da margem offshore da Bacia de Santos (Rigoti, 2015). B) Mapa de anomalia Bouguer residual obtida por seu gradiente vertical (Ferraz e al., 2019). C) Gradiente vertical do mapa de campo magnético total (Ferraz e al., 2019).

3. Metodologia

3.1. Método geotérmico

Compreender como as temperaturas e os gradientes geotérmicos variam facilitam o entendimento termal (Jaupart et al., 2016; Stober e Bucher, 2021). O regime térmico da bacia influencia fortemente a maturidade e a preservação dos hidrocarbonetos (Hamza et al., 2017). O calor que flui do interior da Terra é uma somatória do calor mantélico astenosférico e da produção radiogênica, seja das rochas crustais ou sedimentos inconsolidados (mesmo contribuindo com pouca energia) (Stober e Bucher, 2021). Em bacias sedimentares de margem passiva, a principal transferência de calor é por condução, que é condicionada através da condutividade térmica (Jaupart et al., 2016). O gradiente geotérmico é definido como a diferença de calor entre duas profundidades e havendo diferença entre essas temperaturas, sempre existirá um fluxo de calor tendendo ao equilíbrio térmico e esse fluxo depende da condutividade térmica do meio (Stober e Bucher, 2021).

Neste trabalho, o método geotérmico vem a contribuir com o entendimento tectono-termal da Bacia de Santos, da influência do sal e da janela de maturação das rochas geradoras com eventos magmáticos. Na indústria, nas décadas de 70 e 80, foram conduzidos estudos preliminares sobre o gradiente geotérmico em bacias sedimentares brasileiras, com foco especialmente nas bacias *offshore*. Estudos realizados por Meister (1973) apontaram que em Campos e Santos as temperaturas eram frias, inferiores a 22 °C/Km, porém, com dados limitados de apenas 8 poços. Zembruski e Kiang (1989) observaram um valor aproximado de 23 °C/Km, mas seu estudo também se restringiu a medições pontuais. Recentemente, Hamza et al. (2017) atualizaram os estudos geotérmicos com 31 poços e apresentaram algumas anomalias acima de 40 °C/Km em forma de cinturão de calor, sugerido pelos autores como resultado do alojamento de magma sob a crosta em rasas profundidades ou regiões de campos petrolíferos.

A base de dados deste trabalho inclui medidas de temperatura de 92 poços, provenientes da ANP, além dos perfis de raio gama, sônico, urânio, tório e potássio, que contribuem para a análise geotérmica. Adicionalmente, foram fornecidos dados de 28 poços pela base de dados do LabGeotON, os quais já continham cálculo de gradiente geotérmico e fluxo de calor, totalizando 120 poços para o estudo geotérmico da Bacia de Santos.

As medições de temperaturas de fundo de poço (BHT) (Carvalho e Vacquier, 1977) são efetuadas durante a perfuração do poço, logo após a parada de circulação de lama, sofrendo, assim, perturbações térmicas das atividades de perfuração (Goutorbe et al., 2007; Stober e Bucher, 2021). Segundo Lachenbruch e Brewer (1959), o equilíbrio térmico é alcançado somente após um período de tempo da ordem de até 10 vezes o tempo da perfuração com acurácia de 0,05°C. As medições de temperaturas, portanto, necessitam de correções. Existem vários métodos de correção (Goutorbe et al., 2007), porém o mais usual é o método Horner que utiliza medições de temperatura (no mínimo três), o tempo que a broca cessou sua atividade e o tempo de circulação da lama como dados de entrada. Este procedimento é aplicado em campo e, portanto, já se encontram corrigidas nos perfis compostos ou relatório de poço.

3.1.1. Gradiente geotérmico

O gradiente geotérmico (g) é definido como a taxa da variação de calor com a profundidade, dado comumente em °C/km (Eq.3.1). Seu cálculo, em regiões oceânicas, depende da temperatura corrigida de fundo de poço (T_{BHT}), da temperatura do fundo marinho (T_{FM}), da batimetria ou profundidade do fundo marinho (Z_{FM}) e da profundidade da medição do BHT (Z_{BH}). Os dados das temperaturas de fundo marinho (T_{FM}) foram solicitados ao Banco Nacional de Dados Oceanográficos da Marinha. Assim, calcula-se o gradiente geotérmico conforme Eq.3.1:

$$g = \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_{BHT} - T_{FM}}{Z_{BH} - Z_{FM}} \pm \sigma_g \quad (\text{Eq.3.1})$$

Onde σ_g é o desvio padrão.

3.1.2. Condutividade térmica

A condutividade térmica, dada em W/m/K, é a propriedade intrínseca do material que quantifica a habilidade do corpo em transferir o calor, depende da temperatura, da porosidade e muito do tipo de rocha (Schön, 2015). Portanto varia conforme o material e as condições físicas do meio, seja na água (0,50 a 0,60 W/m/K), em rochas sedimentares (2,0 a 7,0 W/m/K), no sal (3,50 a 5,50 W/m/K), no óleo (0,15 W/m/K), nos carbonatos (1,0 a 5,5 W/m/K), em rochas ígneas (0,20 a 5,33 W/m/K) (Schön, 2015). Além disso, é esperado que no embasamento de bacias sedimentares se conduza mais calor do que em sedimentos inconsolidados (Stober e Bucher, 2021).

Medidas de condutividade térmica podem ser efetuadas através de testemunhos em várias profundidades, mas geralmente, a disponibilidade é restrita a poucas amostragens, tornando-se pouco representativa. Outra forma de obter este dado é através de estimativas indiretas, seja por perfil sônico, mais confiável, (Houbolt e Wells, 1980) ou litologias do poço (Cardoso e Hamza, 2014; Hamza et al., 2017). Neste trabalho, em 114 dos 120 poços foi utilizado o método do perfil sônico e em 6 poços, que não possuíam sônico, foi aplicado o método do perfil litológico (Tabela 3.3), os valores foram adicionados na Tabela 4.4.

Houbolt e Wells (1980) estabeleceram uma relação empírica entre a condutividade térmica (λ) e a velocidade de propagação das ondas compressãois (V_p), através do tempo de propagação da onda (t), obtido da curva do sônico (Eq.3.2):

$$\lambda \cdot g = \ln \left(\frac{T_{FM}+b}{T_{BHT}+b} \right) \cdot \frac{b}{a(t_0-t)} \quad (\text{Eq.3.2})$$

Onde os parâmetros $a = 1,039$ e $b = 77,029$ são constantes, g é o gradiente geotérmico, T_{BHT} é a temperatura BHT, T_{FM} é a temperatura de fundo marinho. Considerando $t_0 = 0$ e isolando a condutividade térmica, temos a Eq.3.3:

$$\lambda = \frac{\ln \left(\frac{T_{FM}+b}{T_{BHT}+b} \right) \cdot \frac{b}{-at}}{g} \pm \sigma_\lambda \quad (\text{Eq.3.3})$$

O método do perfil litológico foi calculado por média ponderada dos valores típicos de condutividade térmica em diversas litologias medidas nas Bacias de Campos e Santos por Cardoso e Hamza, (2014), conforme Tabela 3.1.

Tabela 3.1. Valores médios de condutividade térmica das litologias nas bacias de Campos e Santos.

Cardoso e Hamza (2014).

Arenito	2,21	Dolomita	4,40	Basalto	2,10
Argilito	1,83	Calcilito	2,66	Anidrita	5,63
Siltito	2,30	Marga	2,70	Coquina	2,20
Folhelho	1,83	Halita	6,28	Diamictito	2,50
Conglomerado	2,40	Calcirrudito	2,51	Sed. não consolidado	2,00

3.1.3. Fluxo de calor

O fluxo de calor (q) é definido como o calor que atravessa uma unidade de área sob uma taxa de diferença de temperatura com a profundidade, dado comumente em mW/m^2 (Eq.3.4) (Stober e Bucher, 2021). É expresso na Lei de Fourier para difusão termal, o qual dita que "o fluxo é continuamente transportado do meio mais quente para o meio mais o frio". Para quantificar isto, tem-se que o fluxo de calor é proporcional ao gradiente de temperatura existente em uma região, segundo a condutividade térmica do

material, que funciona como um operador que relaciona o fluxo ao gradiente geotérmico (Sclater et al., 2014), do seguinte modo:

$$q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \pm \sigma_q = -\lambda g \pm [(g^2 \cdot \sigma_\lambda^2) + (\sigma_g^2 \cdot \lambda^2)]^{1/2} \quad (\text{Eq.3.4})$$

Onde q é a densidade de fluxo por unidade de área; g o gradiente geotérmico; σ é o desvio padrão; λ é a condutividade termal em W/m/K; ∂T a diferença entre a temperatura em profundidade e a temperatura na superfície de referência em °C ou K; ∂z a diferença entre a profundidade e a superfície de referência (neste trabalho o fundo marinho, em metros).

A presença do sinal negativo, na forma vetorial, é consequência da segunda lei da termodinâmica, que requer que o fluxo de calor tenha direção contrária ao gradiente térmico (positivo na direção do interior terrestre) (Sclater et al., 2014). Quando se trata da magnitude do vetor, o sinal negativo é desconsiderado, assim como as perdas laterais de calor que são desprezíveis (Sclater et al., 2014), considerando somente a perda vertical de calor.

3.1.4. Produção de calor radiogênico

O calor terrestre possui diversas fontes de calor, sendo duas principais: a primeira é chamada de fonte de calor residual da formação acrescionária do planeta, há 4,56 bilhões de anos atrás, conservada segundo a primeira lei de conservação de energia da Termodinâmica e proveniente do núcleo terrestre (Stober e Bucher, 2021). A segunda fonte é proveniente da produção de calor, dada em $\mu\text{W}/\text{m}^3$, por decaimento dos elementos radioativos (principalmente urânio, tório e potássio) com predominância maior na crosta terrestre devido ao alto valor dos raios atômicos desses elementos não serem tão compatíveis com as estruturas minerais presentes no manto (Rybach, 1976).

Dados de Schön (2015) mostram que a produção de calor radiogênico varia conforme a litologia, em níveis crustais, seja em rochas intrusivas (0,10 a 7,65 $\mu\text{W}/\text{m}^3$), rochas vulcânicas (0,20 a 4,00 $\mu\text{W}/\text{m}^3$), evaporitos (0,012 a 0,090 $\mu\text{W}/\text{m}^3$) e carbonatos (0,36 a 0,62 $\mu\text{W}/\text{m}^3$). Segundo Stober e Bucher (2021), uma parte dos elementos radioativos pode ser mobilizado pela interação rocha-água e dissolvidos em fluidos hidrotermais. Peridotitos mantélicos e seu produto hidratado, os serpentinitos, produzem contribuições desprezíveis de calor em regiões oceânicas.

Para o cálculo da produção de calor (A_0), foi utilizado o método de Bucker e Rybach (1996), por meio da curva de raio gama (GR), comumente na unidade API

(Eq.3.5). Essa relação linear foi validada com os dados utilizados neste estudo, a exemplo os poços 1-BRSA-220A-SPS e 1-BRSA-289-SPS (Fig. 3.1).

$$A_0 = 0,0158(\text{GR} - 0,8) \quad (\text{Eq.3.5})$$

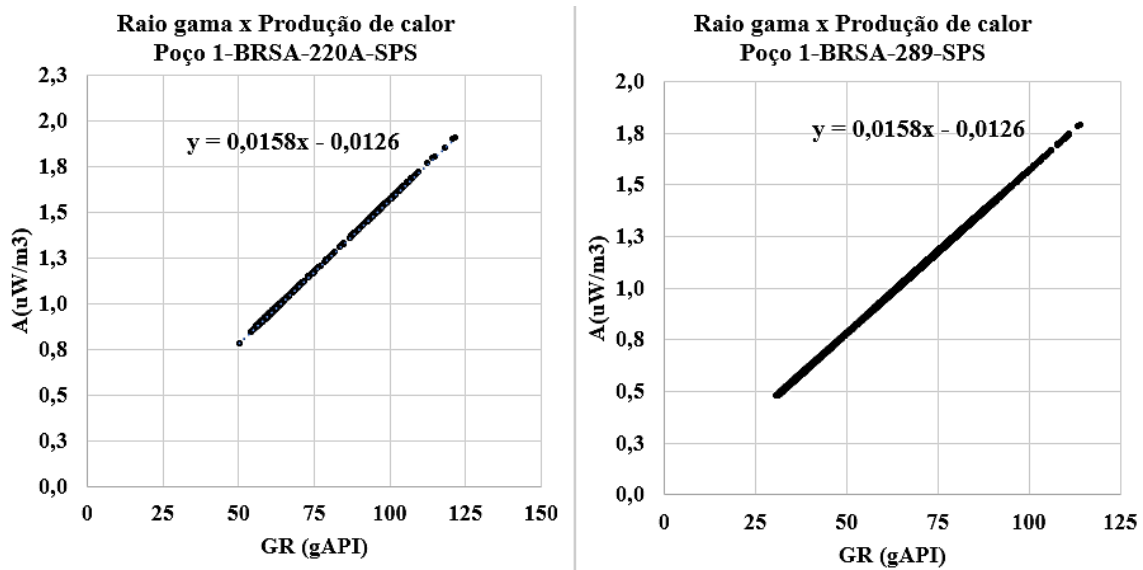


Figura 3.1. Relação linear entre raio gama (GR) e a produção de calor (A) do poço 1-BRSA-220A-SPS e 1-BRSA-289-SPS.

Nos poucos poços que não possuíam o perfil raio gama, foi utilizado o método de Rybach (1976), onde se aplica o perfil de densidade (em kg/m^3) e informações dos elementos radioativos advindo dos perfis individuais desses radioelementos naturais medidos como o equivalente-Urânio (ppm), equivalente-Tório (ppm) e o Potássio (%):

$$A_0 = 10^{-5} \rho [9,25(\text{Uppm}) + 2,56(\text{Thppm}) + 3,48(\text{K}\%)] \quad (\text{Eq.3.6})$$

3.1.5. Temperatura crustal

Os modelos térmicos para avaliação da temperatura na crosta são oriundos da equação diferencial do calor, proveniente da Lei de Conservação de Energia e do balanço energético em um meio. Estes modelos são comumente unidimensionais, onde se assume que o campo de temperaturas é predominantemente vertical (profundidade) (Stober e Bucher, 2021). Assim, pela Lei de Conservação de Energia, temos que “a quantidade de calor inicial que atravessa uma unidade de área do sistema é igual a quantidade de calor final” (Figura 3.2).

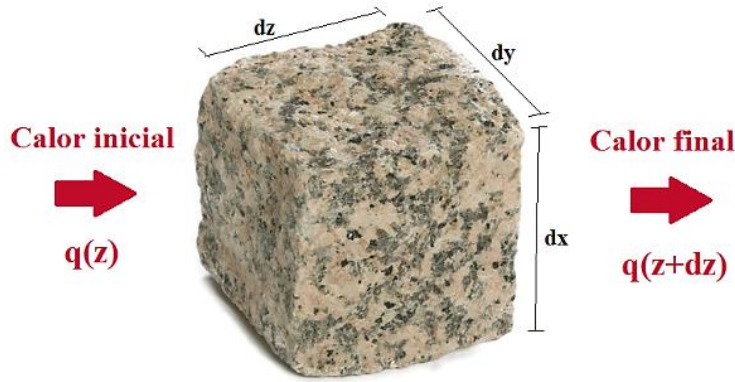


Figura 3.2. Modelo de transferência de calor por condução nas rochas.

Portanto, o balanço de energia 1D se escreve como:

$$\underbrace{q(z) \cdot S \delta t}_{\text{Energia que entra por } z \text{ durante } \delta t} + \underbrace{A_o(z) \cdot S \delta z \cdot \delta t}_{\text{Energia gerada durante } \delta t} = \underbrace{\delta E}_{\text{Variação energia durante } \delta t} + \underbrace{q(z + dz) \cdot S \delta t}_{\text{Energia que sai por } z+dz \text{ durante } \delta t} \quad (\text{Eq.3.7})$$

Onde:

$$\delta E = \rho \cdot c \cdot \delta T \cdot S \delta z \quad (\text{Eq.3.8})$$

Onde ρ é a densidade, em kg/m^3 ; c é o calor específico, em J/kg.K ; $\rho \cdot c$ é a capacidade térmica volumétrica ou a quantidade de energia necessária para esquentar uma unidade de volume a uma unidade de temperatura e possui unidade $\text{J/m}^3.\text{K}$; S é a área atravessada em m^2 .

Utilizando a Eq.3.8 em 3.7:

$$q(z) \cdot S \delta t + A_o(z) \cdot S \delta z \cdot \delta t = \rho \cdot c \cdot \delta T \cdot S \delta z + q(z + dz) \cdot S \delta t \quad (\text{Eq.3.9})$$

Dividindo ambos os membros por $S \delta z \cdot \delta t$, temos:

$$\frac{\delta q(z)}{\delta z} + A_o(z) = \frac{\rho \cdot c \cdot \delta T}{\delta t} + \frac{q(z+dz)}{\delta z} \quad (\text{Eq.3.10})$$

Rearranjando, ficamos com:

$$\frac{\delta q(z)}{\delta z} - \frac{q(z+dz)}{\delta z} + A_o(z) = \frac{\rho \cdot c \cdot \delta T}{\delta t} \quad (\text{Eq.3.11})$$

Se $\delta q(z)$ ou, simplesmente, $\delta q = q(z + dz) - \delta q(z)$, então ficamos com:

$$-\frac{\delta q}{\delta z} + A_o = \rho \cdot c \cdot \frac{\delta T}{\delta t} \quad (\text{Eq.3.12})$$

Utilizando a Lei de Fourier:

$$q = -\lambda \cdot \frac{\delta T}{\delta z} \quad (\text{Eq.3.13})$$

Lembrando que λ é a condutividade térmica da rocha e $\frac{\delta T}{\delta z}$ o gradiente geotérmico.

Aplicando Eq.3.13 em 3.12:

$$\frac{\delta}{\delta z} \left(\lambda \cdot \frac{\delta T}{\delta z} \right) + A_0 = \rho \cdot c \cdot \frac{\delta T}{\delta t} \quad (\text{Eq.3.14})$$

Reescrevendo:

$$\lambda \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} + A_0 = \rho \cdot c \cdot \frac{\delta T}{\delta t} \quad (\text{Eq.3.15})$$

De forma que a parcela no membro direito é a variação de energia interna.

Considerando que $\frac{\lambda}{\rho \cdot c} = \kappa$ é a difusividade térmica, dada em m²/s, podemos escrever esta equação diferencial também como:

$$\kappa \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} + A_0 = \frac{\delta T}{\delta t} \quad (\text{Eq.3.16})$$

Reescrevendo:

$$\frac{\delta T}{\delta t} = \kappa \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} + A_0 \quad (\text{Eq.3.17})$$

Esta é a *equação de difusão do calor*, onde T é a temperatura na profundidade z no instante t.

A solução para esta equação diferencial, segundo condições iniciais e de contorno, é a equação $T(z)$ que buscamos para o estudo térmico da temperatura crustal. Assim, considerando o meio estacionário, com variação vertical da condutividade térmica (Chapman, 1986), $\lambda(T) = \frac{\lambda_0}{1+\alpha T}$ e decaimento exponencial da produção de calor $A(z) = A_0 e^{-\frac{z}{D}}$, temos finalmente a equação da temperatura crustal:

$$T(z) = \frac{1}{\alpha} \left[(1 + \alpha T_0) e^{\frac{\alpha}{\lambda} [(q - A_0 D)z + A_0 D^2 (1 - e^{-\frac{z}{D}})]} - 1 \right] \quad (\text{Eq.3.18})$$

Onde $\alpha = 0,00033 \text{ 1}^\circ\text{C}$ é o coeficiente de variação da condutividade térmica com a temperatura; λ é a condutividade térmica na temperatura de referência (T_0); z é a profundidade, em metros, da base da crosta; A_0 é a produção de calor radiogênico; D é o decréscimo logarítmico com a profundidade, aqui considerado 8000 m que é a espessura média da crosta oceânica (Cardoso e Hamza, 2014). Foram feitos testes para este decréscimo logarítmico para outros valores como 5000, 6000 e 7000 m, não apresentando grandes diferenças, visto que a interpolação é regional.

3.2. Método sísmico

A interpretação das seções sísmicas, neste trabalho, tem o objetivo de localizar os corpos ígneos, em maior escala, e estudar a assinatura sísmica dos mesmos, uma vez que apresentam significante contraste nas propriedades acústicas em relação às rochas do

meio (Veeken e Moerkerken, 2013; Alsadi, 2017; Liner e McGilvery, 2019). Dentre as grandes etapas do método sísmico de aquisição, processamento e interpretação (Sheriff e Geldart, 1995), utilizamos apenas a última, ou seja, dados já processados, empilhados e com redução de alguns erros gerados pelos primeiros processos, como múltiplas e dados não migrados.

A base do método sísmico é a propagação de ondas sonoras em superfície terrestre ou marinha geradas por fontes de alta energia, por meio de alguns fenômenos como reflexão (energia transmitida e captada), refração (energia é absorvida e não captada) e difração (espalhamento de energia, funciona como um obstáculo formando novas fontes) (Alsadi, 2017). O sinal é capturado em tempo por geofones ou hidrofones e pode fornecer a profundidade do refletor e a força do sinal.

Os dados sísmicos já possuíam correções de ganho de divergência esférica (aplicação de um ganho para melhorar a amplitude das últimas chegadas, remove a perda de energia em profundidade), *despike* (remoção de traços de amplitude alta), atenuação *swell noise* (remoção do ruído gerado pelo movimento das ondas do mar), *surface-related multiple elimination* ou SRME (subtração iterativa das múltiplas), análise de velocidade (determinação da velocidade sísmica dos meios), migração (correção de distorções de registros de reflexões, localiza os eventos nas suas verdadeiras posições espaciais e colapsa a energia das difrações até seus pontos de espalhamento), *radon* (remoção de múltiplas), *frequency dependent noise attenuation* ou FDNA, *dip filter* (remoção do efeito *dip* em *stacking velocities* e posições do traço), correção *normal moveout* ou NMO, ganho exponencial (ganho pelas perdas de atenuação e transmissão), AGC *Automatic Gain Control* (ganho a cada traço individualmente e melhoria em *bright spots*) (mais detalhes de cada correção em Sheriff e Geldart, 1995; Veeken e Moerkerken, 2013).

De acordo com Sheriff e Geldart (1995), dados sísmicos 2D são adquiridos a partir de tiros em linhas retas lado a lado, necessárias para gerar um mapa (Figura 3.3). Um melhor detalhamento é fornecido quando as linhas estão mais próximas umas das outras, resultando numa interpolação mais confiável para gerar cubos 3D, de forma que a terceira dimensão é formada pelas distâncias, chamadas de *inlines* (quando paralelas às linhas sísmicas) e *crosslines* (quando ortogonais às linhas sísmicas). Se o levantamento 3D é realizado de tempo em tempo, chama-se de monitoramento, conhecido como sísmica 4D. Uma vez que a imagem em subsuperfície é gerada, a fase de limpeza de ruídos se inicia, gerando uma melhoria de qualidade para a interpretação.

Um melhor resultado é alcançado quando se integra os dados sísmicos aos dados geológicos de subsuperfície, bem como melhoria da interpretação com aplicação de atributos e amarração dos dados de poços à sísmica, que é dependente da impedância acústica (Yilmaz, 2001).

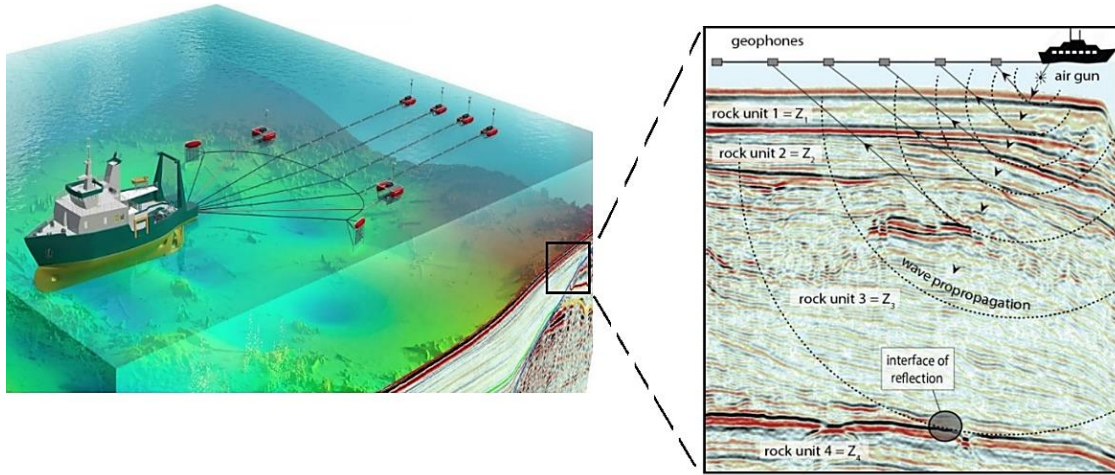


Figura 3.3. Esquema de um levantamento sísmico marinho. Fonte: SplitMultiSeis.

3.2.1. Impedância acústica, amarração de poços e conversão tempo-profundidade

A velocidade sísmica é função dos coeficientes elásticos, então pode-se dizer que a densidade e as propriedades elásticas controlam características específicas de um meio (Veeken e Moerkerken, 2013; Liner e McGilvery, 2019). O efeito que expressa o produto entre densidade (ρ) e velocidade compressional (V_p) é um conceito importante na sísmica, chamado de impedância acústica Z , medida em Ns m^3 ou kg/s m^2 :

$$Z = \rho \cdot V_p \quad (\text{Eq.3.19})$$

O resultado da atenuação do pulso sísmico é observado no sismograma ou seção sísmica, que é o emparelhamento de traços sísmicos lado a lado (Figura 3.3B) (Veeken e Moerkerken, 2013; Liner e McGilvery, 2019). O traço sísmico ou traço ondulado (*wiggle trace*) (Figura 3.4A) é o registro das amplitudes na forma de sucessão de picos (positivo) e vales (negativo), que representam a convolução do pulso sísmico refletido e refratado, vertical e unidimensional, ao atravessar os meios com contrastes de impedância acústica (Veeken e Moerkerken, 2013). Classicamente, Alsadi (2017) relembra que, na polaridade, os picos são de cor preta ou azul e os vales de cor branca ou vermelha. Onde o pico representa uma direção de aumento de impedância acústica. É neste ambiente que a interpretação sísmica é feita.

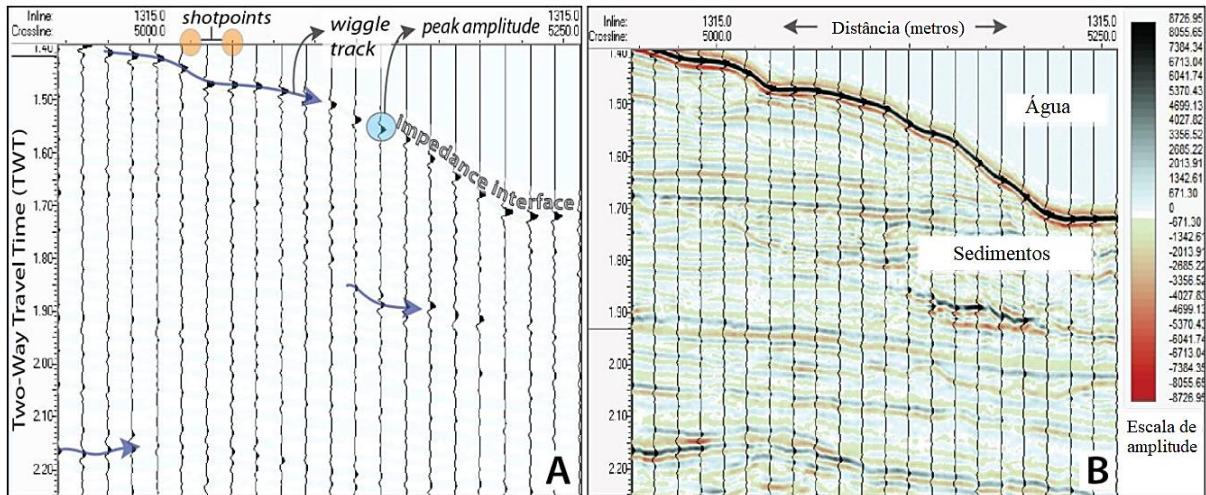


Figura 3.4. A) *Wiggle track* vertical em pontos de tiro individuais. Fortes contrastes de impedância exibem picos de amplitude positivos; B) Seção sísmica. Adaptado de Alsadi (2017).

Um parâmetro importante que envolve a impedância acústica, é o conceito de coeficiente de reflexão (2D) ou refletividade (3D), na abreviação RC, definido como a propriedade que regula a amplitude da onda refletida quando atravessa um meio para outro (Alsadi, 2017):

$$RC = \frac{\rho_2 \cdot V_2 - \rho_1 \cdot V_1}{\rho_2 \cdot V_2 + \rho_1 \cdot V_1} \quad (\text{Eq.3.20})$$

Como o produto entre densidade (ρ_i) e velocidade (V_i) representa a impedância acústica, podemos reescrever como:

$$RC = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (\text{Eq.3.21})$$

O sinal sísmico comumente varia de 2 a 125 Hz (Liner e McGilvery, 2019) de forma que a média desses valores extremos é um sinal importante no método, conhecido como *wavelet* que, geralmente, pode ter seus valores variando de 30 a 50 Hz. O resultado final é que a amplitude da onda é o resultado da convolução da refletividade e a *wavelet*, outro cálculo matemático importante para sísmica. Em outras palavras, o resultado final representa a transformação do dado geológico para dado sintético (Alsadi, 2017).

Uma vez que os perfis sísmicos estão em tempo e os poços em profundidade, é preciso que estejam no mesmo domínio, ou seja, a informação de poço (boa qualidade vertical) e sísmica (boa qualidade lateral) no mesmo domínio e, por isso, o processo de amarração de poços se faz necessária (White e Simm, 2003; Liner e McGilvery, 2019). Para isto, as curvas de densidade e sônico são parâmetros de entrada do programa para um ambiente de trabalho que relacionará o comportamento de curvas à sísmica (Figura 3.5). Este processo pode ser facilitado quando tem dados de topo de formação, que pode ser proveniente dos perfis compostos ou relatórios de poço, bem como avaliação do

comportamento das curvas, principalmente raio gama. Como esse passo é passível de erros, busca-se sempre dados de sísmica de poço, *checkshot*, sônico ou perfilagem sísmica vertical (VSP) (Alsadi, 2017; Liner e McGilvery, 2019). O VSP se baseia em tiros mecânicos dentro do poço e, portanto, o tempo na profundidade correta.

Como o dado de poço é nosso dado mais confiável, a sísmica precisa se ajustar aos poços. Com isso, a amarração permite atribuir refletividade de marcadores estratigráficos reconhecidos no poço com refletores na sísmica. Em outras palavras, os poços em profundidade fornecem informações diretas que permitem a calibração das informações indiretas do dado sísmico, em tempo, agregando um significado geológico à sísmica (White e Simm, 2003).

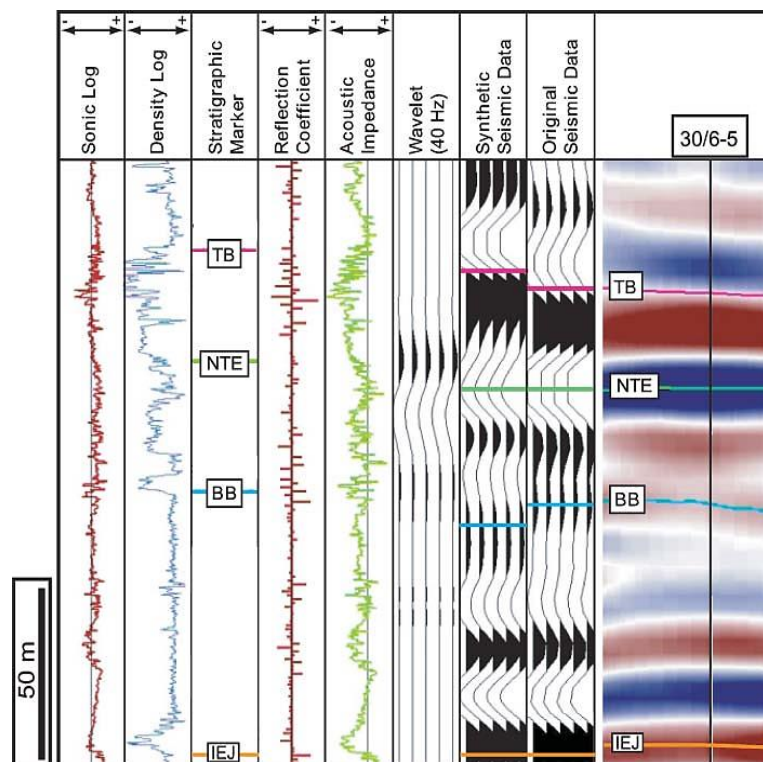


Figura 3.5. Etapas da amarração de poços. Onde TB, NTE, BB, IEJ são horizontes arbitrários (Alsadi, 2017).

A etapa de conversão tempo-profundidade é necessária e retorna os dados de sísmica e poço para o domínio da profundidade (White e Simm, 2003). Para isto, uma construção de um modelo de velocidade é requerida, onde utilizamos informações do checkshot para conversão da sísmica para profundidade. Um etapa adicional, mais quantitativa, é chamada de inversão sísmica que basicamente se inicia no dado sintético e retorna à litologia (dado petrofísico e mais quantitativo), uma vez que cada litologia possui uma faixa de valores padrões de impedância (Liner e McGilvery, 2019).

3.2.2. A interpretação sísmica e a sismoestratigrafia

A interpretação sísmica é, segundo [Chopra e Marfurt \(2005\)](#), uma mistura de conhecimento geofísico e geológico. A fase interpretativa tem como base a sismoestratigrafia ([Mitchum et al., 1977](#); [Veeken e Moerkerken, 2013](#)), que fornece noções de litofácies presentes, ambientes de deposição e idades relativas, identificação do sistema petrolífero (selo, reservatório ou fonte), localização de trapas e caminhos de migração dos fluidos e contatos entre os possíveis fluidos que podem ocorrer (óleo, gás e água).

Entre os principais elementos para a análise sismoestratigráfica estão os conceitos de resolução sísmica, refletores, discordâncias, sequências e fácies sísmicas ([Mitchum et al., 1977](#)). Os refletores podem indicar limites deposicionais originais e limites estruturais de geocorpos distintos, enquanto a configuração interna dos refletores pode fornecer informações sobre os processos deposicionais dentro destes geocorpos ([Chopra e Marfurt, 2005](#)).

3.2.3. A interpretação sísmica de rochas ígneas em bacias sedimentares

Desde o clássico artigo de [Magoon e Dow \(1994\)](#), a ideia de sistema petrolífero se tornou um conceito unificado por meio de elementos fundamentais (rocha fonte, reservatório, selo e trapa) e processos essenciais (geração, migração e acúmulo), necessários à existência de campos petrolíferos. Os mesmos autores sugerem que uma classificação entre sistemas petrolíferos típicos e atípicos também pode ser avaliada, onde um sistema típico tem sua rocha fonte maturada por sobrecarga sedimentar e atípico por presença de rochas ígneas. São alguns exemplos as Bacias do Parnaíba, Solimões, Amazonas e Paraná ([Miranda et al., 2018](#)).

O sistema petrolífero atípico é um processo que pode ser relevante em bacias sedimentares desde que as rochas geradoras sejam adequadas e a temperatura necessária para maturação não tenha sido atingida durante os processos de subsidência ([Miranda et al., 2018](#)). As intrusões ígneas podem então inserir a rocha geradora na janela de geração de óleo e/ou gás caracterizando a geração atípica ([Cioccarri e Mizusaki, 2019](#)).

É comum a presença de rochas ígneas em bacias sedimentares e são identificadas nos dados sísmicos, geralmente, por refletores de alta amplitude em resposta do forte contraste de impedância entre rochas ígneas e as demais rochas pelo aumento da

velocidade (Cortez e Cetale, 2016; Planke et al., 2018; Correia et al., 2019). Algumas dificuldades podem estar presentes na interpretação, como a diferença sísmica entre rochas extrusivas e intrusivas, geometrias inclinadas e alterações físico-químicas, como fraturamento, metassomatismo e intemperismo (Planke et al., 2005; Delpino e Bermúdez, 2009; Bischoff, 2019; Bischoff, 2020; Fornero et al., 2019).

Infante-Paez e Marfurt (2018) classificam algumas arquiteturas ígneas, na ordem de fáceis a complexas de mapear. São elas: as soleiras (alto contraste e terminação abrupta), seguidas de diques e cones vulcânicos (onde há perda de contraste abaixo e dentro dos mesmos), dobras forçadas (*forced folds*) e as mais complexas seriam os montes parasíticos (*parasitic mounds*), depósitos de massa vulcânicos, fluxos piroclásticos e diques de baixíssimo contraste. Outra dificuldade é a distinção entre rochas ígneas, sal, canais e *bright spots* (Magee et al., 2021).

A marcação das rochas intrusivas seguiu os conceitos, como de Conceição et al. (1993), Planke et al. (2005 e 2018) e Infante-Paez e Marfurt (2018). Diversificadas geometrias podem ser observadas (Figura 3.6), podendo as relações entre as próprias intrusivas serem complexas (Figura 3.7). Conceição et al. (1993) e Wanderley Filho et al. (2006) definiram a feição “salto de soleira”, descrevendo-a nas Bacias do Amazonas e Parnaíba. O salto de soleira é a subida ou descida de nível estratigráfico da soleira interna para a soleira externa, ou vice-versa, através de um segmento inclinado de soleira, podendo gerar a geometria de soleira em pires (*saucer-shape*), caso o salto seja simétrico para ambos os lados (Conceição et al., 1993). São alimentadas por um dique e o controle predominante para essas estruturas é o nível de flutuabilidade neutra (*level of neutral buoyancy*) do fluido magmático intrudido, ou seja, o “nível de compensação”, que corresponde às profundidades nas quais a pressão hidrostática se iguala à pressão do fluido (Conceição et al., 1993).

A diferenciação entre um corpo evaporítico e ígneo é a amplitude da onda e, segundo Infante-Paez e Marfurt (2018), o corpo salino possui alta amplitude na base e baixa amplitude em seu topo, em resposta à sua densidade, que é comumente inferior às outras litologias. Já um corpo ígneo possui alta amplitude em seu topo, o que pode levar à perda de resolução abaixo de sua base.

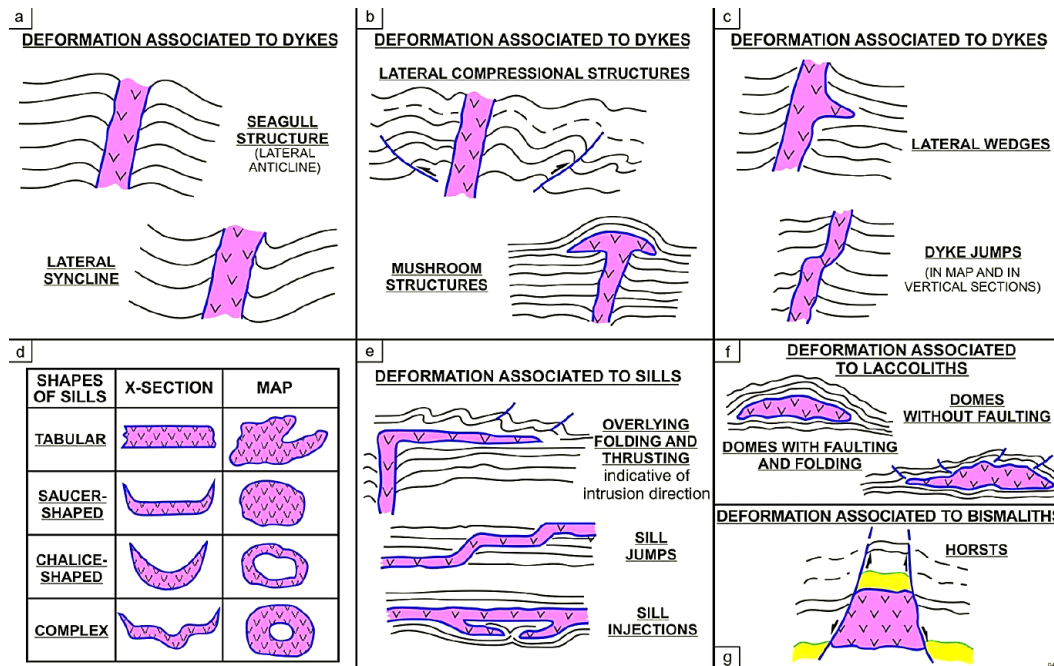


Figura 3.6. Padrões estruturais associados a intrusões de diversos corpos ígneos (Conceição et al., 1993).

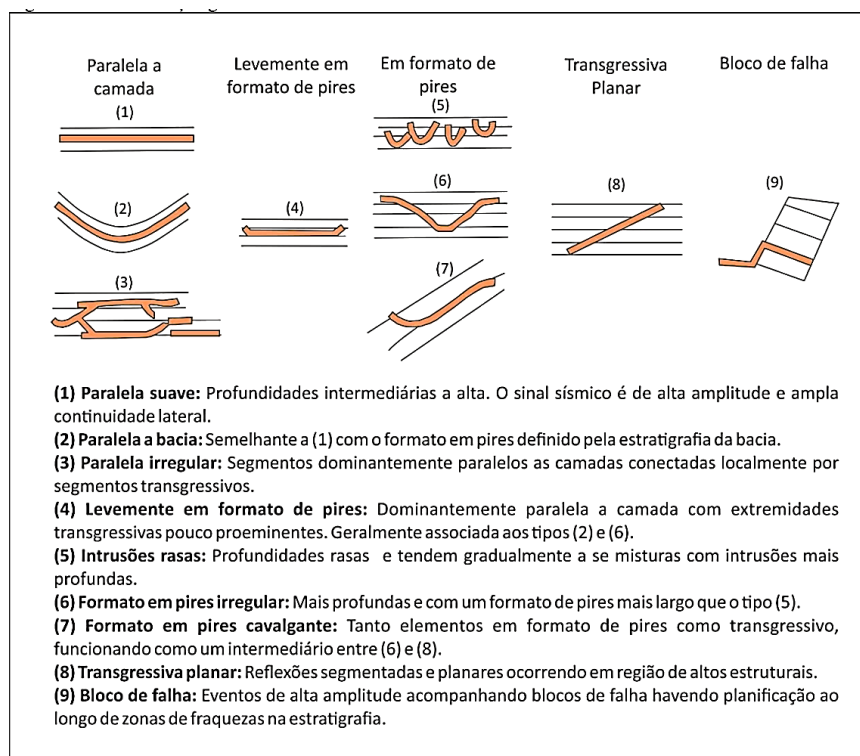


Figura 3.7. Modelos de feições sísmicas de rochas intrusivas por Planke et al. (2005 e 2018).

Enquanto reservatórios, como descrevem Li e Zhao (2014), as rochas ígneas se subdividem em algumas classificações. Reservatórios do tipo lava/derrames de efusão eruptiva, como basalto, andesito e riolito, onde vesículas e fraturas são o espaço de reservatório. Reservatórios do tipo vulcanoclásticas, que são produto da acumulação de clastos da erupção ou intemperismo, transporte e sedimentação, e os principais reservatórios são as brechas vulcânicas próximos às encostas dos vulcões (melhores

condições permoporosas). Reservatórios de dissolução, onde os reservatórios ocorrem frequentemente em lava exposta na superfície (especialmente lava básica) para formar espaços de reservatório (fraturas e poros dissolvidos). Reservatórios fraturados, onde o espaço é dominado por fraturas com boa permeabilidade. Reservatórios de tufos vulcânicos, que envolve principalmente os poros resultantes da dissolução (de cinzas vulcânicas, feldspato e minerais carbonáticos), resultando em vesículas e poros intra-amigdaloides e microfraturas. Reservatórios de conduto vulcânico (*neck* e cratera) que se desenvolvem por dissolução durante todo o processo do ciclo vulcânico, mas o que resta é produto tardio.

Ainda pelos mesmos autores, os reservatórios de fácies explosivas vulcânicas, dos estágios iniciais e finais do vulcanismo, que produzem numerosas fraturas e rachaduras. Reservatório de fácies efusivas vulcânicas, que aparece principalmente após uma forte erupção e desenvolve vesículas primárias e poros secundários que resultam da contração de volume de minerais (feldspato e quartzo). Reservatório de fácies extrusivas, que é amplamente distribuída, mas difícil de identificar, geralmente ocorrendo na faixa central, de transição e marginal. Reservatório de fácies sedimentares vulcânicas, que se desenvolve na margem de um corpo principal eruptivo, é tufácea ou tufa sedimentar intercalada no sistema deposicional normal, onde as vesículas primárias são subdesenvolvidas por causa da lava vulcânica fina, e o reservatório é geralmente pobre, pois poros secundários dissolvidos e fraturas de intemperismo são subdesenvolvidos; no entanto, bons reservatórios podem se desenvolver no caso de fraturas por tensão estrutural e solução de lixiviação.

3.2.4. Atributos sísmicos

A fase interpretativa pode ser facilitada por atributos sísmicos, que são propriedades geofísicas extraídas ou derivadas dos dados sísmicos, é uma medida quantitativa de uma característica sísmica de interesse com objetivo de revelar estruturas e facilitar a interpretação sísmica (Chopra e Marfurt, 2005). Os atributos de modo geral fornecem informações de geometria, densidades e outras propriedades físicas (Infante-Paez e Marfurt, 2018).

Os atributos utilizados em rochas ígneas são *similarity*, *coherence*, *dip-azimuth*, *reflection strength*, *curvature*, *impedance inversion*, *envelope* e *pseudo-relief* (Cortez e Santos, 2015; Costa et al., 2016; Bischoff, 2019; Avellar e Pereira, 2019; Correia et al.,

2019). Este último, mais usual, é conhecido também como Técnica Volume de Amplitudes (TecVA).

O atributo TecVA foi primeiramente introduzido por [Bulhões \(1999\)](#) e, posteriormente, aperfeiçoado por [Bulhões e Amorim \(2005\)](#). Sua fundamentação matemática é representada por uma média móvel ao longo do traço sísmico e baseia-se na aplicação de quatro outros atributos: *structural smooth*, amplitude RMS (*root mean square*), *remove bias* e *phase shift* (rotaciona o traço sísmico em fase -90°). É muito aplicado às rochas ígneas pois objetiva altos contrastes de impedância comumente observados em litologias de baixa e alta velocidade, como conglomerados, vulcânicas, intrusivas, folhelhos geradores, carbonatos etc.

Já o atributo RMS é uma medida de refletividade em uma determinada janela de tempo. Sua fundamentação matemática calcula a raiz média quadrática entre amostras espaçadas em um traço sísmico. O comprimento da janela vertical ao longo do traço é escolhido pelo intérprete, assim como o número de amostras. A resposta deste atributo funciona bem quando submetido a fortes variações de amplitude ([Infante-Paez e Marfurt, 2018](#)).

3.3. Perfilagem de poços

A perfilagem de poços, neste projeto, tem o objetivo de analisar o comportamento das curvas para delimitação de base e topo de zonas de interesse (rochas ígneas), bem como importação destes produtos para o ambiente sísmico para interpretações conjuntas com os perfis geofísicos de poços. Esta fase foi desenvolvida no Laboratório de Sismoestratigrafia da UERJ (LabSismo).

A identificação de rochas ígneas em perfis geofísicos de poços, seguiu padrões observados por alguns autores ([Senger et al., 2017](#); [Mund et al., 2017](#); [Oliveira e Rancan, 2018](#); [Planke et al., 2018](#); [Ren et al., 2019](#)). Algumas características são conhecidas e estudadas por alguns desses estudos, por exemplo [Delpino e Bermúdez \(2009\)](#), e são descritas a seguir.

O perfil raio gama (GR), usualmente em unidade gAPI, detecta a interação dos raios gama com a matéria pelo processo do efeito Compton (colisão entre um fóton e um átomo). O raio gama natural é oriundo de K^{40} , U e Th. Onde K^{40} é um importante contribuinte da radioatividade crustal ([Schön, 2015](#)). O tório é transportado e pouco solúvel em água, sendo depositados em fraturas e falhas e já o urânio é muito solúvel em

água, de forma que ambos são muito retidos em folhelhos e argilas devido à capacidade de retenção de íons metálicos por essas rochas (Nery, 2013). Delpino e Bermúdez (2009) sugerem que rochas máficas (baixo conteúdo SiO_2) sempre apresentam baixos valores de raio gama (21-34 gAPI) devido a seu baixo conteúdo de minerais radioativos, seguido dos valores médios das rochas félsicas (52-63 gAPI) a altos valores (63-75 gAPI).

O perfil sônico (DT), comumente em unidade microssegundo por pés ($\mu\text{s}/\text{ft}$), usa um transmissor de frequência constante, ultrassônica baixa e dois receptores (até mesmo quatro) que tem a função de medir a diferença do tempo entre ambos (tempo de trânsito, ou seja, o inverso da velocidade de propagação) (Ellis e Singer, 2007). Pode indicar porosidade, uma vez que a presença de fluidos diminui a velocidade de propagação ou aumenta o tempo de trânsito. É controlado em sua qualidade pelo perfil cáliper, que indica o desmoronamento das paredes do poço, dando pouca confiabilidade da leitura (Nery, 2013). Rochas máficas, geralmente, registram valores elevados (5500-6600 m/s), dependendo do grau de alteração e da presença de vesículas (Delpino e Bermúdez, 2009).

O perfil de densidade (RHOB), geralmente em unidade g/cm^3 ou kg/m^3 , registra as variações de densidade das rochas por meio de bombardeio de um feixe monoenergético de raios gama. A maior intensidade do feixe indica, diretamente, maior densidade eletrônica da formação (proporcional à densidade de massa e inversamente a porosidade). É controlado pelo perfil cáliper (Nery, 2013). Rochas ígneas máficas geralmente registram densidades mais altas (aproximadamente $2,80\text{--}3,00 \text{ g}/\text{cm}^3$) do que rochas intermediárias ($2,54\text{--}2,69 \text{ g}/\text{cm}^3$) a félsicas ($2,55\text{--}2,62 \text{ g}/\text{cm}^3$) (Delpino e Bermúdez, 2009).

O perfil de neutrão (NPHI), usualmente em unidades de porosidade (p.u. ou %), tem como base os nêutrons que são partículas que interagem com os núcleos dos elementos que compõem as rochas. Ao contrário do perfil raio gama, que medem radioatividade natural, o perfil de neutrão mede radioatividade induzida pelo bombardeio de nêutrons de alta energia e é um indicador de porosidade, uma vez que poro contém hidrogênio e este elemento é o maior causador de espalhamento de nêutrons pela similaridade de massa entre ambos. É obtido então o índice de hidrogênio (HI) que fornece a quantidade do elemento por volume (Nery, 2013).

O perfil de resistividade, comumente em unidades ohm.m, consiste na medição da resistividade da formação, que é a propriedade física que impede o fluxo de corrente elétrica. A medição é realizada através da ferramenta de indução, que é responsável pela

medição da condutividade (inverso da resistividade), onde correntes induzidas por uma bobina transmissora criam um campo eletromagnético secundário que induz uma corrente alternada na bobina receptora. A corrente aplicada à bobina transmissora gera um campo eletromagnético ao redor da ferramenta, o que por sua vez induz correntes na formação (Ellis e Singer, 2007).

3.4. Fluxograma

A Figura 3.8 permite uma visualização do fluxograma utilizado neste trabalho.

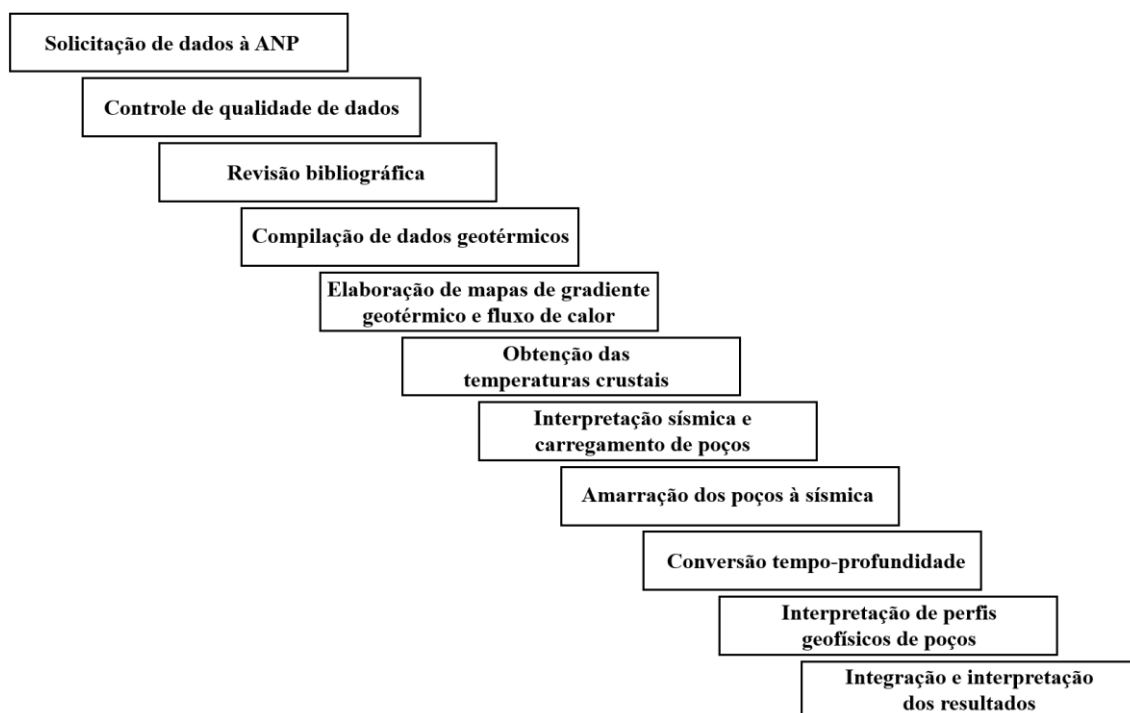


Figura 3.8. Fluxograma do projeto.

4. Base de dados

Para a base de dados do projeto, inicialmente, foi realizada uma consulta, através da plataforma de Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da ANP, onde foram solicitados dados de poços (Tabela 4.1) e dados sísmicos. Os dados sísmicos são minimamente processados, resultando somente em dados pós-stack migrados no tempo (*Pos-Stack Time Migration* - PSTM) e pós-stack migrados em profundidade (*Pos-Stack Depth Migration* - PSDM). Para a sísmica, foram escolhidos os levantamentos:

- 0259_2D_SPP_2Q_1999_PSTM_2003 da empresa *Spectrum*;
- R0310_GEOTRACE_PELOTAS_PSTM da empresa *Geotrace*;
- R0014_BS-3-BM-S-12_PSDM da empresa *Petroleum Geo-Services*;
- 0268_BS_3_BM_S_12_PSTM da empresa *Petroleum Geo-Services*.

A partir disso, foi realizado um controle da qualidade dos dados para verificação dos arquivos juntamente aos relatórios emitidos pelo BDEP. De forma que a pasta de poços possui uma pasta própria para cada poço e as seguintes subpastas, em sua maioria: arquivo geral de poço (arquivo de texto contendo o histórico de perfuração, medições e dados gerais), dados de rochas e fluidos, esquema de ferramentas, pasta de poço, perfil composto, perfis digitais, sísmica de poço e teste de formação.

Posteriormente, foi feito um carregamento para a base de sistema de informação geográfica com objetivo de avaliar a distribuição espacial dos dados e conferir algum erro de plotagem ou coordenada. Com a tabela do conteúdo de cada poço, previamente elaborada, foi possível verificar os que continham dados da perfilagem básica (densidade, neutrão, resistividade, raio gama, sônico), perfil de ressonância magnética, testemunhos, dados petrofísicos e petrológicos.

Tabela 4.1. Tabela de poços solicitados.

1	1-BG-1-SPS	51	1-BSS-79-BS	101	1-SPS-26-SP	151	4-BRSA-560-SPS
2	1-BG-2DPB-SPS	52	1-BSS-80-BS	102	1-SPS-27-SP	152	4-BRSA-676-SPS
3	1-BG-3-SPS	53	1-BSS-82A-BS	103	1-SPS-28-SP	153	4-BRSA-679-SPS
4	1-BG-5-SPS	54	1-BSS-83-BS	104	1-SPS-29-SP	154	4-BRSA-708-SPS
5	1-BRSA-1050-SPS	55	1-CHEV-1-SPS	105	1-SPS-31-SP	155	4-BRSA-781-SPS
6	1-BRSA-1063-SPS	56	1-CHEV-2-SPS	106	1-SPS-4A-SP	156	4-BRSA-946C-SPS
7	1-BRSA-114-SPS	57	1-ELPS-14B-SPS	107	1-SPS-4-SP	157	4-BSS-59-BS
8	1-BRSA-289-SPS	58	1-ESSO-3-SPS	108	1-SPS-5-SP	158	4-CVS-1-SCS
9	1-BRSA-498-SPS	59	1-KMG-1-SPS	109	1-SPS-8-SP	159	4-REPF-8-SPS
10	1-BRSA-526-SPS	60	1-KMG-2-SPS	110	1-SPS-9-SP	160	6-BG-4P-SPS
11	1-BRSA-532A-SPS	61	1-KPGL-1D-SPS	111	1-VBEP-1-SPS	161	6-BG-6P-SPS
12	1-BRSA-607-SPS	62	1-KPGL-2-SPS	112	1-VBEP-2-SPS	162	6-BRSA-661-SPS
13	1-BRSA-60A-SCS	63	1-KPGL-3-SPS	113	1-VBEP-3-SPS	163	7-BAN-1-SPS
14	1-BRSA-60-SCS	64	1-KPGL-8-SPS	114	3-BRSA-1024-SPS	164	7-BAN-2-SPS
15	1-BRSA-617-SCS	65	1-MRK-1-SPS	115	3-BRSA-1216DA-SPS	165	7-CRL-3D-PRS
16	1-BRSA-635-SCS	66	1-MRK-2B-SPS	116	3-BRSA-1261A-RJS	166	7-CRL-4D-PRS
17	1-BRSA-642-SPS	67	1-ONGC-1-PRS	117	3-BRSA-190-SCS	167	7-CRL-5D-PRS
18	1-BRSA-658-SPS	68	1-PRS-1-PR	118	3-BRSA-371-SPS	168	9-BUZ-3-RJS
19	1-BRSA-667-SPS	69	1-PRS-2-PR	119	3-BRSA-383DP-SPS	169	9-BUZ-4-RJS
20	1-BRSA-706-SPS	70	1-PRS-3-PR	120	3-BRSA-391-SPS	170	3-BRSA-1267A-RJS
21	1-BRSA-757B-SPS	71	1-PRS-4-BS	121	3-BRSA-694-SPS	171	2-ANP-2A-RJS
22	1-BRSA-780-SPS	72	1-REPF-10-SPS	122	3-BRSA-749A-SPS	172	6-BRSA-1235-RJS
23	1-BRSA-798-SPS	73	8-BAN-3-SPS	123	3-BRSA-880A-SPS	173	1-SHEL-21A-RJS
24	1-BRSA-841-SPS	74	1-REPF-4-SPS	124	3-BRSA-884-SPS	174	4-BRSA-508-RJS
25	1-BRSA-864-SPS	75	1-REPF-9-SPS	125	3-BRSA-917D-SPS	175	9-SEP-1-RJS
26	1-BRSA-870-SPS	76	1-SCS-1-SC	126	3-BRSA-929P-SPS	176	9-ITP-1-RJS
27	1-BRSA-876A-SPS	77	1-SCS-4A-SC	127	3-BRSA-947-SPS	177	9-LL-2-RJS
28	1-BRSA-890A-SPS	78	1-SCS-5-SC	128	3-BRSA-957-SCS	178	1-BRSA-220A-SPS
29	1-BRSA-911-SPS	79	1-SCS-6-SC	129	3-CRL-1-BSS	179	1-ENI-6A-RJS
30	1-BRSA-980-PRS	80	1-SCS-7-SC	130	3-CRV-1-PRS	180	1-RJS-109-RJ
31	1-BSS-54-SPS	81	1-SCS-8-SC	131	3-CRV-2-PRS	181	1-AGIP-1-RJS
32	1-BSS-55-PRS	82	1-SCS-9A-SC	132	9-BRSA-999-SPS	182	1-RJS-67-RJ
33	1-BSS-56-BS	83	9-BRSA-1016-SPS	133	3-EM-2-PRS	183	1-BRSA-597-RJS
34	1-BSS-57-BS	84	9-CRV-3-PRS	134	3-EM-3-BSS	184	1-AGIP-2-RJS
35	1-BSS-58-BS	85	9-MXL-10D-SPS	135	3-EM-4-BSS	185	4-BRSA-818-RJS

36	1-BSS-60-BS	86	7-LAG-1HA-SPS	136	3-EQNR-3-SPS	186	1-BRSA-329D-RJS
37	1-BSS-62-BS	87	1-SPS-14A-SP	137	3-ESSO-5-SPS	187	8-LPA-2D-SPS
38	1-BSS-63-BS	88	7-PRA-2-SPS	138	3-KPGL-4-SPS	188	3-BRSA-1179-SPS
39	1-BSS-64-BS	89	1-SPS-17-SP	139	3-KPGL-5DP-SPS	189	3-BRSA-923A-SPS
40	1-BSS-65-BS	90	1-SPS-18-SP	140	3-KPGL-6DP-SPS	190	8-LL-4D-RJS
41	1-BSS-67-BS	91	1-SPS-19-SP	141	3-KPGL-7-SPS	191	9-BRSA-716-RJS
42	7-SPH-20D-SPS	92	1-SPS-1-SP	142	3-REPF-13-SPS	192	1-SHEL-23-RJS
43	1-BSS-70-BS	93	9-BRSA-999-SPS	143	3-TB-1-BSS	193	1-SHEL-26-RJS
44	1-BSS-71-BS	94	9-BRSA-974D-SPS	144	3-TB-2-BSS	194	1-BRSA-555-RJS
45	1-BSS-72-BS	95	1-SPS-22-SP	145	3-TB-3-BSS	195	1-BSS-69-RJS
46	1-BSS-73-BS	96	1-SPS-23-SP	146	3-TB-4-BSS	196	4-BRSA-1226-RJS
47	1-BSS-74-BS	97	1-SPS-24-SP	147	4-BG-7-SPS	197	9-ATP-1-RJS
48	1-BSS-75-BS	98	3-BRSA-967A-RJS	148	4-BRSA-1002-SPS	198	1-RJS-199B-RJ
49	1-BSS-76-BS	99	1-SPS-25B-SP	149	4-BRSA-307-SCS	199	7-ATL-2HP-RJS
50	1-BSS-77-BS	100	1-BRSA-925A-RJS	150	4-BRSA-334DA-SPS	200	1-BRSA-557-RJS

Destes totais de 200 poços, 18 poços foram selecionados para o trabalho com os dados sísmicos, conforme Tabela 4.2. Os critérios de escolha se basearam em poços que continham rochas ígneas (círculos em vermelho da Figura 4.1), somado a alguns poços que não continham, porém serviram para amarração dos poços (círculos em azul). A Tabela 4.2 apresenta, na segunda e terceira colunas, dados de localização, quarta coluna a orientação do poço (se vertical ou direcional), quinta a tabela tempo-profundidade, sexta à décima segunda colunas se referem aos perfis básicos e especiais, e as últimas colunas possuem dados informativos. A última coluna apresenta a distância em quilômetro do poço à sísmica.

Tabela 4.2. Base de dados para o estudo sísmico e amarração de poços.

Poço	Long	Lat	Direc	TP	VSP	GR (gAPI)	Res (ohm.m)	DT (us/pé)	RHOB (g/cm ³)	NPHI (%)	RMN	KB (m)	Cota (m)	Prof (m)	Ígnea	Distância (Km)
1-BRSA-1050-SPS	-45,6496	-26,6887	X	X	X	X	X	X	X	X	X	23,0	1763,0	6848,0	X	4,8
1-BRSA-1063-SPS	-44,1688	-25,1754	X	X	X	X	X	X	X	X	X	33,0	1873,0	7110,0	X	3,4
1-BRSA-289-SCS	-45,3425	-25,8838	-	X	X	X	X	X	X	X	X	18,0	729,0	4927,0	X	4,9
1-BRSA-555-RJS	-42,3317	-23,9676	-	X	X	X	X	X	X	X	X	25,0	874,0	6025,0	X	2,2
1-BRSA-635-SPS	-46,8363	-27,0090	X	X	X	X	X	X	X	X	-	25,0	212,0	5230,0	-	0,0
1-BRSA-757B-SCS	-45,0146	-26,3724	X	X	X	X	X	X	X	X	X	25,0	2254,0	6441,0	X	3,4
1-BSS-69-SCS	-42,0040	-24,2301	X	-	-	X	X	X	X	X	-	14,0	1515,0	3881,0	X	0,0
1-REPF-4-SPS	-45,4324	-25,4580	X	X	X	X	X	X	X	X	X	26,5	131,5	5050,0	X	4,1
1-RJS-109-RJ	-43,6300	-24,1990	-	-	X	X	X	X	X	X	-	27,0	200,0	4420,0	X	0,0
1-RJS-199B-RJ	-42,0501	-23,8860	-	X	-	X	X	X	X	X	-	12,0	808,0	5015,0	X	0,0
1-VBEP-1-SPS	-46,3124	-26,0819	X	X	X	X	X	X	X	X	X	27,0	195,0	4206,5	-	3,4
3-BRSA-1261A-RJS	-42,4280	-24,3510	X	X	X	X	X	X	X	X	X	26,0	1494,0	6170,0	X	3,3
3-BRSA-1267A-RJS	-42,0324	-24,6506	X	X	X	X	X	X	X	X	X	25,0	2128,0	5808,0	X	2,3
3-BRSA-391-SPS	-44,4281	-24,5453	X	X	X	X	X	X	X	X	X	25,0	307,0	4157,0	X	1,5
3-BRSA-957-SCS	-46,6330	-27,1369	X	-	-	X	X	X	X	X	X	23,0	495,0	6560,0	X	0,0
3-KPGL-4-SPS	-46,1793	-26,1380	X	X	X	X	X	X	X	X	X	28,4	361,0	2369,0	-	0,0
4-BG-7-SPS	-44,3706	-24,8187	X	X	X	X	X	X	X	X	X	24,4	646,0	6139,0	X	4,7
4-BRSA-307-SPS	-46,8935	-27,0383	X	X	X	X	X	X	X	X	X	25,0	203,0	5303,0	-	0,0
4-BRSA-334D-SPS	-44,4122	-24,5462	X	X	X	X	X	X	X	X	X	25,0	334,0	5000,0	X	2,6
6-BRSA-1235-RJS	-42,8188	-24,3131	X	X	X	X	X	X	X	X	X	26,0	1235,0	6077,0	X	9,7

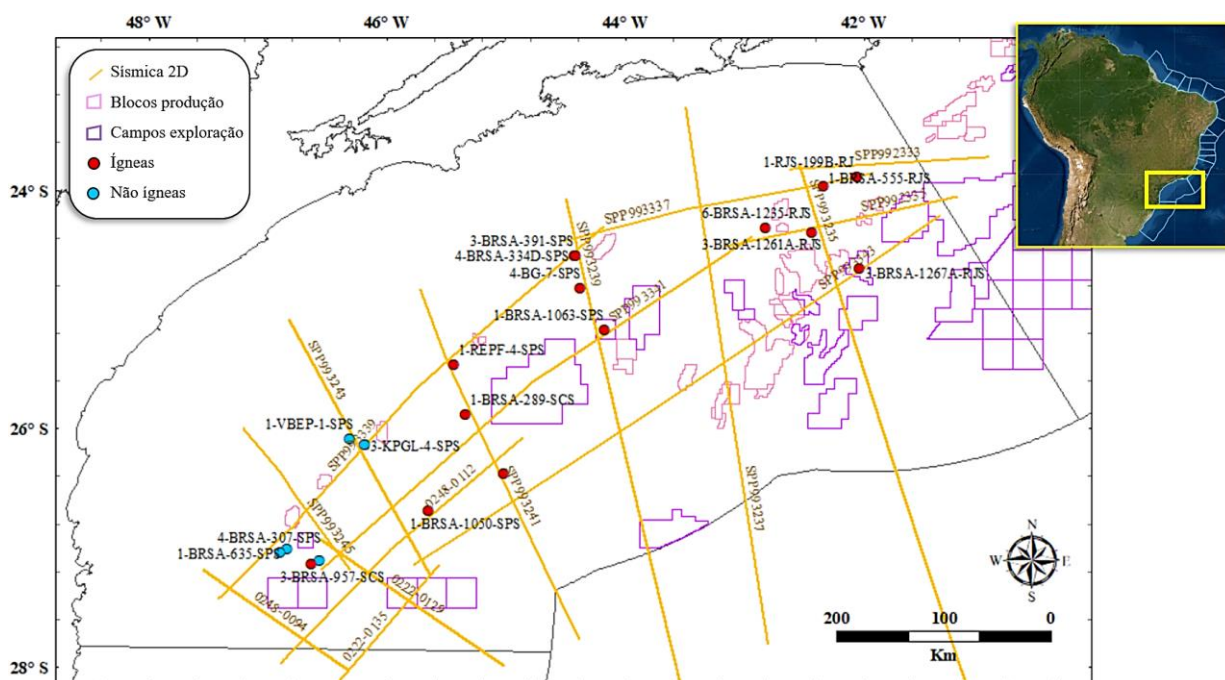


Figura 4.1. Localização dos poços que contêm rochas ígneas (em vermelho) somado a alguns poços que não continham (em azul), porém serviram para amarração dos poços.

Para o estudo geotérmico foram selecionados poços que estivessem distribuídos de forma mais regular para melhor resolução do estudo geotérmico (Figura 4.2). Para o estudo regional geotérmico foram selecionados 92 poços com medições de temperatura de fundo de poço (BHT) da ANP e 28 poços adicionais fornecidos pelo LabGeotON (Tabela 4.3).

Tabela 4.3. Poços utilizados na base de dados geotérmicos.

1	1-AGIP-1-RJS	28	1-BSS-67-SPS	55	1-SPS-22-SP	82	4-BRSA-679-SPS	109	BNSC_ihfc
2	1-AGIP-2-RJS	29	1-BSS-69-RJS	56	1-SPS-23-SP	83	4-BRSA-818-RJS	110	BRZ026_ihfc
3	1-BG-3-SPS	30	1-BSS-70-BS	57	1-SPS-24-SP	84	4-BRSA-946C-SPS	111	13787_ihfc
4	1-BG-5-SPS	31	1-BSS-71-PRS	58	1-SPS-29-SP	85	6-BG-4P-SPS	112	21_ihfc
5	1-BRSA-1050-SPS	32	1-BSS-72-BS	59	1-SPS-8-SP	86	6-BRSA-1235-RJS	113	20_ihfc
6	1-BRSA-1063-SPS	33	1-BSS-77-SCS	60	1-VBEP-1-SPS	87	7-SPH-20D-SPS	114	BRZ023_ihfc
7	1-BRSA-114-SPS	34	1-BSS-79-SCS	61	1-VBEP-3-SPS	88	8-LPA-2D-SPS	115	9_ihfc
8	1-BRSA-220A-SPS	35	1-BSS-80-BS	62	2-ANP-2A-RJS	89	9-BRSA-716-RJS	116	13786_ihfc
9	1-BRSA-289-SPS	36	1-BSS-82A-PRS	63	3-BRSA-1179-SPS	90	9-BUZ-4-RJS	117	13774_ihfc
10	1-BRSA-329D-RJS	37	1-BSS-83-BS	64	3-BRSA-1216DA-SPS	91	9-ITP-1-RJS	118	20_ihfc
11	1-BRSA-526-SPS	38	1-CHEV-1-SPS	65	3-BRSA-1261A-RJS	92	9-SEP-1-RJS	119	10_ihfc
12	1-BRSA-532A-SPS	39	1-CHEV-2-SPS	66	3-BRSA-1267A-RJS	93	1-RJS-33	120	38_ihfc
13	1-BRSA-555-RJS	40	1-ENI-6A-RJS	67	3-BRSA-923A-SPS	94	1-RJS-99	121	
14	1-BRSA-557-RJS	41	1-KMG-1-SPS	68	3-BRSA-929P-SPS	95	1-RJS-100	122	
15	1-BRSA-597-RJS	42	1-KMG-2-SPS	69	3-BRSA-947-SPS	96	1-RJS-105	123	
16	1-BRSA-642-SPS	43	1-KPGL-3-SPS	70	3-BRSA-957-SCS	97	1-RJS-107	124	
17	1-BRSA-706-SPS	44	1-KPGL-8-SPS	71	3-BRSA-967A-RJS	98	1-RJS-125	125	
18	1-BRSA-757A-SPS	45	1-MRK-2B-SPS	72	3-ESSO-5-SPS	99	13745_ihfc	126	
19	1-BRSA-780-SPS	46	1-PRS-1-PR	73	3-REPF-13-SPS	100	1_ihfc	127	
20	1-BRSA-841-SPS	47	1-PRS-2-PR	74	3-TB-1-BSS	101	12_ihfc	128	
21	1-BRSA-864-SPS	48	1-REPF-10-SPS	75	4-BRSA-1002-SPS	102	2_ihfc	129	
22	1-BRSA-890-SPS	49	1-REPF-9-SPS	76	4-BRSA-1226-RJS	103	3_ihfc	130	
23	1-BRSA-911-SPS	50	1-SCS-7-SC	77	4-BRSA-307-SCS	104	4_ihfc	131	
24	1-BRSA-925A-RJS	51	1-SHEL-21A-RJS	78	4-BRSA-334DA-SPS	105	13_ihfc	132	
25	1-BRSA-980-PRS	52	1-SHEL-23-RJS	79	4-BRSA-508-RJS	106	48_ihfc	133	
26	1-BSS-57-BS	53	1-SHEL-26-RJS	80	4-BRSA-560-SPS	107	13723_ihfc	134	
27	1-BSS-60-PRS	54	1-SPS-17-SP	81	7-ATL-2HP-RJS	108	47_ihfc	135	

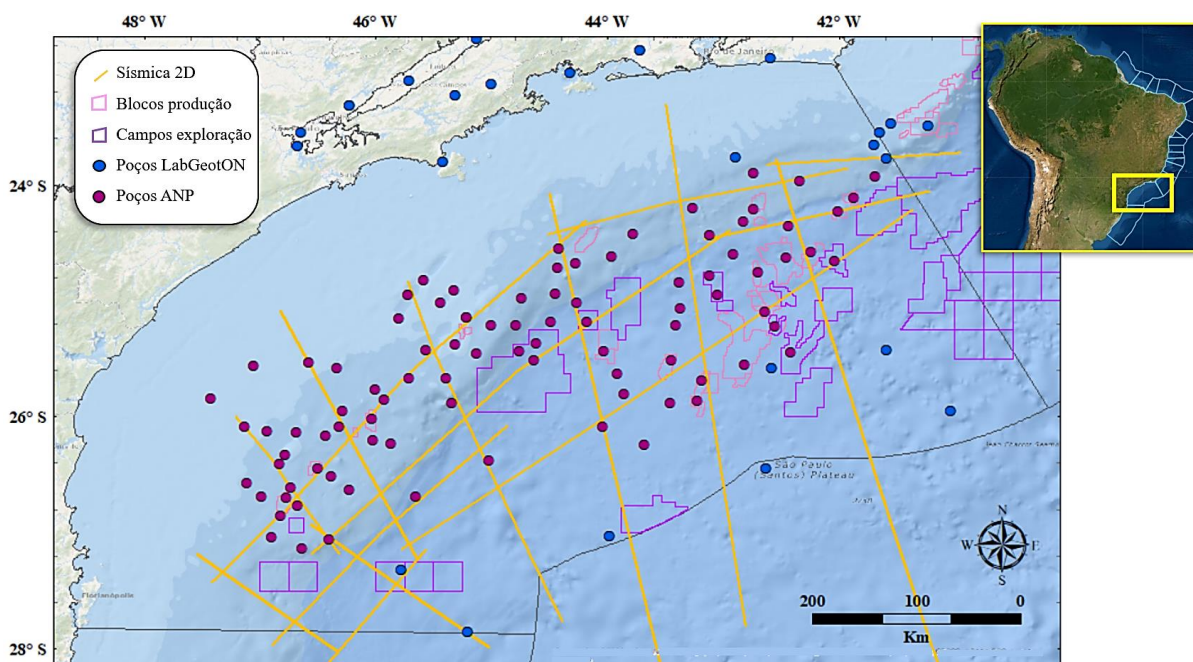


Figura 4.2. Localização de dados sísmicos (linhas amarelas) e poços (da ANP em roxo e do LabGeot em azul).

Foram solicitadas também medidas de temperaturas de fundo marinho (TFM) para a Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil, totalizando 153 medições (Figura 4.3). Foi necessária uma filtragem de dados apenas para temperaturas de fundo pois a planilha de medições disponibilizada era composta por mais de 1 milhão de medidas de temperaturas em diversas profundidades. Um mapa de interpolação de valores TFM foi feito para obtenção da medida mais próxima às localizações das medições BHT e posterior cálculo de gradiente geotérmico.

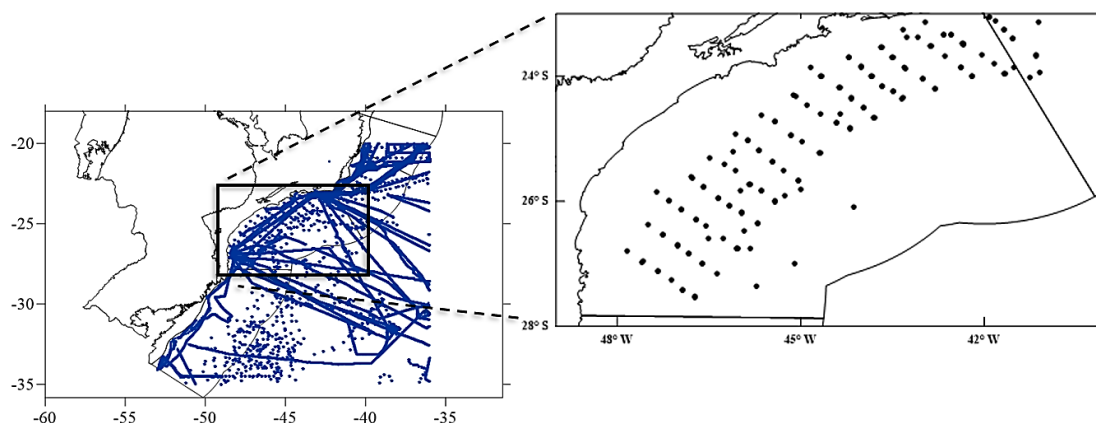


Figura 4.3. Medidas de temperatura de fundo marinho, em azuis os dados brutos e em preto os dados limpos. No destaque a delimitação da Bacia de Santos.

Maiores temperaturas de fundo marinho estão relacionadas a menores profundidades. Esta informação é explicitada quando plotamos a distribuição de

temperaturas conforme a lâmina d'água (Figura 4.4). Na ausência de dados TFM, podemos obtê-las a partir de uma aproximação sugerida por Cardoso e Hamza (2014), aplicada em dados das Bacias de Campos e Santos. Neste trabalho foi atualizada esta aproximação somente com dados da Bacia de Santos. A equação está apresentada na figura.

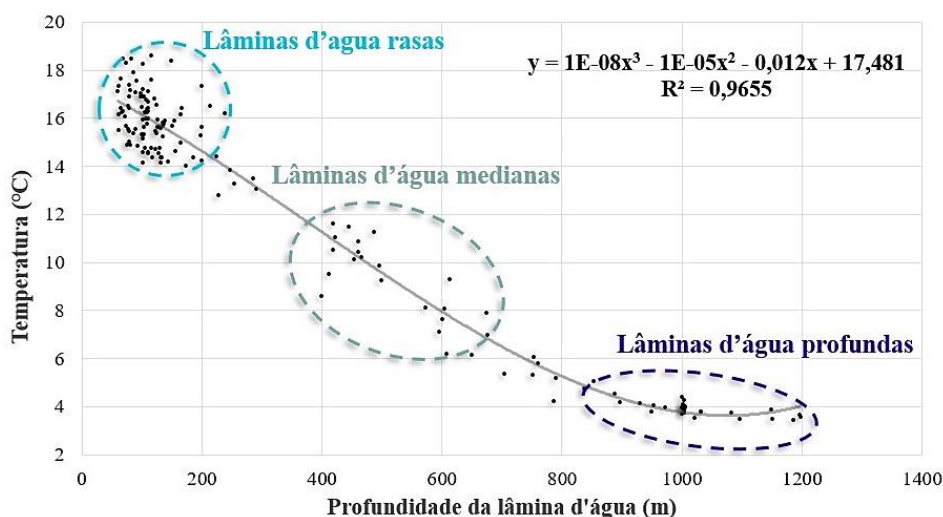


Figura 4.4. Distribuição de temperaturas de fundo marinho da Bacia de Santos (eixo vertical) e profundidade da lâmina d'água (eixo horizontal).

Uma planilha então foi criada (Tabela 4.4), para que se pudesse servir como base de dados para o mapeamento geotérmico regional, que inclui dados de batimetria (Z_{FM}) e profundidade da medição (Z_{BH}), ambos em metros. Também inclui temperatura de fundo marinho (T_{FM}) e dados de temperatura de fundo de poço (T_{BHT}), ambos em $^{\circ}C$. Bem como valores de gradiente (g) em $^{\circ}C/km$, condutividade térmica (λ) em $W/m/K$, fluxo de calor (q) em mW/m^2 , produção de calor (A) em $\mu W/m^3$, temperatura crustal (TC) em $^{\circ}C$ e suas incertezas ($grad_e$, $cond_e$, $fluxo_e$, TC_e).

Tabela 4.4. Base de dados geotérmicos.

POCO	LONG	LAT	ZBH	ZFM	TFM	TBHT	g	g_e	λ	λ_e	q	q_e	A	TC_2km	TC_4km	TC_6km	TC_8km	TC_e
1-AGIP-1-RJS	-43,2573	-24,1998	5177,0	598,0	9,0	157,0	32,4	0,2	2,1	0,1	69,0	3,5	0,00000133	73,2	137,0	200,5	264,0	0,6
1-AGIP-2-RJS	-43,3711	-24,8396	4030,0	1765,0	3,5	64,5	25,7	0,4	1,7	0,2	43,2	5,7	0,00000075	57,4	108,0	158,3	208,5	0,8
1-BG-3-SPS	-45,2094	-25,1461	4655,0	122,8	15,3	155,6	30,8	0,2	2,1	0,1	64,8	3,4	0,00000150	77,1	137,3	196,8	255,9	0,6
1-BG-5-SPS	-44,4413	-24,9343	4827,0	818,3	3,5	117,0	27,5	0,2	2,2	0,1	59,7	3,5	0,00000053	61,9	117,3	173,1	229,3	0,6
1-BRSA-1050-SPS	-45,6496	-26,6887	6848,0	1763,0	-2,5	156,7	29,6	0,2	2,5	0,1	74,0	2,9	0,00000061	65,6	125,4	185,8	246,8	0,5
1-BRSA-1063-SPS	-44,1689	-25,1757	7096,0	1873,0	2,0	130,8	23,7	0,2	2,8	0,1	65,4	2,3	0,00000022	54,7	103,0	151,8	201,1	0,5
1-BRSA-114-SPS	-44,4785	-25,1824	5451,0	1642,0	3,9	116,1	29,0	0,3	1,9	0,1	55,1	3,8	0,00000133	63,0	119,1	174,5	229,5	0,6
1-BRSA-220A-SPS	-43,9559	-24,6203	4951,0	912,0	3,5	121,4	28,6	0,2	2,4	0,1	68,0	3,6	0,00000116	62,9	119,2	175,4	231,5	0,6
1-BRSA-289-SPS	-45,3425	-25,8838	4927,0	729,0	4,2	104,9	23,2	0,2	2,2	0,1	50,2	2,8	0,00000111	53,4	98,4	142,7	186,6	0,6
1-BRSA-329D-RJS	-43,3673	-25,0622	6460,0	2038,0	2,0	136,5	28,9	0,2	2,6	0,1	76,1	3,3	0,00000083	66,5	124,6	183,0	241,8	0,6
1-BRSA-526-SPS	-44,0342	-26,0816	5350,0	2239,0	2,0	70,8	19,3	0,3	2,8	0,2	54,0	3,2	0,00000024	49,6	88,6	127,9	167,5	0,7
1-BRSA-532A-SPS	-43,9055	-25,6243	6773,0	2144,0	2,0	108,4	21,3	0,2	2,6	0,1	55,4	2,4	0,00000055	52,4	95,0	137,6	180,4	0,6
1-BRSA-555-RJS	-42,3317	-23,9676	5969,0	874,0	3,8	162,6	30,7	0,2	2,3	0,1	71,5	3,0	0,00000136	67,3	127,6	187,6	247,6	0,5
1-BRSA-557-RJS	-41,6817	-23,9295	4871,5	1068,5	3,5	137,9	34,9	0,3	2,8	0,1	98,3	4,6	0,00000049	75,6	147,0	219,6	293,5	0,6
1-BRSA-597-RJS	-43,1131	-24,4328	5728,0	1275,0	4,5	137,0	29,7	0,2	2,4	0,1	72,1	3,4	0,00000021	64,7	125,5	187,3	250,0	0,6
1-BRSA-642-SPS	-45,3211	-24,9077	5344,0	106,0	18,3	156,8	26,9	0,2	2,7	0,1	72,0	2,6	0,00000077	70,0	124,0	178,2	232,7	0,5
1-BRSA-706-SPS	-44,4277	-24,7111	4549,0	470,0	10,2	133,9	30,3	0,2	2,1	0,1	64,8	3,7	0,00000160	70,3	129,1	187,0	244,5	0,6
1-BRSA-757B-SPS	-45,0156	-26,3716	6431,0	2254,0	-2,0	87,8	18,4	0,2	3,2	0,1	58,1	2,3	0,00000080	47,7	83,9	120,0	156,0	0,6
1-BRSA-780-SPS	-44,2722	-24,6747	4218,0	582,0	8,1	112,2	28,4	0,3	2,3	0,1	64,5	3,9	0,00000121	65,4	121,3	176,7	232,1	0,6
1-BRSA-841-SPS	-45,4345	-25,0128	5544,0	104,0	18,3	163,3	27,1	0,2	2,2	0,1	59,3	2,5	0,00000097	70,2	123,7	177,1	230,4	0,5
1-BRSA-864-SPS	-46,2205	-26,6301	1985,0	518,0	9,3	71,7	42,3	0,7	1,5	0,3	62,2	14,5	0,00000067	94,9	181,0	268,3	357,0	1,0
1-BRSA-890-SPS	-45,1197	-25,4522	3611,0	146,0	14,4	110,0	27,3	0,3	2,0	0,1	55,4	4,0	0,00000112	69,7	123,2	176,3	229,0	0,7

13_ihfc	-41,5840	-25,4190	-	0,0	2,0	-	19,0	-	2,5	-	47,5	-	0,00000100	39,5	76,2	112,3	148,1
48_ihfc	-45,4167	-23,8000	-	0,0	26,2	-	26,2	-	2,9	-	75,2	-	0,00000100	78,3	130,2	182,0	234,0
13723_ihfc	-44,3167	-23,0333	-	0,0	23,0	-	23,0	-	2,9	-	67,0	-	0,00000100	69,3	115,1	160,7	206,3
BNSC_ihfc	-49,7600	-27,5100	-	723,0	31,0	-	31,0	-	2,7	-	82,0	-	0,00000100	92,5	154,0	215,8	278,0
BRZ026_ihfc	-50,0833	-26,6667	-	700,0	24,0	-	24,0	-	3,1	-	75,0	-	0,00000100	72,7	121,1	169,5	217,9
13787_ihfc	-43,7131	-22,8356	-	0,0	23,0	-	23,0	-	2,7	-	59,0	-	0,00000100	66,7	109,7	152,5	195,0
21_ihfc	-46,6361	-23,5475	-	0,0	24,4	-	24,4	-	2,2	-	53,6	-	0,00000100	73,1	121,0	168,5	215,9
20_ihfc	-46,2214	-23,3156	-	0,0	15,2	-	15,2	-	3,0	-	45,6	-	0,00000100	45,3	74,6	103,3	131,7
47_ihfc	-45,3106	-23,2231	-	0,0	13,2	-	13,2	-	3,0	-	39,6	-	0,00000100	39,2	64,4	88,9	113,0
BRZ023_ihfc	-46,6667	-23,6667	-	0,0	22,0	-	22,0	-	3,0	-	66,0	-	0,00000100	65,7	109,0	152,0	195,0
9_ihfc	-42,5720	-25,5760	-	0,0	2,0	-	20,0	-	2,5	-	50,0	-	0,00000100	41,5	80,3	118,6	156,5
13786_ihfc	-43,7131	-22,8356	-	0,0	23,0	-	23,0	-	2,7	-	59,0	-	0,00000100	66,7	109,7	152,5	195,0
13774_ihfc	-45,0000	-23,1333	-	0,0	16,0	-	16,0	-	3,7	-	61,0	-	0,00000100	48,6	80,8	112,6	144,1
20_ihfc	-46,2214	-23,3156	-	0,0	15,2	-	15,2	-	3,0	-	45,6	-	0,00000100	45,3	74,6	103,3	131,7
10_ihfc	-45,7069	-23,1008	-	0,0	28,2	-	28,2	-	2,5	-	70,5	-	0,00000100	84,9	141,3	197,8	254,4
38_ihfc	-45,1261	-22,7428	-	0,0	29,3	-	29,3	-	2,2	-	64,5	-	0,00000100	88,2	146,8	205,3	263,9

5. Resultados e discussões

Serão apresentados os magmatismos que foram observados nos perfis compostos dos poços solicitados e as interpretações conjuntas dos métodos geotérmicos e sísmicos em uma escala regional, a fim de possibilitar a identificação dos magmatismos presentes em toda a Bacia de Santos. Em menor escala, será abordado o estudo de poços para analisar o comportamento físico das rochas, com objetivo de avaliar os potenciais reservatórios.

Apesar do método sísmico possuir melhor resolução vertical e horizontal, a identificação de anomalias geotérmicas pelo método geotérmico é mais simples e de menor custo do que a sísmica, fornecendo uma visão regional em distintas profundidades (Pestana et al., 2018). Uma vez identificadas as anomalias geotérmicas, estas não necessariamente resultam na presença de corpos ígneos. Outras fontes de calor podem ser a causa, como regiões de concentrações regionais de elementos radioativos, falhas profundas, ascensão mantélica, campos de petróleo e gás, hidrotermalismo ou até mesmo o sal que é um excelente condutor de calor (Mohriak, 2020).

5.1. Magmatismo nos perfis compostos dos poços

Como abordado anteriormente, na Bacia de Santos estão presentes os magmatismos no embasamento, pré-sal, intra-sal e pós-sal (Ren et al., 2019; Gordon et al., 2023). Em observação nas ocorrências de rochas ígneas nos perfis compostos da base de dados de poços, há uma expressão mais significativa do magmatismo na fase *drift*. Em geral, predominam rochas ígneas básicas, com ocorrências também de rochas intermediárias e ultrabásicas, sendo que as rochas básicas alcalinas ocorrem em seqüências do pós-sal.

O primeiro evento magmático é datado do Valanginiano-Hauteriviano, $135,5 \pm 0,7$ Ma, (Oliveira e Rancan, 2018; Gordon et al., 2023), durante a fase *rift*, e corresponde aos basaltos do extravasamento do manto astenosférico (Almeida et al., 1996). Os mesmos constituem, tanto o embasamento econômico da Bacia de Campos (Formação Cabiúnas) quanto da Bacia de Santos (Formação Camboriú) (Mizusaki et al., 1992; Cainelli e Mohriak, 1999; Misuzaki et al., 2002; Marins et al., 2022). Na base de dados, este primeiro evento foi observado nos poços conforme detalhado na Tabela 5.1.

Tabela 5.1. Observação de rochas ígneas do magmatismo Neocomiano em poços da base de dados.

Poço	Profundidade	Rocha	Descrição da amostra lateral	Observação
1-BRSA-1050-SPS	6330 a 6857m	Basalto	Basalto cinza escuro afanítico com granul média/fina, minerais máficos amigdaloidal com preenchimento de calcita alguns em nódulos	Sobreposto por halita ou anidrita
1-BRSA-329D-RJS	6480 a 7200m, 7205 a 7275m, 7540 a 7628m	Diabásio e Basalto	1) Basalto cinza esverd pol, cinza claro, fld, gnd, mtz loc porf, duro); 2) Diabásio vrc, sdr tb al t com minerais máficos e opacos duros intercalado com folhelho preto, sdr; 3) Basalto cinza esverd, pol cinza claro, fld, gnd, matriz fa n loc porf, duro	Sobreposto por calcilito
1-BRSA-532A-SPS	6145 a 6480m, 6605 a 6625m, 6707 a 6773m	Basalto	1) Basalto cinza esverd escuro, afanítico/fanfítico fino amg tb mac, pte porfírico, matriz fld, pxn pir, duro/sdr, loc veios obn/pir intercalado com microbiais); 2) Basalto cinza escuro esverd, afn/fan, fld, duro); 3) Ígnea* cinza act/avm fanerítico fino/médio, fld, qtz, mica biotita, alg alteração avm, com veios cbn alg sulfeto)	Sobreposto por folhelho
1-BRSA-555-RJS	4395 a 4415m	Diabásio	Diabásio	Sobreposto por folhelho
1-BRSA-757B-SPS	6423 a 6441m	Basalto	Basalto cinza escuro, afanítico duro	Sobreposto por microbialito
1-BSS-69-RJS	3533 a 3635m	Ígnea*	Ígnea não identificada	Sobreposto por arenito
1-ESSO-3-SPS	4885 a 4974m	Basalto	Basalto afanítico e fragmentos líticos verde, cinza esverdeado escuro, muito duro, sub-discóide, verde com inclusões de mineral creme com grãos muito finos, localmente ocorrem inclusões pretas, localmente com arenitos intercalações com folhelho)	Sobreposto por folhelho
1-MRK-2B-SPS	4875 a 4925m	Ígnea*	Somente no fundo do poço intercalado com arenito	Sobreposto por arenito
1-SCS-1-SC	4175 a 4246m	Basalto	Somente no fundo do poço	Sobreposto por calcarenito
1-SPS-4A-SP	2760 a 2855m	Vulcânica	Somente no fundo do poço	Sobreposto por folhelho
3-BRSA-957-SCS	8175 a 6560m,	Vulcânica, basalto e vulcanoclástica	Vulcânicas intercaladas com vulcanoclástica. Basalto cinza escuro, esverd, afanítico, mic/pir, duro, alterado, hidrotermal com biotita-k-feldspato, amídala com carbonato; Vulcanoclástica ctn, avm/esc, fragmentos vulcanicos, cgl, vrg, mtz, aga, mic, sfr	Sobreposto por folhelho
3-ESSO-5-SPS	4500 a 4534m	Basalto	Basalto Preto acastanhado, castanho muito, escuro, localmente preto, vermelho tijolo, vermelho acastanhado escuro, preto esverdeado, maciço, duro a firme, parte, macio (intemperizado), afanítico, com minerais pretos, ocasional calcita, localmente com pirita, fechado	Sobreposto por calcário mudstone
4-BG-7-SPS	6000 a 6090m, 6103 a 6105m	Diabásio, brecha vulcânica e basalto	1) Diabásio cinza, escuro, fanerítica, cristais finos a médios, esverd; 2) Brecha vulcânica castanho escuro, com clastos angular a subangular, branco e creme claro, porosidade secundária preenchida com calcário; 3) Basalto cinza esverd, afanítica, microfatura preenchida por material silícico, muito duro	Sobreposto por calcilito
4-BRSA-818-RJS	5881 a 6404m	Basalto	Basalto cinza, esverd, duro, afanítico, fraturado cmp intercalado com calcário	Sobreposto por calcário
6-BG-6P-SPS	4905 a 5715m,	Basalto, vulcânica, dacito, riolito e tufo vulcânico	Intercalações de basalto cinza, escuro, quebradiço, muito duro, minerais máficos com vulcânica alterada, creme acastanhado, fragmentos de quartzo, minerais máficos com dacito, riolito e tufo vulcânico com óleo	Indício de óleo, sobreposto por calcilito

* Ígneas não identificadas

Na Bacia de Campos, dados preliminares de Misuzaki (1986) apontaram que a espessura das camadas vulcânicas pode variar de 2 a 40 m e em determinadas regiões, quando empilhados. Na base de dados, foram observados pacotes com espessura de 500 a 800 m de basaltos nos poços 1-BRSA-1050-SPS, 4-BRSA-818-RJS, 1-BRSA-329D e

6-BG-6P-SPS. Este último poço apresenta basaltos, riolitos e dacitos, bem como óleo em tufos vulcânicos e basaltos alterados amigdaloides com manchas de óleo castanho, conforme indicado pelo perfil composto e amostragens laterais (Figura 5.2). O poço 1-BRSA-1050-SPS foi estudado por Fornero et al. (2019), onde é observado o preenchimento dessas vesículas (amígdalas) (Figura 5.3).

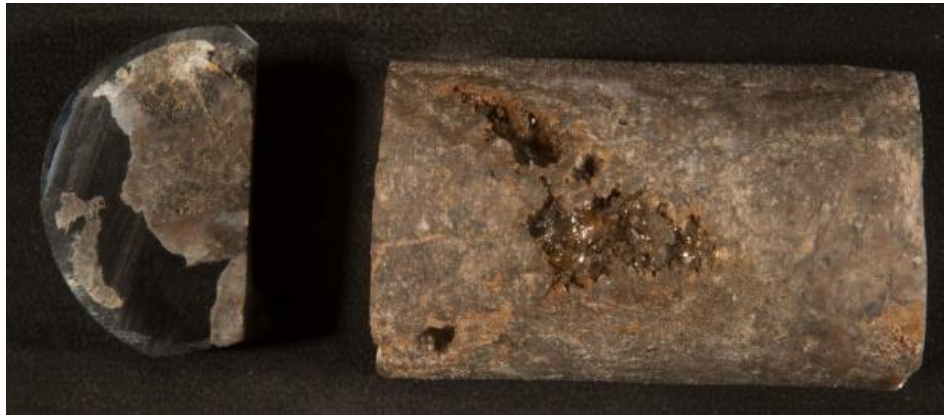


Figura 5.2. Exemplo de amostra de basalto alterado amigdaloidal com manchas de óleo castanho da Formação Camboriú (5014m), poço 6-BG-6P-SPS. Fonte: Base de dados.

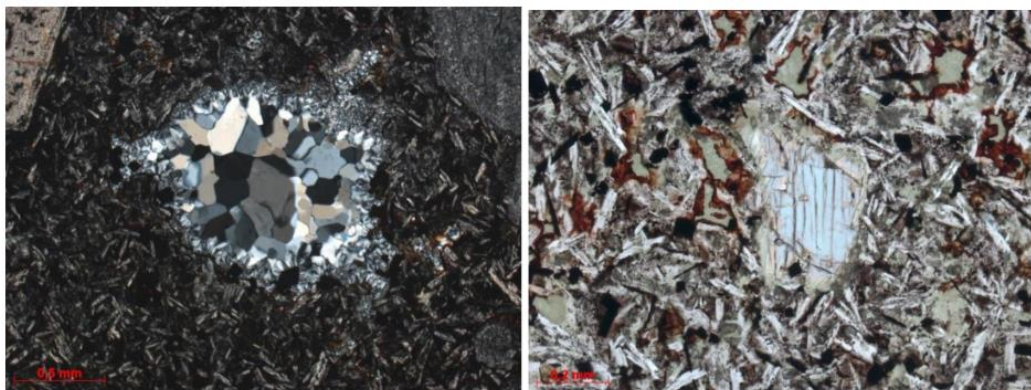


Figura 5.3. Petrografia de amostras laterais com alterações e preenchimentos de vesículas. À esquerda detalhe de amígdala preenchida por zeólitas (aumento de 5x, PC). À direita piroxênio de borda cloritizada. Fonte: Fornero (2018).

Outros exemplos de rochas ígneas foram identificados no poço 3-BRSA-957-SCS, confirmado em amostras laterais, como vulcanoclásticas na profundidade de 6211 m com vesículas preenchidas por minerais esverdeados, que provavelmente passaram por processos de alteração, como a cloritização (Figura 5.4).



Figura 5.4. Exemplo de vulcanoclástica observada no poço 3-BRSA-957-SCS. Profundidade 6211m. Fonte:

Base de dados.

O segundo evento magmático é datado do Aptiano, $114,3 \pm 1,1$ Ma (Oliveira e Rancan, 2018; Gordon et al., 2023), durante a fase pós-*rift*, conhecido como Magmatismo Alagoas (Moreira et al., 2007). Esse evento é composto por basalto extrusivo, com ocorrências de intrusivas locais presentes nas formações Itapema, Piçarras e Barra Velha. Uma análise da base de dados dos poços revelou a presença de rochas ígneas dessas formações, conforme detalhado na Tabela 5.2.

Tabela 5.2. Observação de rochas ígneas do magmatismo Alagoas em poços da base de dados.

Poços	Profundidade	Rocha	Descrição da amostra lateral	Observação
1-BRSA-1063-SPS	6455 a 6813 m	Basalto	Cinza escuro afanítica, amígdalas com olivina/silica, fld/piritoso porap duro, fratura preenchida por calcário. Intercalados com brechas vulcânicas cinzas claras/esverdeadas porap duro	Em 6579m presença de resíduo asfáltico preto muito viscoso; Sobreposto por folhelho
1-BRSA-555-RJS	4395 a 4415m, 4440 a 4485m, 4785 a 4855m, 4975 a 5015m	Basaltos	1) Basalto cinza esverd, afn, sdr, tb, act/esverd mle tb cinza claro atc; 2) Basalto intercalado com folhelho; 3) Basalto cinza esverd, semiduro, tb verde/cinza escuro, vítreo loc pir; 4) Basalto	Sobreposto por folhelho
1-BRSA-557-RJS	4445 a 4525m	Tufo vulcânico	Tufo vulcânico cinza esverd, semiduro, tb, mle, cinza esb pir dro/mle	Sobreposto por folhelho
1-BRSA-876A-SPS	6550 a 6833m, 6985 a 7025m	Vulcânicas e diabásio	1.1) Vulcânica cinza escuro duro com superfícies de falhas/fraturas, textura de granul fina; 1.2) Diabásio preto/cinza, textura fanerítica média/fina, cristais plagioclásio 2mm e pirita; 1.3) Vulcânica cinza escuro/claro duro, com amígdalas/vigs <5mm preenchidos com calcita, zeólitas e halita, textura parte fanerítica média/fina e parte afanítica, observa-se cristais plagioclásio, pirita e magnetita; 1.4) Vulcânica cinza escuro dura com superfície de fraturas/falhas em alguns fragmentos; 2) Ígnea* intercalada com halita e anidrita	Sobreposto por anidrita
1-BRSA-925A-RJS	6337 a 6434 m	Diabásio	Cinza escuro esverdeado afanítica/fanerítica fina com plagioclásio/olivina/piroxênio, veios de quartzo, alguns preenchidos com carbonatos e microfraturas, pirita, microfraturas, tons avermelhados	Sobreposto por taquidrita ou halita
1-BSS-69-RJS	3735 a 3850m	Diabásio	Intercalações de diabásio com calcarenito	Sobreposto por arenito
3-BRSA-1267A-RJS	5451 a 5808m	Basalto e diabásio	Cinza, escuro, amígdalas, afanítico, duro, tb, piritoso fanerítico	Exsudação de óleo; Sobreposto por halita
3-BRSA-1267-RJS	5085 a 5117m, 5180 a 5474 m	Ígnea*	Vulcanoclásticas em 5206m cinza, acastanhada, matriz calcárea brechóide, Basalto entre 5215 a 5241m cinza, esverdeada, amígdalas micro, fanerítica fraturada, preenchida com carbonato, manchas de óleo	Sobreposto por halita
4-BRSA-946C-SPS	5225 a 5310 m	Ígnea*	Cinza escura, compactada, afanítica intercalada com calcarenito	Sobreposto por folhelho
6-BRSA-1235-RJS	5720m, 5805 a 5875m	Ígnea*	Ígnea*cinza esverd, clara tb verde clara esbranquiçada, lam, semiduro, mle	Sobreposto por anidrita
9-BRSA-716-RJS	5225 a 5310m	Vulcânica e ígnea*	Ígnea* cinza escura, cmp, afanítica intercalada com calcarenito, com amidalas e vesículas, preenchida por calcário/arg alterado, semiduro	Sobreposto por calcarenito

* Ígneas não identificadas

O terceiro evento magmático é datado do Santoniano-Maastrichiano, $83,3 \pm 0,66$ Ma a $72,4 \pm 4,9$ Ma (Oliveira e Rancan, 2018; Gordon et al., 2023), durante a fase *drift*, é constituído predominantemente por basaltos e foi identificado nos poços, como indicado na Tabela 5.3. Nas Bacias de Campos e Santos, Oreiro et al. (2008) pontuam que este evento foi observado com forte contraste de impedância acústica em relação às suas encaixantes e foi também responsável pela formação de uma espessa sequência vulcanossedimentar em ambientes transicionais diversos (Formação Juréia).

O modelo de magmatismo proposto por Alves (2005) é de vulcão subaéreo pliniano (altamente explosivo), similar ao que ocorreu na Bacia de Campos, entre o Neoconiaciano a Maastrichiano. Este evento do tipo *hotspot* (Thomaz Filho et al., 2008) teria fornecido aporte de vulcanoclastos intercalados à sedimentação marinha e favorecido correntes de turbidez e deformações nos estratos já existentes em ambiente intraplaca. Também, ocorrem fluidos ou *vents* hidrotermais (Ren et al., 2019), tanto no segundo como no terceiro evento.

Tabela 5.3. Observação de rochas ígneas do magmatismo Santoniano-Campaniano em poços da base de

Poço	Profundidade	Rocha	Descrição da amostra lateral	Observação
1-BG-1-SPS	3890 a 3910m, 4215 a 4220m, 4355 a 4357m, 4390 a 4395m	Tufo vulcânico e vulcânicas	1) Tufo vulcânico cinza esverdeada, med a muito grosso, matriz fina; 2) Vulcânica com min acessórios de olivina, pxn, plagioc; 3) Vulcânica verde escura cristalina, fragmentos finos a grossos, duro, piritoso; 4) Vulcânica com min acessórios de olivina, pxn, plagioc)	Sobreposto por folhelho
1-BG-2DPB-SPS	3970 a 3975m, 4115 a 4145m, 4145 a 4350m	Vulcânicas	1) Vulcânica preta dura; 2) Tufo vulcânico verde claro/escuro/preto/cinza claro, grãos finos de minerais cristalino, quartzo e outros minerais orientados, calcífero; 3) Vulcânica cinza médio/claro, semidura/dura, calcífera	Sobreposto por arenito
1-BRSA-1050-SPS	5265 a 5462m	Ígnea*	Ígnea*cinza escuro, duro, tb, pirita	Sobreposto por halita ou anidrita
1-BRSA-289-SPS	3985 a 3995m, 4100 a 4175m, 4205 a 4245m, 4320 a 4360m, 4405 a 4407m, 4422 a 4425m, 4885 a 4897m	Diabásio, tufos e vulcânica	1 E 2) Diabásio cinza, esverd, dura, tb, verde escura, alterada, mle; 3) Tufo e diabásio; 4) Tufo; 5) Vulcânica; 6) Tufo cinza clara, sdr, tb, esverd, grn fno/med c/ cmt cao, crs ard/sng dsq,sdr/dro; 7) Vulcânica cinza clara	Sobreposto por folhelho
1-BRSA-557-RJS	3190 a 3205m, 3280 a 3285m, 3385 a 3590m, 3694 a 3712m	Tufos vulcânicos	Tufos vulcânicos cinzas esverd, srd, tb, verde claro, act duro	Sobreposto por folhelho
1-BRSA-911-SPS	3455m e em 3490m	Ígnea*	Ígnea* cinza escura dura td, pirita bastante intercalado	Sobreposto por siltito
1-BSS-80-BS	4410 a 4600m	Tufo vulcânico	Tufo vulcânico intercalações de folhelho e arenito	Sobreposto por folhelho
1-REPF-4-SPS	4492 a 4500m, 4645 a 4790m	Vulcânica	Vulcânica escuro, bandamento magmático presente muito duro, afanítico intercalado com folhelho; 2) Vulcânica escura dura, afanítica intercalado com folhelho	Sobreposto por folhelho
1-RJS-109-RJ	3515 a 3650m, 3900 a 3910m	Basalto	Basalto	Sobreposto por folhelho
1-RJS-199B-RJ	3900m, 980 a 4180m, 4560 a 4700m	Basalto	Basalto	Sobreposto por marga
1-RJS-67-RJ	2450 a 3110m, 3160 a 3670m, 4080m, 4210m e 4260m	Diabásio e tufo vulcânico	1 e 2) Diabásios intercalados com folhelho e arenito; 3) dentro de siltito; 4) Tufo vulcânico	Sobreposto por folhelho

1-SHEL-21A-RJS	3910 a 3927m	Vulcânica	Vulcânica	Sobreposto por folhelho
3-BRSA-391-SPS	3742 a 3758m	Diabásio	Diabásio cinza esverd, claro, alterado, semiduro	Sobreposto por folhelho
4-BRSA-334DA-SPS	3787 a 3794m	Diabásio	Diabásio	Sobreposto por folhelho
4-BRSA-508-RJS	3727 a 3777m, 3880 a 3953m, 4140 a 4205m, 4355 a 4450m	Vulcanoclástica	1) Vulcanoclástica verde acinzentado, textura vítrea, semiduro	Sobreposto por folhelho

* Ígneas não identificadas

O quarto evento é datado final do Paleoceno/Eoceno, $49,9 \pm 0,45$ Ma (Oliveira e Rancan, 2018; Gordon et al., 2023), durante a fase *drift*, e não foi identificado nos poços. Caldas e Zalán (2009) sugerem que esse evento foi desencadeado pelo desequilíbrio isostático entre a Serra do Mar e pela progressiva subsidência bacinal. Além disto, está associado a um magmatismo extrusivo basáltico-alcalino e toleítico (Mahiques et al., 2023) de conduto central (vulcões) com pulsos descontínuos e derrames submarinos, chamado de magmatismo de Abrolhos, mais proeminente na Bacia do Espírito Santo. Ocorrem também corpos vulcânicos intrusivos sob a forma de soleiras de diabásio, que sismicamente apresentam uma forma de “vitória-régia” (Conceição et al., 1993). Litologicamente, trata-se de diabásio contendo matriz vítrea (Moreira et al., 2007). Rangel (2006) aponta presença de tufos, hialoclastitos, brechas e basaltos. Também são observados cones e altos vulcânicos observados por Mohriak (2005).

Estudos no campo de Libra (Tabela 5.4), na Bacia de Santos (Moreira et al., 2007; Oreiro et al., 2008; Fornero et al., 2019), indicam duas suítes, onde a primeira é composta por rochas provenientes da Formação Itapema (toleíticas, predominantemente basaltos, com ocorrências menores de diabásios, hialoclastitos e hialoclastitos redepositados), ocorrendo em sismofácies lenticulares, interpretadas como zonas próximas aos pontos de ruptura crustal (com maior concentração de fissuras ou pequenos vulcões) e em sismofácies delgadas plano-paralelas ou sub-paralelas com padrão divergente, interpretadas como lava-deltas, que preencheram as depressões *rift*. A segunda suíte, de idade Santoniana a Campaniana, é caracterizada por rochas hipoabissais alcalinas (diabásios, gabros e basaltos alcalinos, além de lamprófiros), ocorrendo no topo da Formação Barra Velha e na Formação Itapema. Intrusões alcalinas ocorrem comumente em picos positivos de impedância, sendo classificadas em três ou mais tipos de soleiras (Oliveira e Rancan, 2018).

Tabela 5.4. Eventos magmáticos observados no campo de Libra. Fonte: Ren et al. (2019).

Evento	Classificação geoquímica	Tipo	Litologia	Rocha hospedeira
Santoniano-Campaniano e Eoceno	Alcalina	Intrusiva	Diabásio alcalino, gabro alcalino, lamprófiro	Pós-sal, intra-sal, pré-sal
		Extrusiva	Basalto alcalino	Pós-sal
Aptiano	Sub-alcalina (toleítica)	Intrusiva	Diabásio	Formação Itapema
		Extrusiva	Basalto	Formações Itapema e Piçarras
	Alcalina	Intrusiva	Diabásio alcalino	Formação Itapema
		Extrusiva	Basalto alcalino	Formações Itapema e Barra Velha
Valanguiano-Hauteriviano	Sub-alcalina (toleítica)	Extrusiva	Basalto	Formação Camboriú

5.2. Dados geotérmicos

O estudo geotérmico foi possível através de alguns parâmetros importantes, tais como a temperatura de fundo marinho (T_{FM}) (Figura 5.5), a temperatura de fundo de poços (T_{BHT}), batimetria ou espessura da lâmina d'água (Z_{FM}) e a profundidade de fundo de poço (Z_{BH}), os quais são imprescindíveis e compõem os parâmetros de entrada para o cálculo do gradiente geotérmico (Figura 5.6).

Com a elaboração do mapa de temperatura de fundo marinho (T_{FM}) (Figura 5.5), foi possível observar que as temperaturas variam de -3 a $20 \pm 0,005$ °C. Há regiões centrais com menores temperaturas, que podem ser explicadas como as regiões de cânions submarinos, ou seja, locais mais profundos.

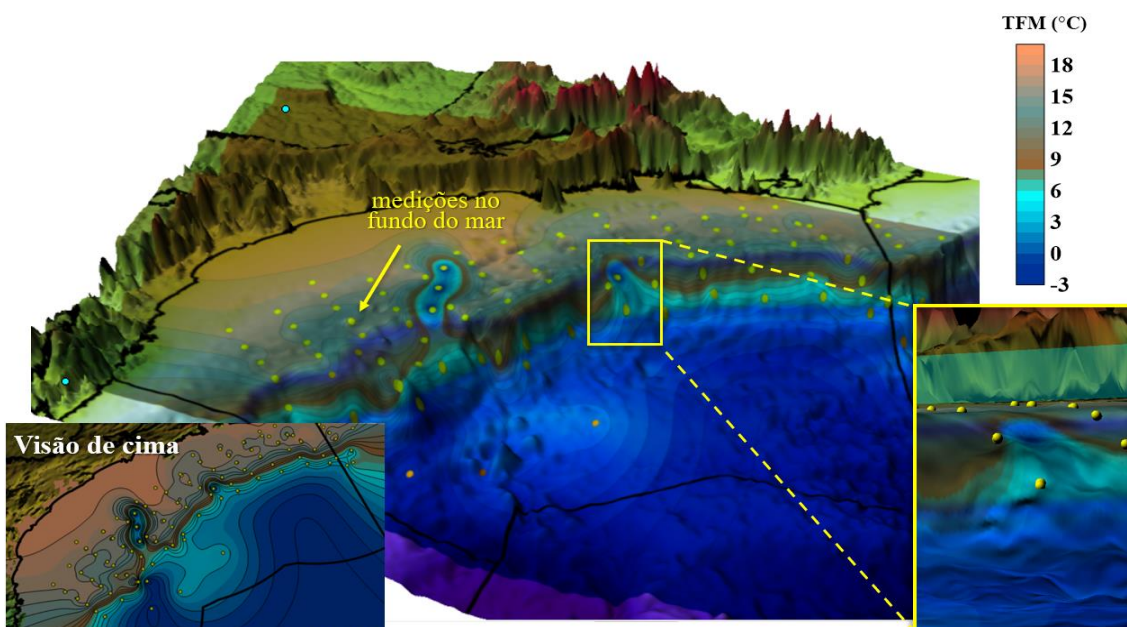


Figura 5.5. Mapa da temperatura de fundo marinho na Bacia de Santos, sobreposto à batimetria.

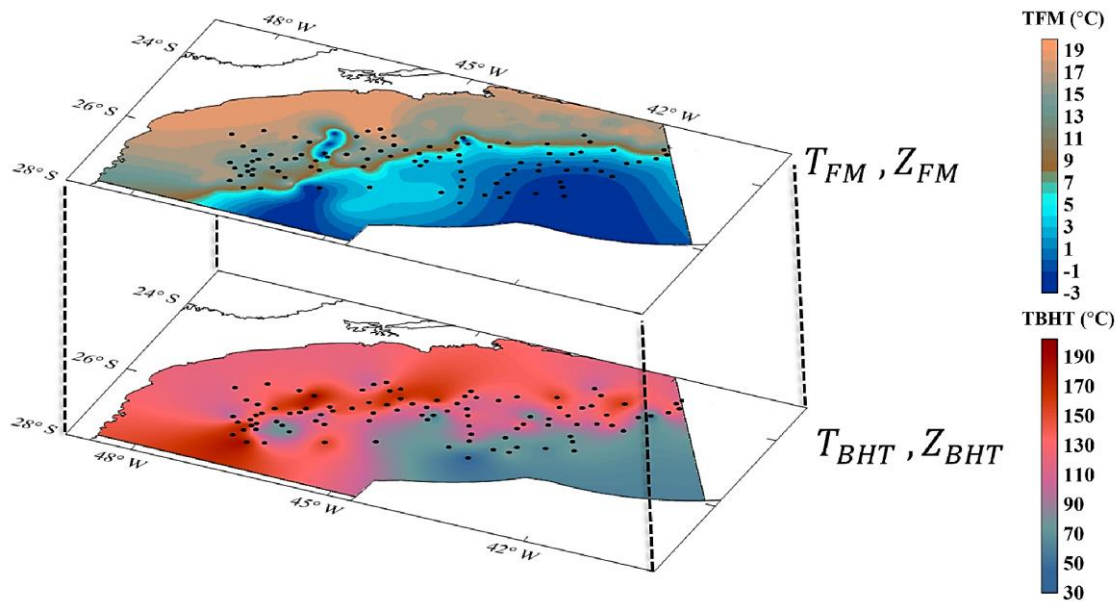


Figura 5.6. Representação visual dos parâmetros de entrada para o cálculo do gradiente geotérmico. Onde T_{FM} é a temperatura de fundo marinho, T_{BHT} é a temperatura de fundo de poços, Z_{FM} é a batimetria ou espessura da lâmina d'água e Z_{BH} é a profundidade de fundo de poço.

Como resultado, o mapeamento regional do gradiente geotérmico da Bacia de Santos (Figura 5.7) apresenta valores entre 10 e 40 °C/km. Os maiores valores de gradiente geotérmico (> 30 °C/km) se localizam nas regiões mais ao norte e sul. Na literatura, as causas mais gerais abordam que o magmatismo ao norte pode estar relacionado ao magmatismo recente do Alto de Cabo Frio (Thomas Filho et al., 2008; Zalán et al., 2011; Borges e Gamboa, 2015). Já no sul, podem estar relacionados ao magmatismo Serra Geral do Alto de Florianópolis (divisa com a Bacia de Pelotas) (Cioccarri e Mizusaki, 2019).

Para estudar individualmente cada anomalia identificada no mapa, quatro regiões anômalas foram nomeadas, isoladas (G1, G2, G3 e G4) e foram integradas à interpretação sísmica. As anomalias G1 e G4 possuem maiores extensões, G2 e G3 menores e todas serão melhores detalhadas posteriormente. Em associação com a Figura 4.1, na anomalia G1 ocorre os campos de Baúna, Neon e Goá, bem como o bloco de B-M-1537. Na anomalia G3 os campos de Merluza e Lagosta e o bloco de Aram e, por fim, na anomalia G4 se encontram diversos campos e blocos, como os campos de Tambaú, Uruguá, Atlanta e Oliva e os blocos de Libra e Alto do Cabo Frio Oeste.

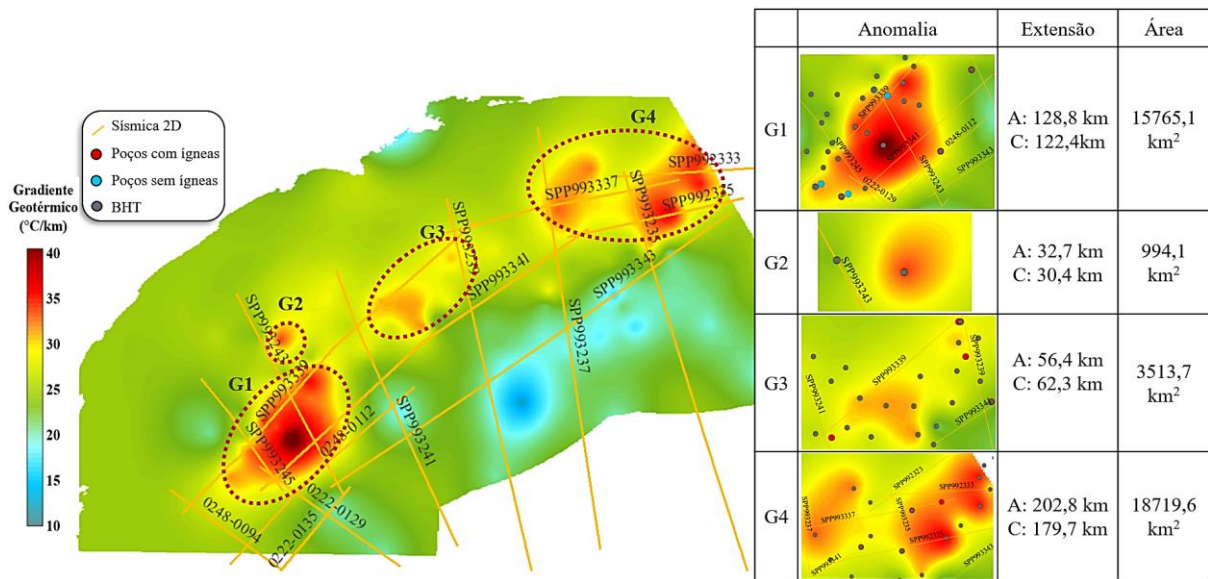


Figura 5.7. Mapeamento regional de gradiente geotérmico e anomalias associadas na Bacia de Santos.

Onde A e C são dimensões lineares de largura e comprimento, respectivamente.

O resultado do mapeamento regional do fluxo de calor da Bacia de Santos (Figura 5.8), que representa a perda de calor em superfície, apresenta valores entre 20 e 100 mW/m². Observam-se regiões com anomalias apresentando uma cadeia anômala na direção NE-SW em toda parte central da bacia (linhas tracejadas vermelhas), onde o fluxo pode alcançar valores superiores a 100 mW/m² (círculos tracejados vermelhos). Trabalhos análogos foram feitos nas Bacias de Campos e Santos (Hamza et al., 2017), que apontaram como causas o alojamento de magma ou campos de produção de petróleo e gás. Ao todo, cinco regiões anômalas de fluxo de calor foram isoladas.

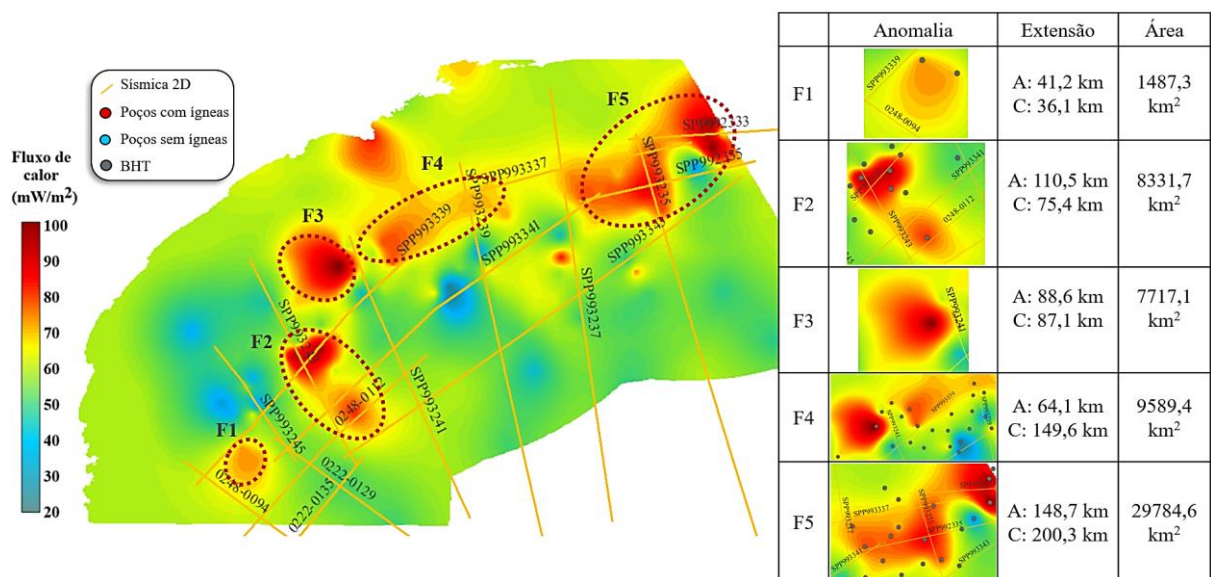


Figura 5.8. Mapeamento regional de fluxo de calor e anomalias associadas na Bacia de Santos. Onde A e

C são dimensões lineares de largura e comprimento, respectivamente.

Dados estatísticos do mapa de gradiente geotérmico e fluxo de calor são apresentados na [Tabela 5.5](#) abaixo.

Tabela 5.5. Dados estatísticos do mapa de gradiente geotérmico e fluxo de calor.

Parâmetro	Grad geotérmico(°C/Km)	Fluxo de calor(mW/m ²)
Média	24,9	61,9
Desvio padrão	3,4	7,02

Foram elaborados mapas das temperaturas da crosta a diferentes profundidades (2, 4, 6 e 8 km) conforme ilustrado na [Figura 5.9](#). Estas profundidades foram escolhidas para que pudessem ser associadas com as seções sísmicas, de profundidade aproximada. A 2 km a temperatura crustal varia de 40 a 60 °C, com anomalias de temperatura nas regiões norte e sul que podem alcançar 100 °C. As mesmas anomalias podem chegar a temperaturas superiores a 360 °C nas profundidades de 6 a 8 km. Notavelmente, as anomalias identificadas no mapa de fluxo de calor persistem em locais específicos, mesmo em maiores profundidades, formando uma cadeia anômala, conforme tracejado na figura. As possíveis causas serão discutidas mais adiante.

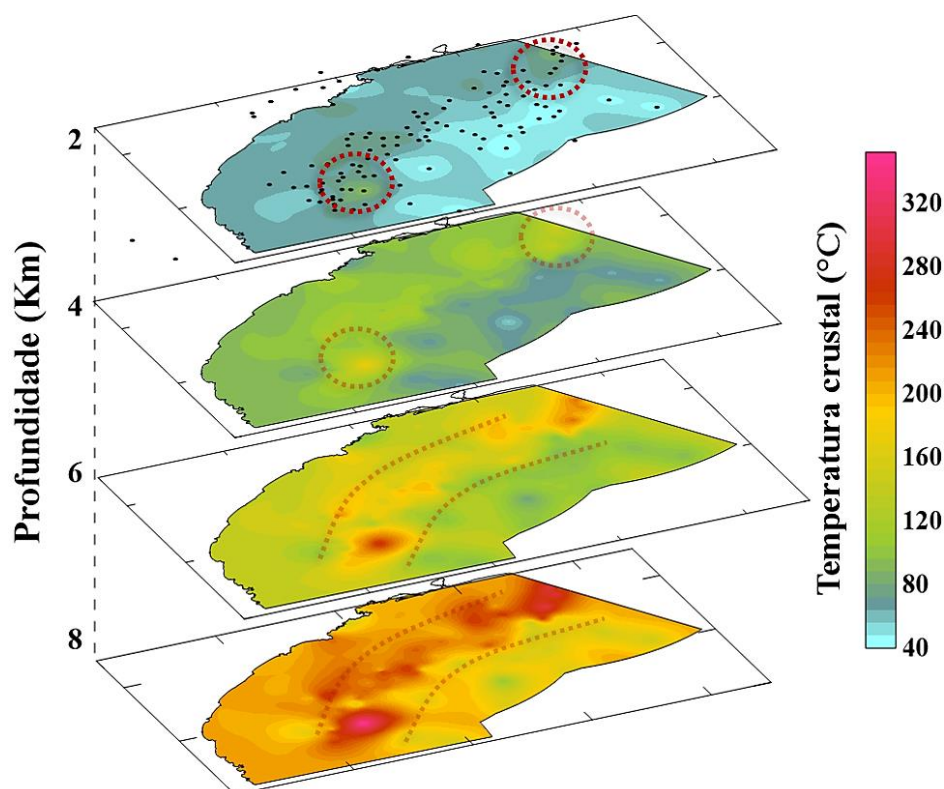


Figura 5.9. Distribuição da temperatura na área de estudo, perspectiva em profundidade.

5.2.1. Contribuição das temperaturas crustais na energia de transição - Recursos geotérmicos offshore

O mesmo estudo das temperaturas crustais pode ser aplicado para contribuir como indicador na busca por alvos mais promissores na exploração de energia geotérmica *offshore* ou no armazenamento de captura de carbono (*Carbon Capture, Utilization and Storage* - CCUS) em reservatórios apropriados. A tecnologia em questão tem sido progressivamente desenvolvida em países nórdicos, com ênfase especial na Noruega e no Mar do Norte. Na Bacia de Santos, também foram conduzidos estudos para avaliar a viabilidade do armazenamento de CO₂ (Ciotta e Tassinari, 2020; Freitas et al., 2022), principalmente pelas evidências sísmicas na bacia (Borges e Gamboa, 2015; Ferraz et al., 2019). A exploração é realizada em poços abandonados de petróleo que possuem gradiente geotérmico anômalo, ou seja, maior do que 30 °C/Km.

Um exemplo é o poço 1-BSS-69-RJS (Figura 5.10), que possui gradiente anômalo de 37,7 °C/Km. Conforme a classificação de recursos geotérmicos de Muffler e Cataldi (1978) (Figura 5.10), é possível observar que os recursos de baixa entalpia poderiam ser encontrados nas profundidades de, aproximadamente, 1200 a 2800 m, de média entalpia entre 2800 a 4000 m e de alta entalpia acima de 4000 m.

O mesmo princípio foi aplicado a todos os outros poços desativados, revelando que os poços mais adequados para a exploração de recursos geotérmicos seriam aqueles com gradientes geotérmicos anômalos, capacidade de exploração em profundidades mais rasas e maiores valores de entalpia. Esse padrão de interesse foi identificado em mais da metade dos poços analisados.

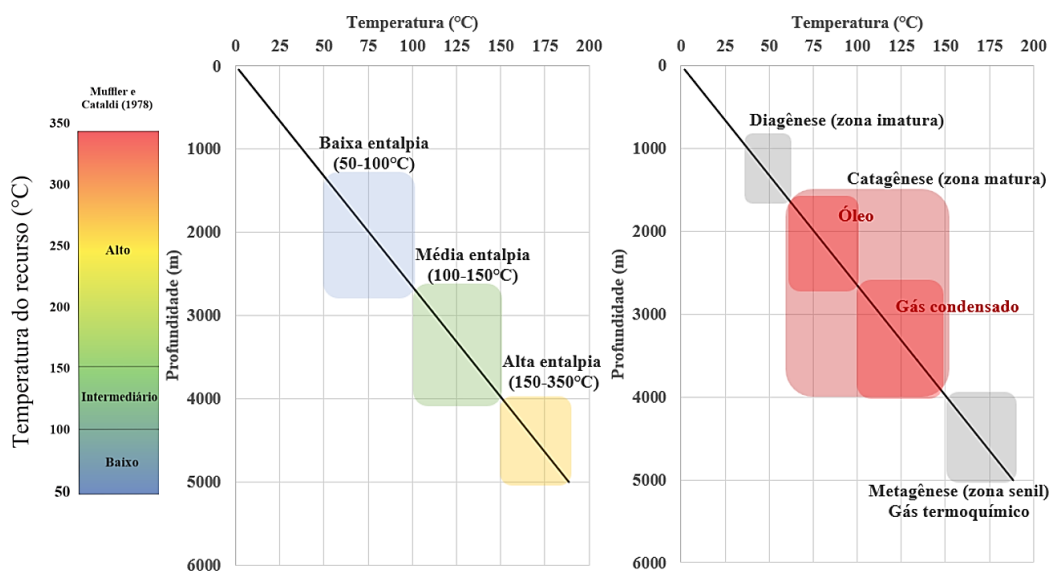


Figura 5.10. Estudo de energia geotérmica offshore para o poço 1-BSS-69-RJS.

A ideia de reutilizar poços abandonados é um desafio na indústria brasileira, mas já é realidade em outros países. Dados da ANP (2016) indicam que 16% de poços perfurados no Brasil estão abandonados e sem utilidade, sendo a maioria deles *offshore*. Além disso, 19% são poços secos, sem indícios de hidrocarbonetos e que poderiam ser utilizados para a mesma finalidade.

5.2.2. Contribuição das temperaturas crustais na janela de óleo e gás nas geradoras da Bacia de Santos

Anomalias geotérmicas podem ser observadas por diversas causas, como regiões de concentração com elementos radioativos, falhas profundas, ascensão mantélica, hidrotermalismo, presença de sal e campos de petróleo e gás. Com o objetivo de analisar a contribuição das temperaturas crustais, pelo método geotérmico, na inferência da janela de óleo e gás segundo referência de Welte e Tissot (1984) (Tabela 5.6), foram delimitados o topo e a base das geradoras (Tabelas 5.7 e 5.8) e do sal (Tabela 5.9). A partir desses resultados, apenas poços que pudessem ser amarrados à sísmica foram considerados para integrar às interpretações sísmicas.

Como abordado no Capítulo 2, o sistema petrolífero de Santos possui quatro principais sistemas geradora-reservatório e duas formações geradoras: Piçarras-Itapema/Barra Velha; Piçarras-Guarujá; Itajaí-Açu-Ilha Bela; Itajaí-Açu-Marambaia. De forma que a geradora Piçarras-Itapema está localizada no pré-sal e a geradora Itajaí-Açu é pós-sal.

Tabela 5.6. Janela de geração de óleo e gás. Fonte: Welte e Tissot (1984).

Fases	HC's	Ro(%)	Temp(°C)	Maturação
Diagênese	Metano bioquímico	0,2-0,6	<60°C	Imaturo
Catagênese	Óleo	0,6-1,3	60-100°C	Maturo
	Gás condensado	1,3-2,0	100-150°C	
Metagênese	Metano termoquímico	2,0-4,0	>150°C	Senil

Tabela 5.7. Comparativo entre as temperaturas calculadas para a geradora Itajaí-Açu e a classificação do poço. A cor verde indica resultados concordantes, em vermelho são resultados não concordantes e em preto são classificações indefinidas e que não puderam ser analisadas.

POCO	Grad(°C/Km)	TopoFm(m)	TempTopo(°C)	BaseFm(m)	TempBase(°C)	Rocha ígnea	Espessura(m)	Classificação ANP
1-BRSA-1050-SPS	31,3	2900,0	88,7	3947,0	121,8	Contato sal e basaltos	197m ígneas; 527m basaltos	Seco com indícios gás
1-BRSA-1063-SPS	24,7	2690,0	68,8	2983,0	76,2	Basaltos	358m basalto intercalado com brecha vulcânica	Descobridor de campo com óleo
1-BRSA-289-SPS	24,0	2709,0	68,2	3897,0	95,8	Ígneas	85m diabásio; 40m tufo e diabásio; 110m tufo	Portador de gás e condensado
1-BRSA-329D-RJS	30,4	3349; 3747; 4481; 5262	104,8; 116,2; 138,7; 162,7	3565; 4452; 5018; 5336	110,7; 137,8; 155,2; 165	Basalto e diabásio	808m basalto; 70m diabásio	Indefinido
1-BRSA-526-SPS	22,1	2774,0	63,7	3261,0	74,6	-	-	Descobridor de campo com petróleo

1-BRSA-555-RJS	31,2	2639,0	85,4	5135,0	161,7	Basaltos	20m, 45m, 70m basalto; 5m diabásio	Indefinido
1-BRSA-757B-SPS	21,5	2279,0	46,8	2960,0	61,3	Basalto	18m basalto	Seco com indícios de petróleo
1-BSS-69-RJS	37,7	3172,0	123,1	3650,0	141,2	Diabásio	115m diabásio	Produtor subcomercial de óleo
1-BSS-72-BB	24,6	3806,0	105,3	4682,0	125,6	-	-	Seco com indícios óleo e gás
1-BSS-79-SCS	28,9	3769,0	122,2	4620,0	146,4	-	-	Seco com indícios de hc
1-BSS-80-BB	26,4	3002,0	80,9	3383,0	90,4	Tufo vulcânico	190m tufo intercalado de folhelho e arenito	Seco com indícios de hc
1-BSS-83-BB	26,6	2640,0	72,7	4536,0	120,7	-	-	Seco com indícios de hc
1-SPS-22-SP	28,7	2132,0	76,4	2315,0	81,6	-	-	Seco com indícios de hc
1-SPS-24-SP	23,8	3357,0	96,3	3705,0	104,3	-	-	Seco com indícios de hc
1-SPS-8-SP	28,6	4030,0	128,7	4294,0	136,1	-	-	Seco com indícios de hc
3-BRSA-1261A-RJS	30,3	2800,0	85,9	5531,0	166,5	Ígneas	9m, 25m, 25 ígneas	Seco com indícios de gás
3-BRSA-1267A-RJS	22,7	2729,0	63,0	2877,0	66,3	Ígneas	18m, 60m, 5m ígneas	Portador de petróleo e gás natural
3-BRSA-947-SPS	29,8	4325,0	137,9	4965,0	155,4	-	-	Seco com indícios de hc
3-BRSA-957-SCS	28,6	4125,0	132,7	4825,0	153,1	Ígneas e vulcanoclásticas	1615m vulcânicas intercaladas com vulcanoclástica	Seco com indícios gás natural
3-TB-1-BSS	25,2	3434,0	100,2	4483,0	126,1	-	-	Produtor de gás e condensado
4-BRSA-1226-RJS	20,1	2400,0	47,5	2740,0	53,5	-	-	Produtor de óleo
4-BRSA-307-SCS	30,6	3768,0	131,3	4547,0	155,2	-	-	Seco com indícios de gás
4-BRSA-334DA-SPS	27,3	3585 e 4042	108,4 e 120,7	4005 e 4448	119,7 e 131,6	Diabásio	7m	Indefinido
4-BRSA-679-SPS	27,3	4542,0	141,5	4648,0	144,5	-	-	Seco com indícios de gás
4-BRSA-946C-SPS	22,3	2799,0	65,0	3143,0	72,8	Ígneas	140m ígnea, 75m vulcanoclástica	Portador de óleo
6-BRSA-1235-RJS	29,5	2205,0	66,8	4170,0	124,1	Ígneas	14m, 69m, 7m; 70m	Indefinido

Tabela 5.8. Comparativo entre as temperaturas calculadas para a geradora Piçarras/Itapema e a classificação do poço. A cor verde indica resultados concordantes, em vermelho são resultados não concordantes e em preto são classificações indefinidas e que não puderam ser analisadas.

POCO	Grad(°C/Km)	TopoFm(m)	TempTopo(°C)	BaseFm(m)	TempBase(°C)	Rocha ígnea	Espessura da ígnea(m)	Classificação ANP
1-BRSA-526-SPS	22,1	5005,0	113,9	5350,0	121,7	-	-	Descobridor de campo com petróleo
1-BRSA-597-RJS	29,8	5847,0	182,6	6040,0	188,3	-	-	Indefinido
2-ANP-2A-RJS	32,1	5570,0	185,1	6029,3	200,5	-	-	Indefinido
3-BRSA-1267A	22,7	5476,0	123,0	5808,0	130,2	Ígneas/Fundo poço	18m, 60m, 5m	Portador de petróleo e gás natural
3-BRSA-957-SCS	28,6	6170,2	192,6	6560,0	204,0	Ígneas/Fundo poço	1615m vulcânicas intercaladas com vulcanoclástica	Seco com indícios gás natural

Tabela 5.9. Comparativo entre as temperaturas calculadas para topo e base do sal e a classificação do poço. A cor verde indica resultados concordantes e em preto são classificações indefinidas e que não puderam ser analisadas.

POCO	Grad(°C/Km)	TopoFm(m)	TempTopo(°C)	BaseFm(m)	TempBase(°C)	Rocha ígnea	Espessura da ígnea(m)	Classificação ANP
1-BRSA-1050-SPS	31,3	3947 e 6172	121,8 e 193	5917 e 6330	184,8 e 198,1	Contato sal e basaltos	197m ígnea; 527m basalto	Seco com indícios gás
1-BRSA-1063-SPS	24,7	2983,0	76,2	6140,0	156,1	Basaltos	358m basalto intercalado com brechas vulcânicas	Descobridor de campo com óleo
1-BRSA-329D-RJS	30,4	6186,0	191,2	6208,0	191,9	Basaltos	720m basalto; 73m diabásio; 88m basalto	Indefinido

1-BRSA-555-RJS	31,2	6006,0	188,3	6024,0	188,3	Basaltos e diabásio/Base fundo poço	20m, 45m, 70m basalto; 5m diabásio	Indefinido
1-BRSA-557-RJS	35,3	4848,0	178,2	4890,0	179,7	Tufo vulcânico/Base fundo poço	15m, 205m, 18m, 80m, 5m tufo vulcânico	Indefinido
1-BRSA-597-RJS	29,8	5466,0	170,7	5847,0	182,6	-	-	Indefinido
1-BRSA-757B-SPS	21,5	2960 e 5756	61,3 e 120,7	5534 e 6088	116 e 127,8	Basaltos	18m basalto	Seco com indícios de petróleo
1-SPS-8-SP	28,6	4294,0	136,1	4374,0	138,3	-	-	Seco com indícios de hc
2-ANP-2A-RJS	32,1	2872,0	95,3	5390,0	179,0	-	-	Indefinido
3-BRSA-1261A-RJS	30,3	5903,0	177,4	6003,0	180,4	Ígneas	9m, 25m, 25m ígneas	Seco com indícios de gás
3-BRSA-1267A-RJS	22,7	3204,0	73,5	4927,0	111,1	Ígneas	18m, 60m, 5m ígneas	Portador de petróleo e gás natural
3-BRSA-957-SCS	28,6	5655,0	177,4	6170,2	192,6	Ígneas	prof 1615m vulcânicas intercaladas com vulcanoclástica	Seco com indícios gás natural
4-BRSA-946C-SPS	22,3	3566,0	82,5	5776,0	133,2	Ígneas	138m ígnea, 75m vulcanoclástica	Portador de óleo
4-BRSA-1226-RJS	20,1	2907,0	56,5	5548,0	100,3	-	-	Produtor de óleo

Com ambas as tabelas de geradoras, mapas de temperaturas crustais foram obtidos em profundidades próximas para visualização em planta. Para a geradora Piçarras-Itapema foram feitos mapas nas profundidades 5000 e 6500 m (Figura 5.11) e para a geradora Itajaí-Açu em 2500, 4000, 5500, 7000 m (Figura 5.12). Alguns poços foram destacados nas imagens para melhor visualização em profundidade, de forma que a marcação em amarelo corresponde à Piçarras-Itapema (do Grupo Guaratiba) e em azul à Itajaí-Açu. Adicionalmente, em cinza, foram demarcados topo e base do sal e em vermelho topo e base das rochas ígneas. As numerações em preto no mapa são os valores de temperatura e a profundidade correspondente, em metros.

Foram levantadas algumas dúvidas, como por exemplo se as temperaturas obtidas pelo método geotérmico, no topo e base das geradoras, são compatíveis com a janela de geração de óleo e gás, segundo referência de Welte e Tissot (1984).

A concordância foi muito positiva, pois observa-se que o cálculo dessas temperaturas crustais foi compatível com a classificação fornecida pela ANP. O método geotérmico proporcionou uma resposta rápida. Por exemplo, as temperaturas da geradora Piçarras-Itapema para o poço 3-BRSA-957-SCS, de 192,6 e 204 °C (Tabela 5.8), sugerem uma janela para geração de gás e isso é concordante com a classificação de poço consultada pelo perfil composto, proveniente dos dados da ANP, o que é classificado como seco com indícios de gás natural. A mesma concordância é observada em 68% dos demais poços (Figura 5.13), enquanto que 13% não possui relação e o restante são poços classificados como indefinido pela ANP e não puderam ser analisados.

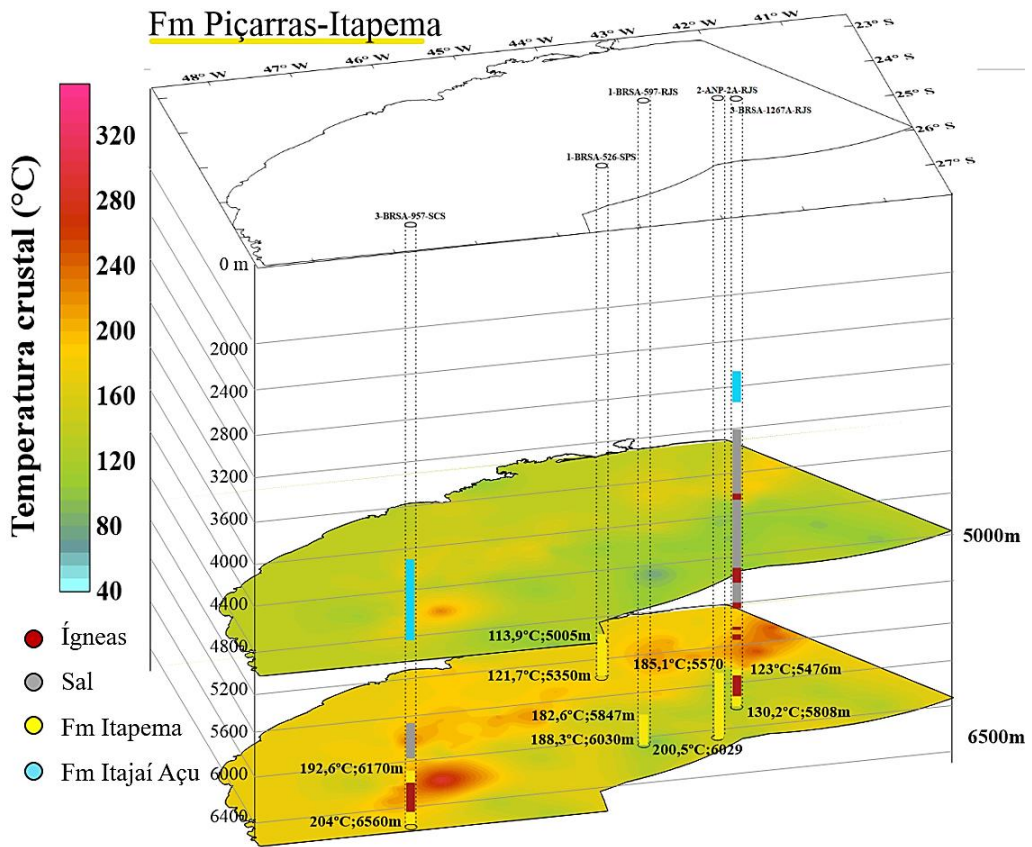


Figura 5.11. Distribuição da temperatura na área de estudo, perspectiva em profundidade, apresentando topo e base da geradora Piçarras-Itapema.

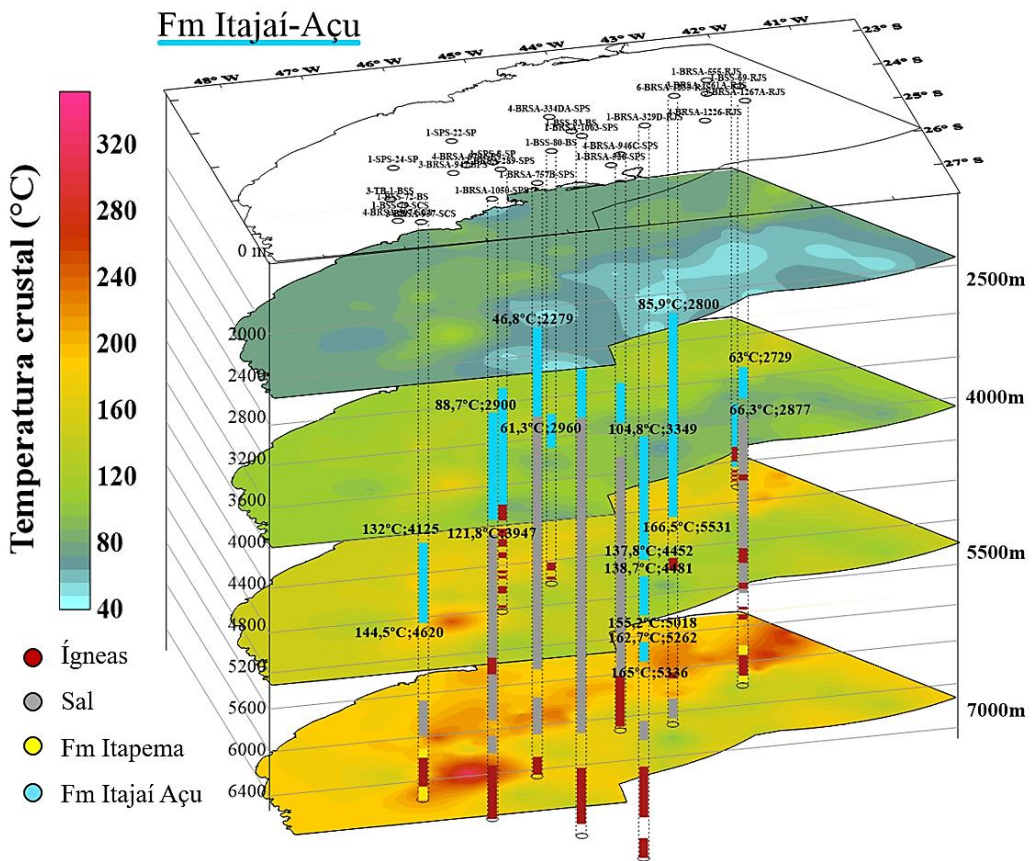


Figura 5.12. Distribuição da temperatura na área de estudo, perspectiva em profundidade, apresentando topo e base da geradora Itajaí-Açu.

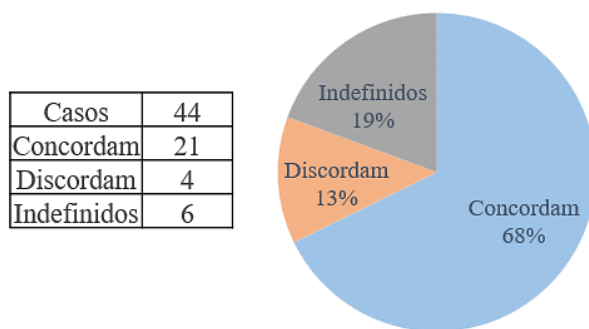


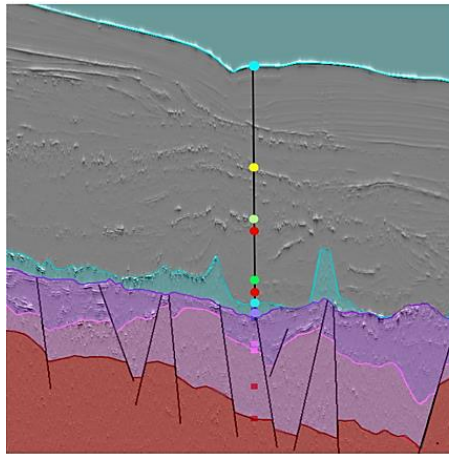
Figura 5.13. Comparativo entre temperaturas crustais calculadas e a classificação do poço.

5.2. Dados sísmicos

Dados sísmicos foram integrados e utilizados em conjunto com o método geotérmico com o objetivo de identificar as causas das anomalias geotérmicas observadas, seja magmatismo, hidrotermalismo, espessura do sal, falhas profundas, entre outras. Os dados utilizados abrangem uma área de 543,07 km² com 16 seções, já minimamente processadas - PSTM e PSDM, e 18 poços carregados. As seções possuem um intervalo amostral de 4000 μ s e quase todas foram convertidas tempo-profundidade. Algumas seções não puderam ser convertidas por ausência de dados *checkshot* dos poços.

Em relação a resoluções verticais e horizontais, a frequência dominante média no sal Aptiano é 36 Hz e a velocidade do intervalo é 4400 m/s, produzindo uma resolução vertical de 29 m (Amarante et al., 2023). Os estratos de sobrecarga têm uma frequência dominante que diminui com a profundidade (40 a 31 Hz) e uma velocidade média que aumenta com a profundidade (1900 a 2015 m/s), produzindo uma resolução vertical de 12 a 17 m. A resolução horizontal é o dobro do espaçamento da linha sísmica (ou seja, 37,5 m na direção) (Amarante et al., 2023). Portanto, corpos que possuam dimensões inferiores a 12 m de altura e 37,5 m de largura não são observáveis nas seções sísmicas.

Foi verificado que os dois levantamentos apresentavam diferenças de posicionamento em profundidade, as quais foram corrigidas através da correção *mistie*, não surtindo grandes diferenças. Este problema pode ocorrer devido às diferenças de processamento e filtragem. A conversão tempo-profundidade foi efetuada por meio dos poços amarrados à sísmica, segundo modelo de velocidade gerado pelo *software Opendtect*, segundo a Figura 5.14.



Modelo de velocidade	
Unidade	Velocidade média (m/s)
Lâmina d'água	1500
Rochas Ígneas	Entre 5000 e 7000
Pós sal	Entre 2000 e 2500
Fm. Ariri/Topo do Sal	4000
Fm. Barra Velha/Base do Sal	2000
Fm. Itapema	3000
Embasamento (Fm. Camboriú)	Entre 5000 e 7000

Figura 5.14. Modelo de velocidade aplicado no *Opendtect*.

Após concluir esta etapa, foi feito o mapeamento de horizontes importantes para o interesse do trabalho (Figuras 5.15A e B), como o embasamento (vermelho), o topo da Formação Itapema (rosa), o topo da formação Barra Velha/base do sal (roxo), o topo da formação Ariri/topo do sal (azul claro), o fundo marinho (azul escuro) e as demarcações de feições ígneas. Em A) estão os horizontes conhecidos da literatura, em B) é apresentado um exemplo de marcações no *software*, e em C) o poço 1-BRSA-289 amarrado à sísmica 3241 e as linhas em branco são as curvas de raio gama e sônico, respectivamente. A Figura 5.16 apresenta o resultado de amarração dos poços. Todos os topos e bases de ocorrências de rochas ígneas foram delimitados.

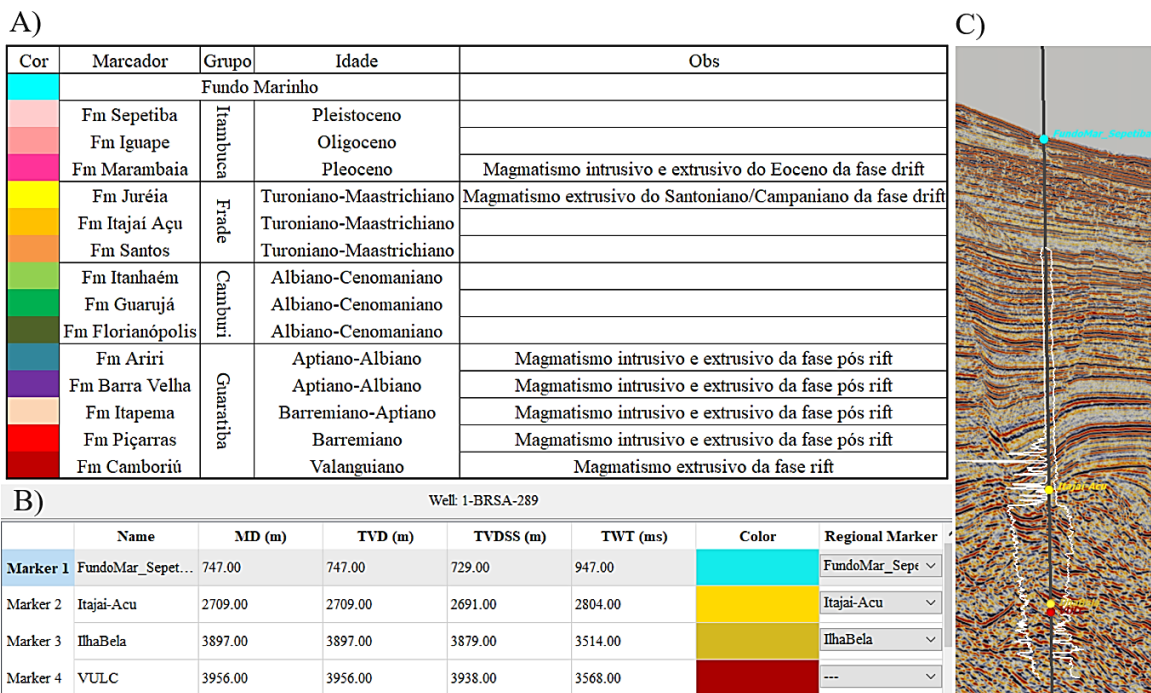


Figura 5.15. Algumas imagens da etapa de mapeamento de horizontes do programa. A e B) Marcadores importantes da área de estudo e C) Amarração de poços.

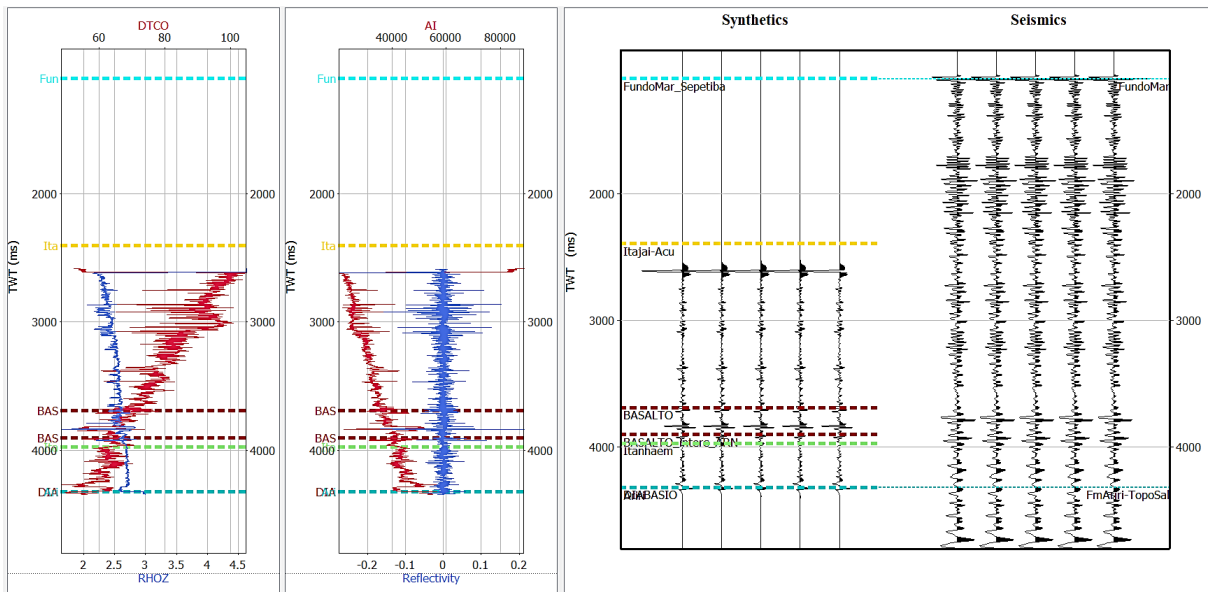


Figura 5.16. Etapa de amarração de poços. A primeira coluna mostra as curvas de densidade (azul) e sísmico (vermelho), a segunda coluna é o cálculo de refletividade (azul) e impedância acústica (vermelho). A última coluna apresenta o traço sintético gerado e a sísmica. O objetivo é que tenham as mesmas marcações.

Realizou-se a conversão das curvas de poços do formato “.dlis” para “.las” utilizando o programa *Interactive Petrophysics* (IP). Em seguida foi realizada uma análise de controle de qualidade (QC) onde se priorizaram as curvas mais longas de medição e evitaram dados distintos de perfilagem a cabo com LWD (*logging while drilling*). Adicionalmente foi aplicado o processo de *de-spiking*, cujo objetivo é a remoção de *spikes* (ruídos), pois são mudanças abruptas do dado.

Após essa etapa, o fator ou coeficiente de correlação (%) torna-se um importante parâmetro que permite avaliar a qualidade da amarração sísmica (Tabela 5.10). Constatou-se que os poços apresentaram boa correlação, sendo a maioria superior a 0.50, o que indica ajustes conforme o esperado.

Tabela 5.10. Tabela de fator de correlação poço-sísmica.

Poço	Sísmica	Fator de correlação (%)
1-VBEP-1-SPS	3243	0.53
4-BRSA-307-SPS	3339	0.62
3-KPGL-4-SPS	3339	0.55
3-BRSA-391-SPS	3339	0.67
4-BRSA-334D-SPS	3339	0.64
1-BRSA-1063-SPS	3341	0.69
1-BRSA-1050-SPS	112	0.49
3-BRSA-1261A-SPS	3235	0.63
1-BRSA-555-RJS	3337	0.56
1-RJ-199B-RJS	3337	0.66
6-BRSA-1235-RJS	2335	0.61
3-BRSA-1261A-RJS	2335	0.57
1-BSS-69-BS	2335	0.64
4-BRSA-334D-SPS	3239	0.65
4-BG-7-SPS	3239	0.60
1-REPF-4-SPS	3241	0.53
1-BRSA-289-SPS	3241	0.62
1-BRSA-757B-SPS	3241	0.58

Uma vez feita a amarração, o mapeamento é concluído. A [Figura 5.17](#) apresenta a disposição entre as seções sísmicas e a anomalias geotérmicas no *Opendtect*. As figuras posteriores representam as seções sísmicas brutas e seções com extração do atributo TecVa e algumas em RMS e *energy* ([Fig. 5.18 a 5.51](#)). As figuras mais relevantes serão apresentadas aqui (5 seções sísmicas e 6 poços) e as demais se encontram no [Anexo A](#), pois originalmente foram trabalhados 16 sísmicas e 18 poços. Os resultados são apresentados com base na interpretação das anomalias de gradiente e fluxo geotérmicos.

Todas as figuras mostram, logo abaixo de cada seção, o mapa de gradiente geotérmico local referente, a localização da seção e imagens detalhando anomalias observadas na seção. A legenda de cores refere-se tanto às marcações dos horizontes quanto aos *top markers* nos poços (estes representados pelas linhas verticais cinza/branco).

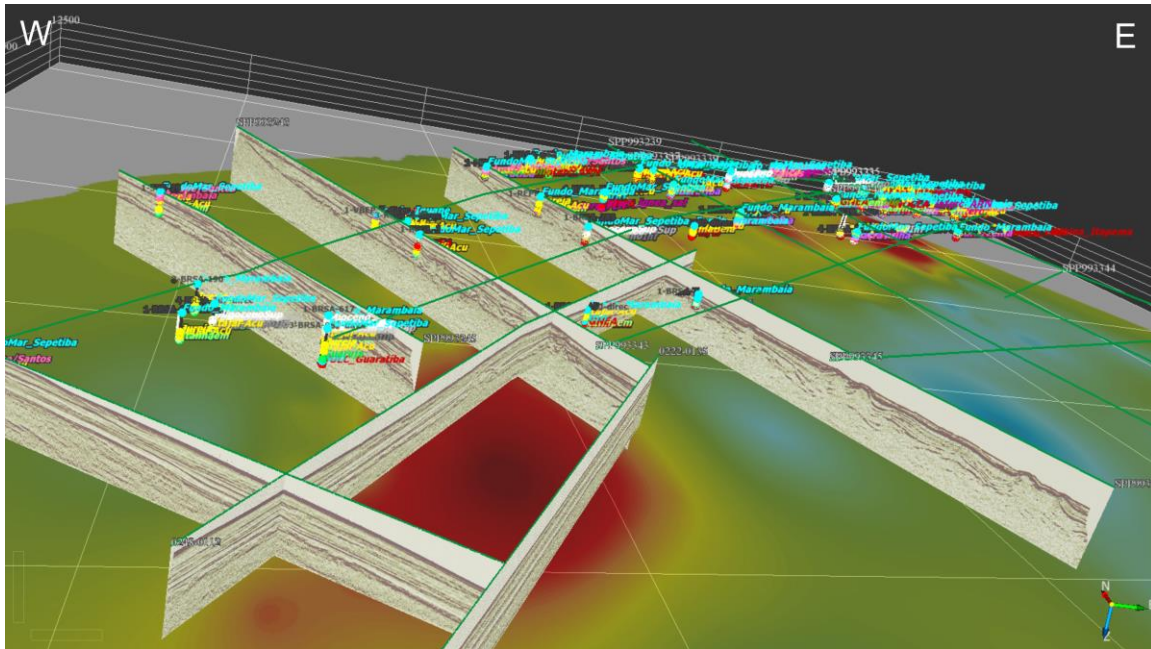


Figura 5.17. Tela inicial do *software* Opendtect, mostrando a superfície do mapa de gradiente geotérmico, as linhas sísmicas e os poços com marcadores estratigráficos.

As interpretações integradas dos resultados dos métodos sísmico e geotérmico permitiram levantar boas hipóteses para as causas das anomalias térmicas isoladas. A anomalia geotérmica G1 foi interpretada com base em diversas sismofácies e seções *dip* 112 (Figuras 18 e 19), 3245 (seção sísmica na Figura A1 - Anexo A e sismofácies na Figura 19), 3243 (Figuras 22 e 23) e 94 (Figura A2 - Anexo A) além das seções *strike* 3339 (Figuras 24 e 25), 3341 (seção sísmica no Figura A3 e sismofácies na Figura 26).

Foi mapeado na seção *dip* 3245, mais a SE, um corpo ígneo vulcânico ~1500 m evidenciado por sismofácies caótica e geometria cônica. Outro corpo vulcânico foi observado na seção *strike* 3339 (Figura 5.24), de ~2500 m na região extremo SW. Além de complexos vulcânicos, como ocorrem na seção *dip* 3243 (Figuras 5.22 e 23).

Na seção *dip* 3245, foram igualmente identificados, derrames efusivos que contribuem termicamente para a anomalia (Figuras 5.19 e 5.25). Os derrames se apresentam com geometria planar, sismofácies com refletor contínuo e alta amplitude. No contexto das erupções efusivas, a lava é mais fluida, a liberação dos gases é mais fácil e a erupção é mais calma (Stober e Bucher, 2021). Adicionalmente, espera-se um forte contraste de impedância acústica positiva em casos de contato com sedimentos siliciclástico e no topo de uma sequência ígnea, onde estão presentes basaltos amigdalóides (Amarante et al., 2023). Sequências de derrames também foram mapeados na seção *dip* 94 (Figura A2).

Rochas intrusivas evidenciadas por sismofácies de alta amplitude e boa continuidade de refletores foram mapeadas (Figs. 5.19, 5.23, 5.25, 5.40 e 5.43). Provavelmente nenhuma destas intrusivas contribuem para a anomalia G1 pois são de menores dimensões. Na região mais a SW da seção *strike* 112 (Figura 5.18), ocorrem intrusivas em geometria *saucer shape*, bem ressaltadas nos atributos RMS (Figura 5.18F) e *vents* em formato *eye* (Figura 5.19) (Planke et al., 2005 e 2018).

Na seção *strike* 3339 (Figura 5.24) há presença de corpo ígneo intrusivo em forma de soleira, formando geometria *forced folds* (Conceição et al., 1993). Observa-se perda de refletores logo acima, provavelmente por ocorrência de *vents* e migração/escape de fluidos/gases observado nas falhas (Figura 5.25). Os *vents* referem-se a condutos hidrotermais ou chaminés (*chimney*), que são fissuras na crosta terrestre a partir da qual emerge um fluido geotermal. A água penetra na crosta em altas profundidades e reage com os minerais presentes, sofrendo alterações físico-químicas no percurso (Stober e Bucher, 2021).

Na seção *strike* 3341 (Figura A3) observa-se presença de sismofácies com textura interna caótica, topo e base bem demarcados por refletores contínuos e geometria dômica (Figura 5.24), sugerindo a existência de corpo ígneo intrusivo em forma de lacólito e que, provavelmente, foi alimentado pela falha, sendo alojado em rocha menos competente. Além disso, são identificados *vents* hidrotermais e o conduto alimentador do mesmo. Um lacólito é um tipo de intrusão ígnea concordante, que foi injetado entre duas camadas de rochas sedimentares (Conceição et al., 1993). A pressão do magma é suficientemente alta para forçar as camadas sobrejacentes para cima, dando ao lacólito uma forma de domo ou de cogumelo, sendo a base horizontal. É possível que ocorra perda de refletores logo acima por escape de fluidos (como na Figura 5.19). Provavelmente, esses eventos também não causam perturbações térmicas, com exceção dos *vents*.

Corpos salinos foram mapeados (ex. Figs. 5.19, 5.22, 5.24, 5.29, 5.32), podendo causar perturbação térmica, uma vez que os evaporitos alteram a temperatura local. O sal possui alta condutividade térmica em seu topo, sendo rotas preferenciais da propagação de calor nas camadas adjacentes (Mohriak et al., 2009). Entretanto, na parte interna, é possível que ocorra uma inversão térmica por decréscimo da temperatura sob o diápiro (podendo chegar a 8 °C/Km em seu interior), estimado em modelagens, por Mohriak et al. (2009). Corpos salinos espessos observados nas Figs. 5.42 e 5.45 não demonstraram anomalia térmica, provavelmente, por baixos pontos de medições de temperatura.

Tanto rochas evaporíticas como rochas ígneas podem alterar a história térmica de geração de óleo e gás, podendo reduzir 40 °C (Mohriak et al., 2009). Essa importante influência pode tanto manter a janela de geração por um tempo mais longo, como retardar o processo, além de gerar até 30% de petróleo a mais, a depender da dimensão dos corpos (Cioccarri e Mizusaki, 2019).

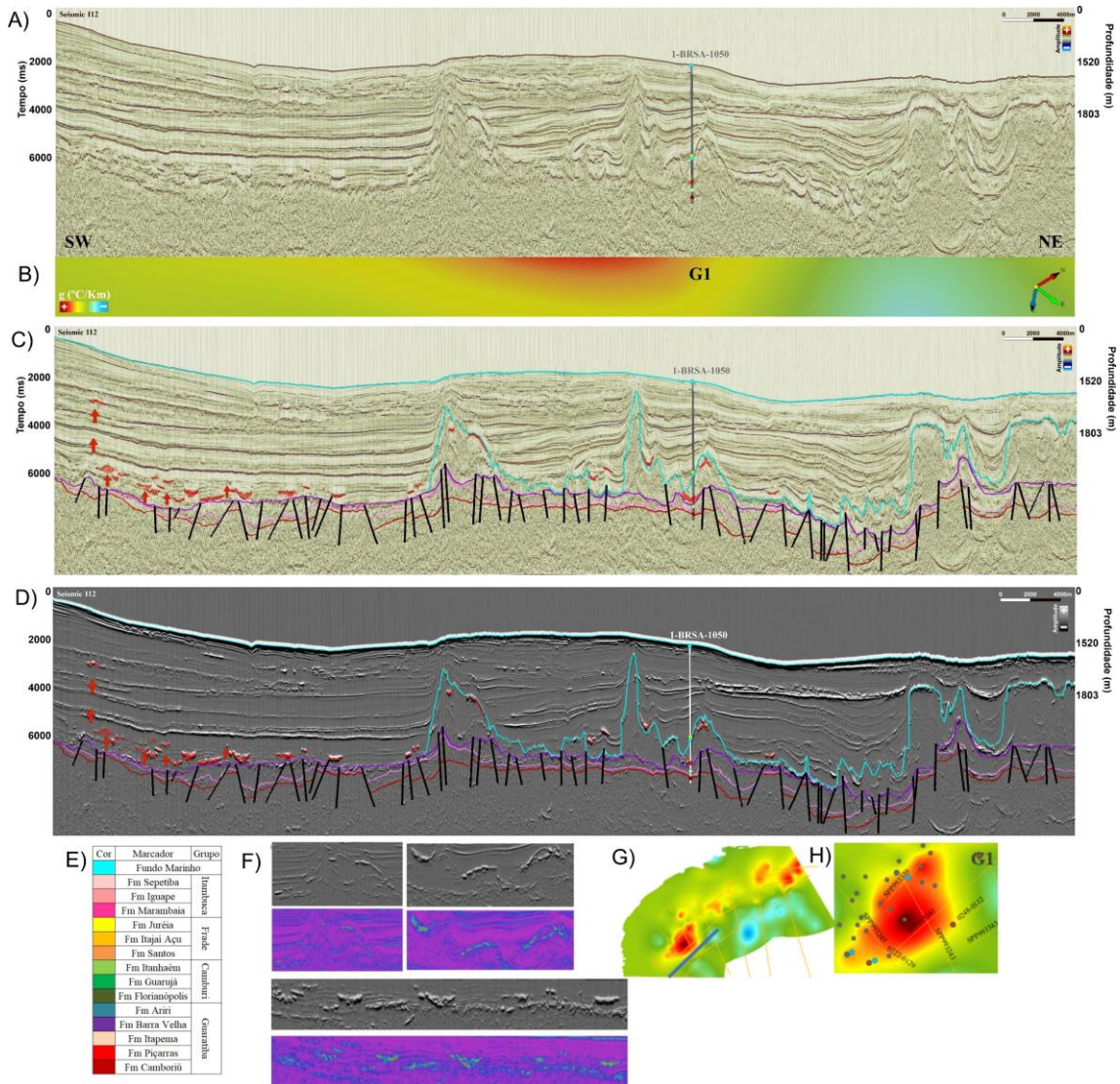


Figura 5.18. A) Sísmica bruta 112, B) Recorte do mapa de gradiente sob à sísmica, C) Sísmica 112 interpretada, D) Extração TecVA, E) Legenda de cores, F) Extração de atributo RMS e TecVA, G) Localização da linha sísmica, H) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

Cada tabela de sismofácies apresenta, na última coluna, exemplos de referências que serviram como base para interpretação. Sismofácies são definidas como unidades cujas reflexões sísmicas possuem parâmetros inerentes e diferem das fácies adjacentes (Veeken e Moerkerken, 2013).

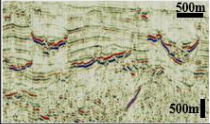
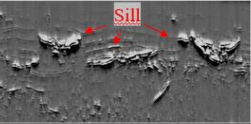
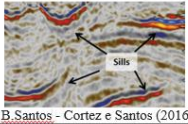
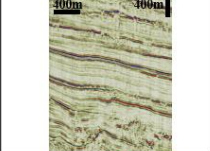
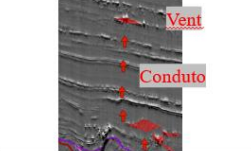

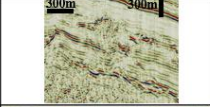
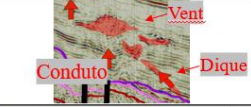
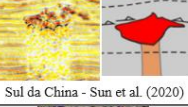
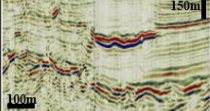
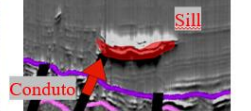
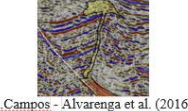
Padrão sísmico bruto	Padrão sísmico com atributo	Característica sísmica	Interpretação	Referência
		Alta amplitude. Refletores contínuos. Geometria saucer shape.	Fácies intrusivas, soleiras.	 B.Santos - Cortez e Santos (2016)
		Baixa amplitude. Refletores descontínuos. Geometria eye.	Fácies de conduto e escape de fluidos, vent hidrotermal (chimmey).	 Nova Zelândia - Planke et al. (2005)
		Alta amplitude. Refletores contínuos. Geometria tabular inclinada.	Fácies intrusivas, dique/transgressivo e vent.	 Sul da China - Sun et al. (2020)
		Alta amplitude. Refletores contínuos. Geometria saucer shape.	Fácies intrusivas, soleiras e conduto.	 B.Campos - Alvarenga et al. (2016)

Figura 5.19. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 112.

O poço 1-BRSA-1050-SPS (Figura 5.20), que corta a seção 112, atravessa 97 m de basaltos na Fm. Guarujá/Itanhaém intercalados com evaporitos da Fm. Ariri. Além de 527 m de basaltos mais profundos com amígdalas, algumas preenchidas por calcita da Fm. Camboriú. Neste poço, os basaltos mais rasos possuem GR variando entre 30-45 API, a resistividade é bem alta, extrapolando o *track*, o DT varia de 50 a 70 $\mu\text{s}/\text{ft}$, o RHOB e NPHI não possuem curvas de poço corridas neste trecho e, portanto, não foram analisados a possibilidade de bons reservatórios.

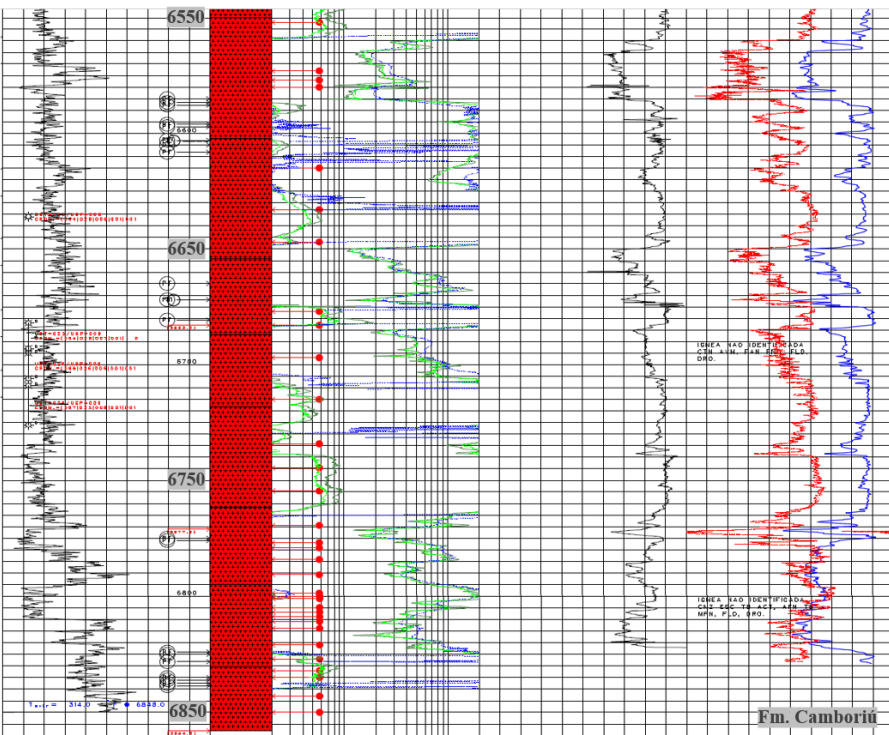
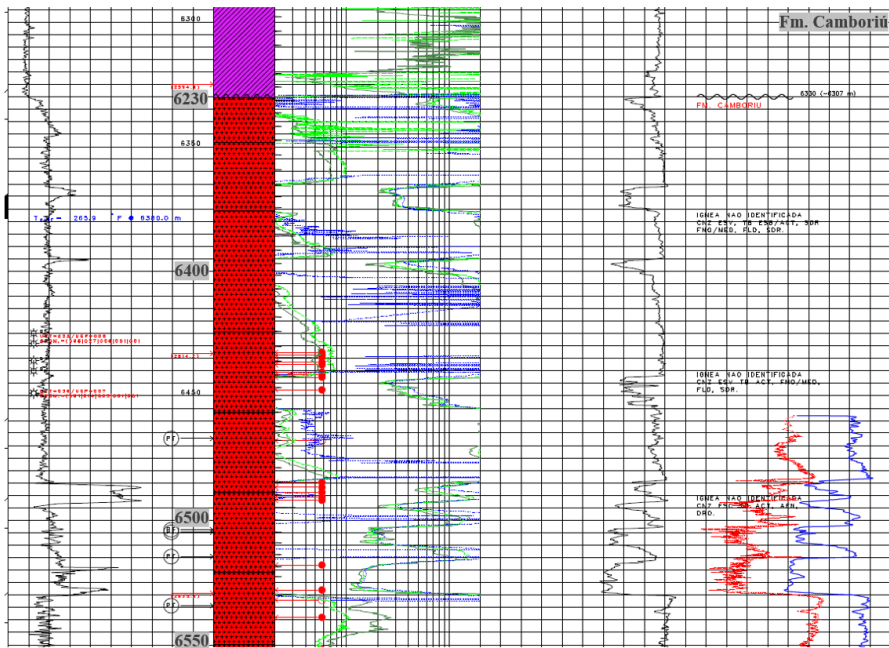
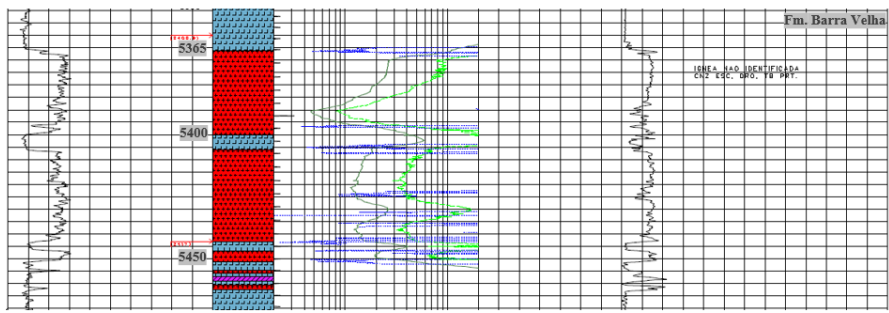
Nos basaltos da Fm. Camboriú, o GR varia de 15-90 API, a resistividade é bem alta, extrapolando o *track*, o DT varia de 50 a 80 $\mu\text{s}/\text{ft}$, o RHOB varia de 2,5 a 2,9 g/m^3 e o NPHI varia de 9 a 39%. Este poço, nos trechos combinados de alta resistividade, alto a médio DT e baixos valores RHOB e NPHI são bons indicativos de hidrocarbonetos.

Trabalhos petrográficos de Fornero (2018) identificaram, neste poço, basaltos subaéreos que apresentam morfologias de lava, como *rubbly pahoehoe* e *slabby pahoehoe* e ressaltaram a baixa leitura de RHOB para rochas máficas, como o basalto. A autora aponta que pode ser efeito de um aumento da porosidade, porém, é apenas reflexo da densidade mais baixa dos minerais de argila e sua adsorção de água, fruto de alteração de autobrechas e preenchimento de vesículas, como foi apresentado na Figura 5.3. Entretanto, mesmo as vesículas preenchidas, podem apresentar porosidade remanescente, ou ainda podem ser dissolvidas por fluidos posteriores. Durante o processo de alteração hidrotermal, a cloritização e o preenchimento por calcita e zeolitização mostram-se favoráveis ao desenvolvimento de espaço nas rochas, quando associados à percolação de fluidos posteriores (Zou, 2013).

A curva de GR é capaz de registrar a variação sistemática de elementos radioativos, como urânio, tório e potássio. Especialmente potássio, que aumenta com o teor de sílica, à medida que a rocha se torna mais félsica (Delpino e Bermúdez, 2009). Com base nesses critérios, podemos associar os resultados deste estudo aos diferentes pulsos magmáticos que geraram intrusões distintas com teor de sílica, caracterizadas por soleiras intermediárias a ácidas e básicas na área de Cabo Frio, conforme descrito por Oreiro et al. (2008).

Amostras laterais acusam que em alguns trechos deste pacote contém intercalações com basaltos maciços, brechas vulcânicas, além de preenchimento de zeólitas ou cloritas (Delpino e Bermúdez, 2009), o que pode explicar as variações nas leituras de GR, DT, RHOB e NPHI. O termo “brechas vulcânicas” (Fisher, 1960) é utilizado para descrever rochas de granulometria grossa composta por fragmentos vulcânicos angulares, onde a presença de fraturas podem estar associadas e são previstas no trabalho de Fornero (2018) através de imagens de poço.

0	GR(gAPI)	150	0.2	RACL(ohm.m)	20	2	RHOB(g/m ³)	3
			0.2	RACH(ohm.m)	20			
			0.2	RPCH(ohm.m)	20	140	DT(μ s/ft)	40
						45	NPHI(%)	-15



1-BRSA-1050-SPS

Figura 5.20. Curvas de perfis de poços com destaque nas rochas ígneas do poço 1-BRSA-1050-SPS.

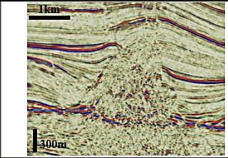
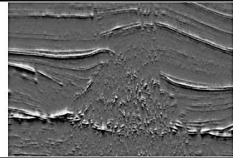
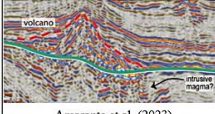
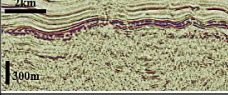
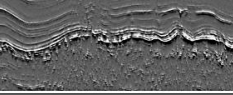
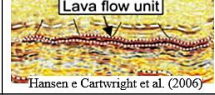
Padrão sísmico bruto	Padrão sísmico com atributo	Característica sísmica	Interpretação	Referência
		Baixa amplitude. Refletores descontínuos. Geometria cônica. Textura caótica.	Fácies vulcânica extrusiva/explosiva	 Amarante et al. (2023)
		Alta amplitude. Refletores contínuos. Geometria planar.	Fácies vulcânica efusiva	 Hansen e Cartwright et al. (2006)

Figura 5.21. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3245.

A anomalia geotérmica G2 foi interpretada com base nas sismofácies da seção *dip* 3243 (Figura 5.22), onde ocorrem complexos vulcânicos evidenciados por textura sísmica caótica e geometria cônica (Figura 5.23), além de ocorrência de *vents* hidrotermais mais rasos a NW da seção, onde ocorre uma perda de continuidade dos refletores (claramente observado nos atributos *chimney* e *energy* na Figura 5.22F), provavelmente provocada por escape de fluidos. Em alguns desses eventos de escapes ocorrem possíveis *bright spots* (anomalias sísmicas de alta amplitude por ocorrência de fluidos ou alta impedância acústica entre duas litologias distintas).

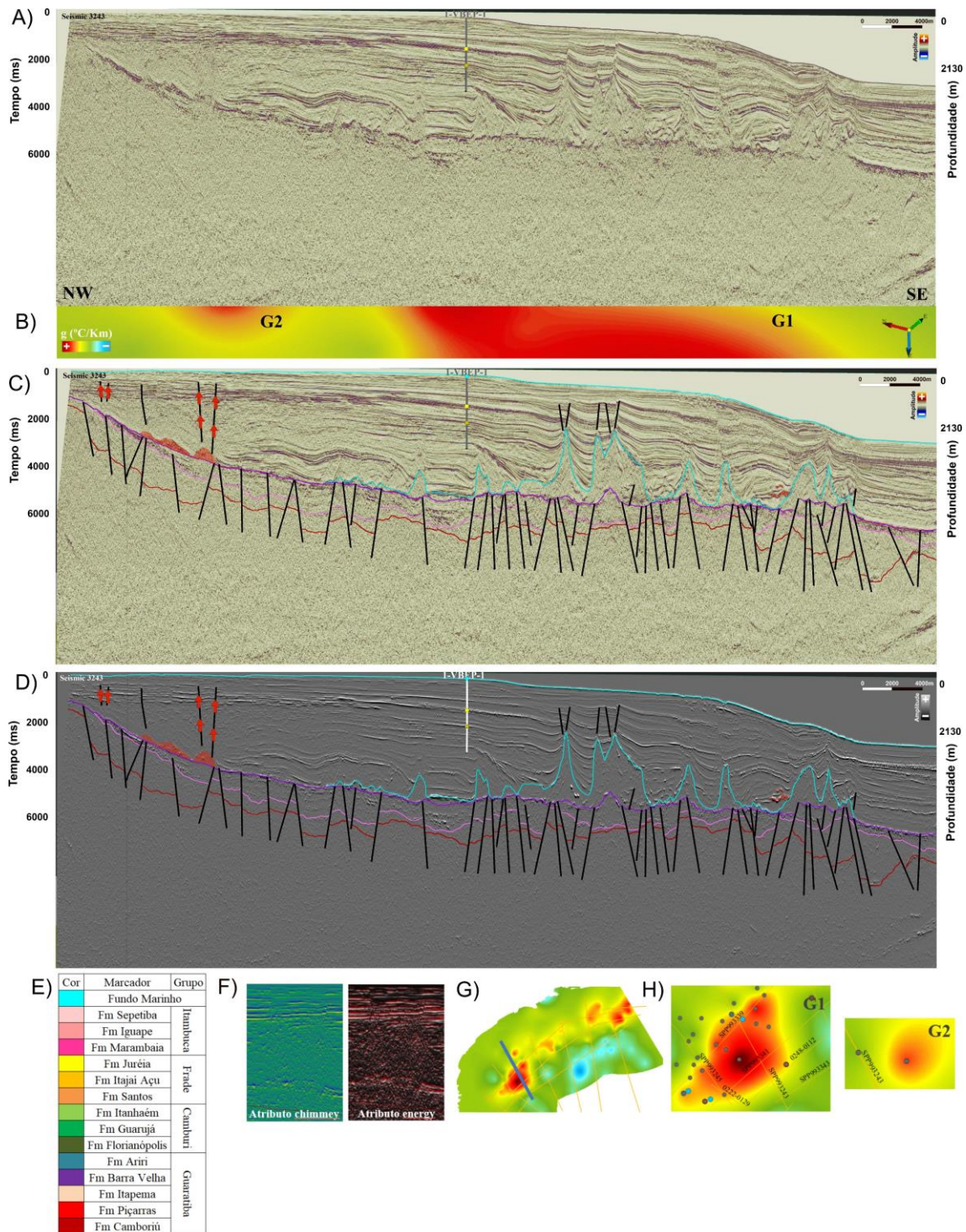


Figura 5.22. A) Sísmica bruta 3243, B) Recorte do mapa de gradiente geotérmico sob à sísmica, C) Sísmica 3243 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Extração de atributo chimney e energy para realçar vents, G) Localização da linha sísmica, H) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

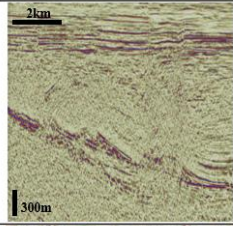
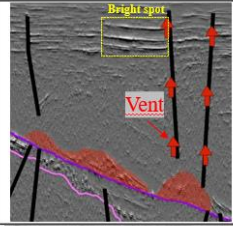
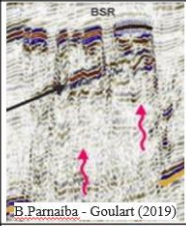
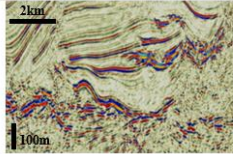
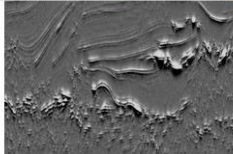
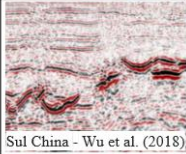
Padrão sísmico bruto	Padrão sísmico com atributo	Característica sísmica	Interpretação	Referência
		Baixa amplitude. Refletores descontínuos. Geometria irregular. Textura caótica.	Fácies de escape de fluidos e vents hidrotermais (chimney).	
		Alta amplitude. Refletores contínuos. Geometria saucer shape.	Fácies intrusiva.	

Figura 5.23. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3243.

A causa para a anomalia geotérmica G3 foi interpretada com base nas sismofácies e seções strike 3339 (Figuras 5.24 e 5.25) e 3341 (seção no Figura A3 e tabela de sismofácies na Figura 5.26). Na seção 3339, além da ascensão mantélica observada à SW, identifica-se a presença de um vulcão de ~2000 m e falhas com escape de fluidos. Já na seção 3341, observam-se corpos vulcânicos extrusivos/explosivos evidenciados por sismofácies caótica e geometrias cônica, alguns destes corpos apresentam refletores de alta amplitude em formato semicircular, sugerindo possíveis feições de crateras vulcânicas.

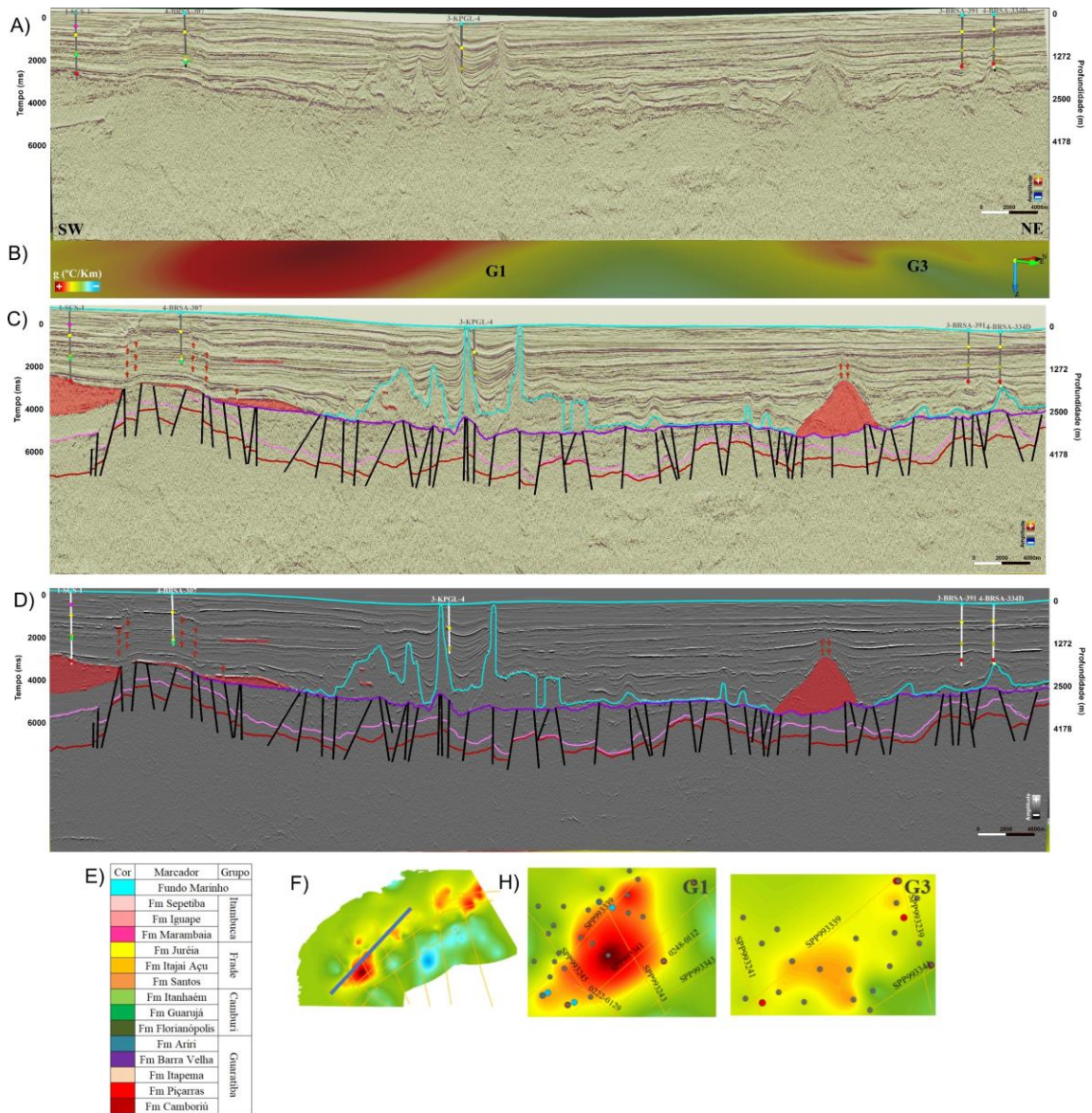


Figura 5.24. A) Sísmica bruta 3339, B) Recorte do mapa de gradiente sob à sísmica, C) Sísmica 3339 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Localização da linha sísmica, G) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

Padrão sísmico bruto	Padrão sísmico com atributo	Característica sísmica	Interpretação	Referência
		Baixa amplitude. Refletores contínuos. Geometria forced fold.	Fácies intrusiva, provável soleira, algumas não identificáveis (Tian et al., 2021). Vents hidrotermais em falhas.	 Austrália - Holford et al. (2012)
		Baixa amplitude. Refletores descontínuos. Geometria cônica. Textura caótica.	Fácies vulcânica extrusiva/explosiva	 Bacia de Campos - Amarante et al. (2023)
		Baixa amplitude. Refletores contínuos. Geometria cônica. Textura caótica.	Fácies vulcânica extrusiva/explosiva	 Austrália - Liu et al. (2019)
		Alta amplitude. Refletores contínuos.	Fácies vulcânica efusiva.	 Hansen e Cartwright et al. (2006)

Figura 5.25. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3339.

Padrão sísmico bruto	Padrão sísmico com atributo	Característica sísmica	Interpretação	Referência
		Alta amplitude. Refletores contínuos no topo e fraturado na base. Geometria em domo. Textura caótica.	Fácies intrusiva, conduto e escape de fluidos e vent hidrotermal (chimmey).	 Galand et al. (2018)
		Baixa amplitude. Refletores descontínuos. Geometria cônica. Textura caótica.	Fácies extrusiva/explosiva com algumas crateras.	 Nova Zelândia, Bischoff et al. (2020)
		Baixa amplitude. Refletores contínuos. Geometria cônica. Textura caótica.	Fácies extrusiva/explosiva e derrames ou seqüências vulcano-sedimentares (SVS) na base em padrão quase contínuo.	 Bacia de Campos - Correia et al. (2019)

Figura 5.26. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3341.

O poço 1-SCS-1, que corta a seção 3339, atravessa 51 m de basaltos da Fm. Camboriú, não possuindo curvas de poço. Já o poço 3-BRSA-391 (Figura 5.27) atravessa 16 m (espessura abaixo da resolução sísmica) de diabásio cinza esverdeado/claro semiduro e alterado da Fm. Itajaí-Açu. E Possui GR ~15 API, a resistividade varia de 4 a 15 Ω m, DT varia de 60 a 90 μ s/pés, RHOB entre 2,10 e 2,30 g/cm^3 e NPHI entre 27 e 39%. O poço 4-BRSA-334D atravessa apenas 3 m do mesmo diabásio, também abaixo da resolução sísmica, possui padrões físicos semelhantes com exceção de NPHI e RHOB, que não possuem leitura.

A baixa leitura de GR é esperada em rochas máficas (Delpino e Bermúdez, 2009), de modo geral, pois possuem poucos minerais radioativos, enquanto que os félsicos apresentam médio a alto GR. O indicativo de máficas é corroborado com o fato de que rochas ígneas máficas geralmente registram densidades mais altas (variando de 2,80-3,00 g/cm³) do que rochas intermediárias (2,54-2,69 g/cm³) a félsicas (2,55-2,62 g/cm³) (Mark et al., 2018; Planke et al., 2018). Porém, o aumento de neutrão não indica hidrocarbonetos (Nery, 2013). A resistividade relativamente baixa com picos maiores em rochas ígneas é indicativo de regiões fraturadas e que podem se tornar bons reservatórios (Liu et al., 2013).

A presença destes fluidos também é combinada com alto DT, que é um perfil de vagarosidade (inverso da velocidade compressional), ou seja, indicam que a onda sísmica atravessa mais devagar e que pode ser fraturas/falhas e/ou presença de fluidos. Entretanto, como a resistividade é baixa, pode apenas ser água de formação, visto que são bons condutores elétricos e, portanto, apresentam baixa resistividade (são inversamente proporcionais). Assim, estes poços não se mostraram como bons reservatórios ígneos, a menos que se delimite regiões de baixa resistividade e alto DT, que são indicativos de fraturas, como lembra Liu et al. (2013).

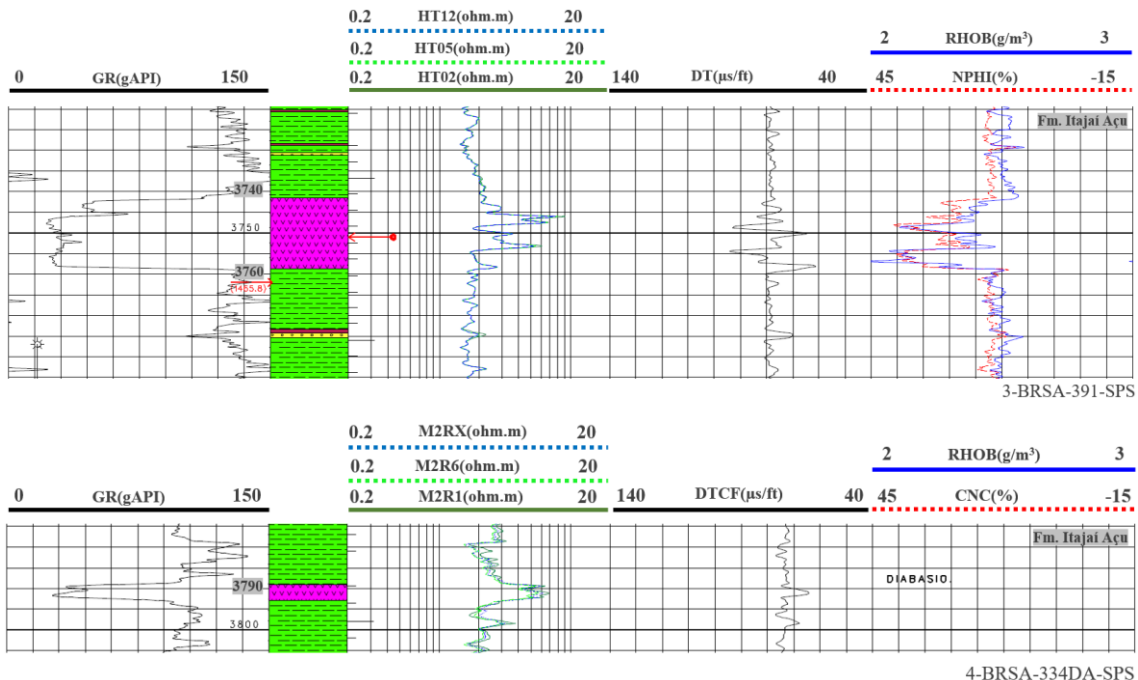


Figura 5.27. Curvas de perfis de poços com destaque nas rochas ígneas dos poços 3-BRSA-391-SPS e 4-BRSA-334DA-SPS.

O poço 1-BRSA-1063-SPS (Figura A4), que corta a seção 3341, atravessa 358 m de basalto cinza esverdeado da Fm. Barra Velha, ora com vesículas preenchidas por

calcita, ora fraturadas, intercalado com brechas vulcânicas cinza alterada. Essa intercalação é bem observada nas variações de curvas de poços, onde o GR varia de 15 a 115 API, ou seja, em alguns trechos a resistividade é bem alta, extrapolando o track. O DT varia de 60 a 80 $\mu\text{s}/\text{pés}$, o RHOB varia de 2,3 a 2,9 g/m^3 e o NPHI entre 45 a 30%. Nos intervalos onde a resistividade é alta, combinado com baixo NPHI, alto a médio DT e baixo RHOB, são locais com potencial para reservatório.

No topo do pacote de basalto, observa-se uma baixa resposta de GR associada com alta resistividade, alta densidade e uma V_p de $\sim 4,5$ km/s (~ 67 $\mu\text{s}/\text{pés}$), isso reflete basaltos amigdalóides ou vesiculados (Cortez e Cetale, 2016), confirmados pela amostra lateral. As vesículas representam espaços gerados pelos voláteis dissociados do magma (bolhas) que foram aprisionadas antes de escapar do sistema, quando preenchidas são chamadas de amígdalas (Fornero et al., 2019).

As altas densidades, típicas em rochas básicas (como o basalto) ocorrem pela presença de minerais máficos e feldspatos de alta temperatura. Conforme o teor de sílica aumenta, nas rochas ácidas, o valor da densidade diminui. Picos de alto RHOB, entre 4,80 e 5,17 g/cm^3 , são observados quando há presença de piritas, mesmo quando dispersas em rochas ígneas (Farooqui et al., 2009). Entretanto, não foram observadas densidade desta magnitude em nenhum dos poços.

É importante observar que neste poço ocorrem variações no perfil de GR. No caso de rochas ígneas está relacionada à composição primária do magma, por exemplo, os basaltos possuem baixo teor desses elementos (Marins et al., 2022). Os mesmos autores destacam que para diferenciar rochas básicas de ácidas seriam necessárias curvas individuais de potássio, visto que tem seu valor aumentado de rochas básicas para ácidas. Comportamento semelhante é observado nas leituras de tório e urânio. Picos de raio gama pode estar relacionado a fraturas ou presença de zeólitas e argilas que implica aumento de potássio (Delpino e Bermúdez, 2009). Por outro lado, a presença de cloritas implica na perda de potássio.

As causas para a anomalia geotérmica G4 foram interpretadas com base em sismofácies e seções *dip* 3235 (seção no Figura A5 e tabela de sismofácies na Figura 31) e 3237 (seção no Figura A7 e tabela de sismofácies na Figura 32), além das seções *strike* 2333 (seção no Figura A8 e tabela de sismofácies na Figura 33), 2335 (seção no Figura A9 e tabela de sismofácies na Figura 34) e 3337 (Figuras 5.28 e 5.29) onde o magmatismo mapeado, provavelmente, é mais recente, mais contemporâneo ao Serra Geral.

Na linha *dip* 3235 (Figura A5), mais a NNW, ocorrem sismofácies indicando a presença de complexos vulcânicos com textura caótica interna e geometrias cônicas, além de soleiras com refletores contínuos e de alta amplitude, estas últimas não perturbando termicamente. Estes corpos foram confirmados através do poço 3-BRSA-1261A-RJS. As mesmas sismofácies foram mapeadas pela *dip* 3237 (Figura A7) e pela *strike* 2333 (Figura A8), onde ocorre o Alto de Cabo Frio (bem demarcado pelo alto estrutural) e que divide as Bacias de Campos e Santos. Além destes corpos, também foram observadas sequências vulcanossedimentares (SVS) ou derrames de lavas, ambos podem apresentar geometrias planares a camadas e textura sísmica contínua e de alta amplitude, sendo difícil distingui-las. Vulcões foram observados na *strike* 3337 e 2335 (Figuras 5.34 e Figura A9), além dos derrames vulcânicos, sequências vulcanossedimentares e intrusivas.

O poço 3-BRSA-1261A-RJS (Figura A6), que corta a seção 3235, atravessou tanto as intrusivas cinzas esverdeadas da Fm. Itanhaém, como as vulcânicas cinzas escuras com amígdalas da Fm. Guarujá/Itanhaém, algumas preenchidas por calcita. As curvas desse poço, nas intrusivas, apresentam, de modo geral, GR entre 15-45 API, resistividade extrapolando o *track* (bem alta), DT varia de 60-70, RHOB entre 2,6-2,8 g/cm³ e NPHI entre 30-45. Já nas vulcânicas, o GR varia ~130 API, resistividade inferior a 1 Ωm, DT ~60 μs/pés, alto RHOB ~2,75 g/cm³ e NPHI ~18%.

A baixa resistividade, da ordem de 1 a 10 Ωm, está relacionada aos intervalos vulcanoclásticos e aos intensamente vesiculados. Por outro lado, os intervalos vulcânicos mais maciços podem chegar a 200 Ωm (Fornero, 2018). Como as vulcânicas, na base do poço, apresentam resistividade muito baixa, não são prováveis reservatórios. Mas as intrusivas, se fraturadas, podem se tornar bons reservatórios. As mesmas possuem, de modo geral, uma leitura de alta resistividade, alto NPHI e médio RHOB. Locais onde há menores valores de RHOB e NPHI podem ser bons alvos pois implicam em fraturas, falhas ou vesículas não preenchidas.

O poço 6-BRSA-1235-RJS (Figura A10), que corta a seção 2335, atravessou rochas extrusivas cinzas escuras esverdeadas com amígdalas, que não espessam mais do que 40 m (não observadas na sísmica). As curvas de poço demonstraram que o GR é ~30 API nas rochas ígneas mais rasas e nas mais profundas varia entre 60 e 75 API. A resistividade varia de 4 a 20 Ωm nas ígneas mais rasas e na mais profunda, baixa resistividade no topo e alta na base. Já o DT varia de 60 a 80 μs/pés nas ígneas rasas e 40 a 50 μs/pés na ígnea profunda. O RHOB 2,5 a 2,7 g/cm³ e NPHI entre ~30% na ígnea rasa e 21 a 27% na ígnea profunda. Bons reservatórios podem ser nos trechos combinados

de alta resistividade, baixo DT, baixo NPHI e RHOB, portanto, no topo da sequência ígnea.

Em uma sequência de topo vesiculado/amigdaloidal, seria esperado melhor reservatório, mas este poço apresenta na base, resistividade relativamente baixa, que é indicativo de regiões fraturadas e, portanto, de interesse (Liu et al., 2013).

O poço 3-BRSA-1261A-RJS foi descrito anteriormente. O poço 1-BSS-69-BS (Figura A10) atravessou diabásio verdes escuros e vulcanoclásticas. Os perfis de poço demonstraram nos diabásios, GR entre 15 e 45 API, resistividade extrapolada e DT varia de 50 a 100 $\mu\text{s/pés}$. Como não há leitura de NPHI e RHOB, não é possível avaliar a qualidade dos reservatórios de diabásios.

Já as rochas vulcanoclásticas apresentaram o raio gama de ~ 30 API, resistividade $\sim 4,0 \Omega\text{m}$, DT varia de 80 a 90 $\mu\text{s/pés}$, RHOB entre 2,55 a 2,60 g/cm^3 e NPHI entre 24 a 30%. Estas vulcanoclásticas podem vir a ser bons reservatórios quando há fraturas/falhas, indicadas com a leitura combinada de alto DT e baixa resistividade.

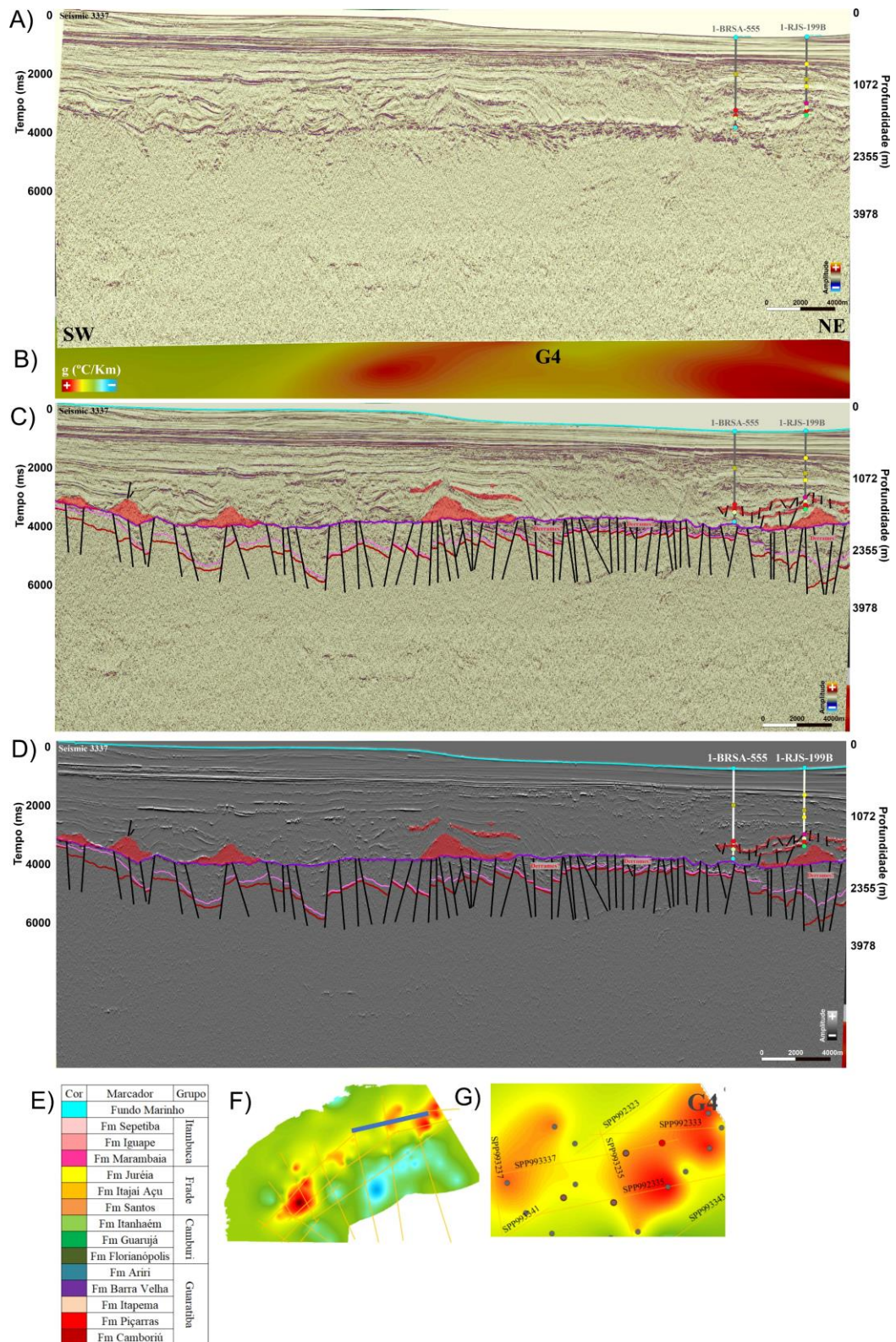


Figura 5.28. A) Sísmica bruta 3337, B) Recorte do mapa de gradiente sob à sísmica, C) Sísmica 3337 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Localização da linha sísmica, G) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

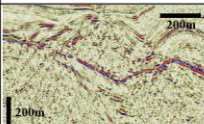
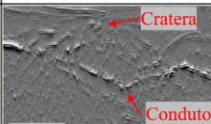
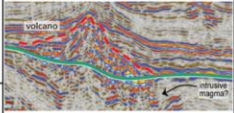
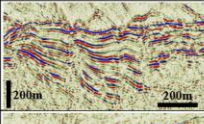
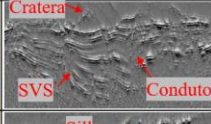
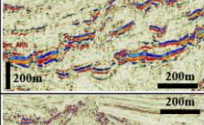
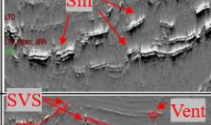
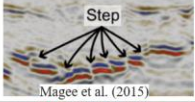
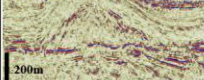
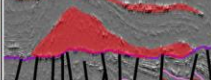
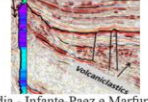
Padrão sísmico bruto	Padrão sísmico com atributo	Característica sísmica	Interpretação	Referência
		Baixa amplitude. Refletores descontínuos. Geometria cônica. Textura caótica.	Fácies vulcânica extrusiva/explosiva.	
		Baixa amplitude. Refletores contínuos. Geometria cônica. Textura caótica.	Fácies vulcânica extrusiva/explosiva e derrames ou sequências vulcano-sedimentares na base.	Amarante et al. (2023)
		Alta amplitude. Refletores descontínuos. Geometria saucer shape.	Fácies intrusivas, soleiras.	
		Baixa amplitude. Refletores contínuos. Geometria cônica. Textura caótica.	Fácies vulcânica extrusiva/explosiva e sequências vulcanoclásticas.	 Nova Zelândia - Infante-Paez e Marfurt (2017)

Figura 5.29. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3337.

O poço 1-BRSA-555 (Figura 5.30), que corta a seção 3337, atravessou diversos corpos ígneos, dentre eles basaltos cinzas claros vesiculados e diabásios cinzas escuros com espessuras de poucas dezenas de metros (abaixo da resolução vertical sísmica) e outra de 100 m que foi observada na seção. Nas curvas de poço o GR varia ~30 API, resistividade ~2 Ω m, chegando a extrapolar em algumas camadas. Já o DT varia de 60 a 80 μ s/pés, RHOB entre 2,4 e 2,8 g/cm^3 e NPHI entre 27 e 39%. Portanto, estes basaltos podem ser bons reservatórios nos trechos de resistividade extrapolada, especialmente quando apresenta menor RHOB e NPHI.

O poço 1-RJS-199B atravessou basaltos esverdeados com raio gama entre 15 a 30 API, resistividade entre 4 e 15 Ω m, DT variando entre 70 e 80 μ s/pés, RHOB entre 2,4 e 2,9 g/cm^3 e NPHI entre 6 e 30%. No pacote de 145 m de basaltos foi observado que o RHOB é baixo na base e alto no topo da camada. Neste poço há altas leituras no perfil GR, que pode sugerir presença de zeólitas e argilas que implicam aumento de potássio (Delpino e Bermúdez, 2009). Como a leitura do DT é média a alta, a resistividade relativamente baixa em rochas ígneas pode indicar regiões fraturadas (Liu et al., 2013).

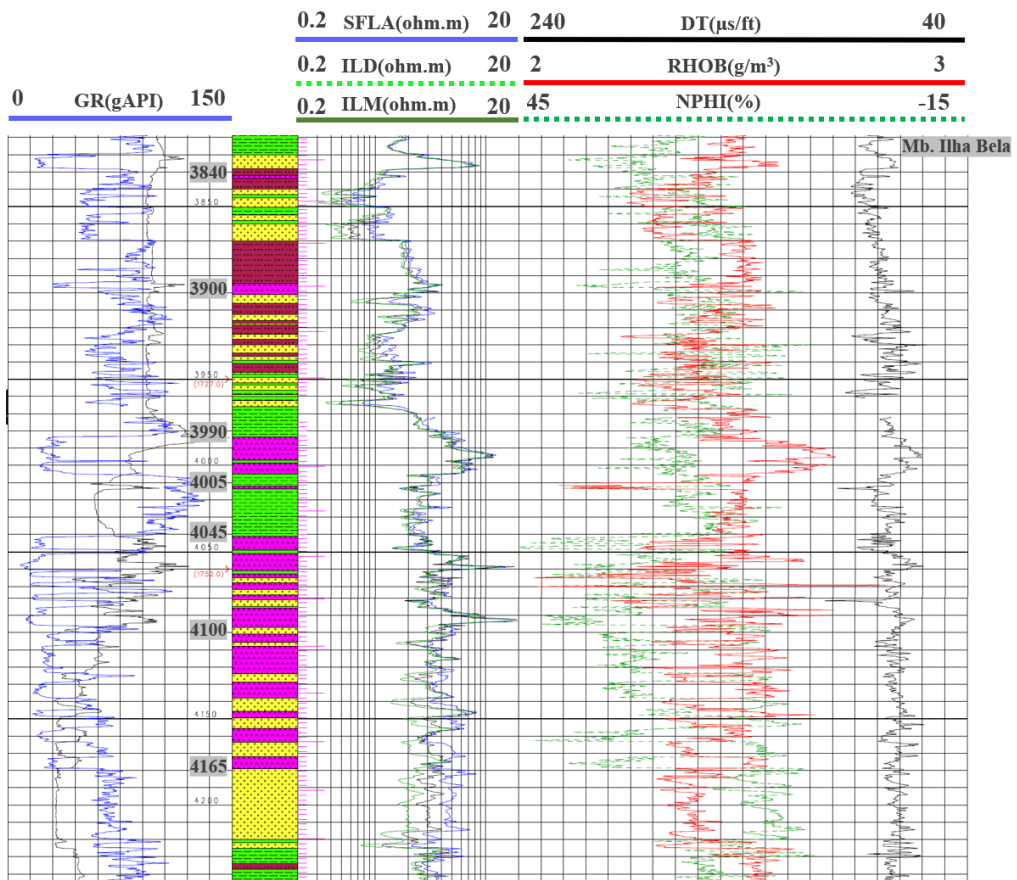
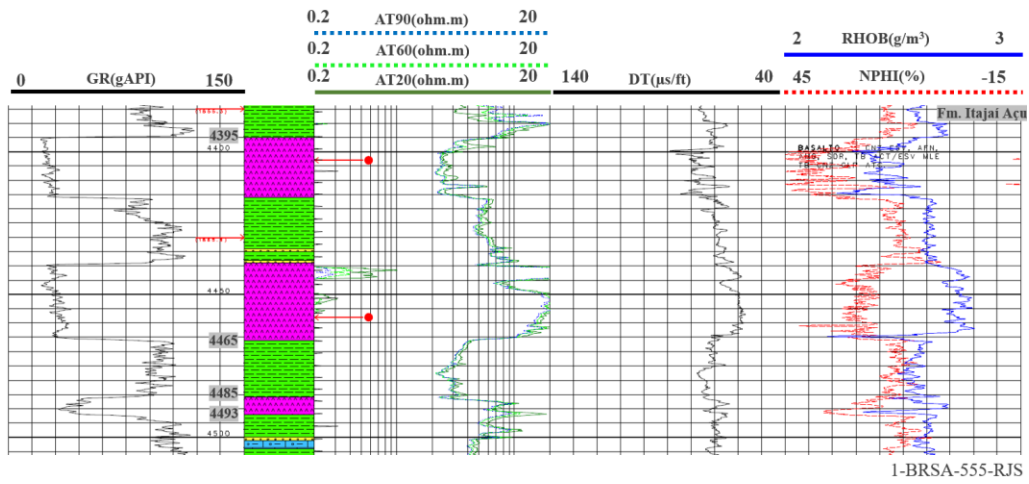


Figura 5.30. Curvas de perfis de poços com destaque nas rochas ígneas dos poços 1-BRSA-555 e 1-RJS-199B.

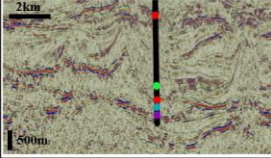
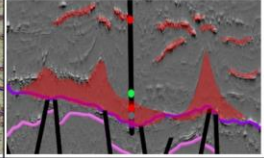
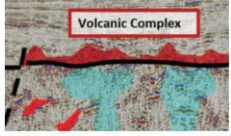
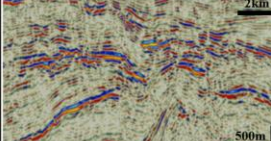
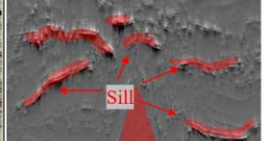
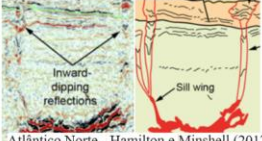
Padrão sísmico bruto	Padrão sísmico com atributo	Característica sísmica	Interpretação	Referência
		Baixa amplitude. Refletores descontínuos. Geometrias cônicas. Texturas caóticas.	Fácies de complexos vulcânicos extrusivos/explosivos.	 Bacia de Santos - Cortez e Santos (2016)
		Alta amplitude. Refletores contínuos. Geometria saucer shape.	Fácies intrusivas, soleiras.	 Atlântico Norte - Hamilton e Minshell (2017)

Figura 5.31. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3235.

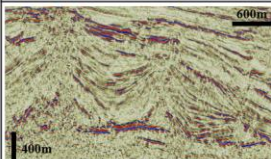
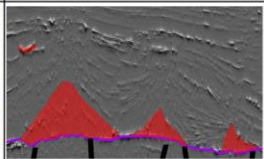
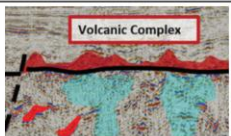
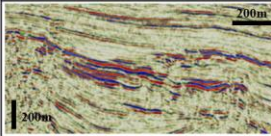
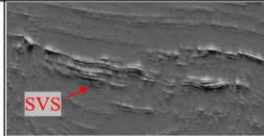
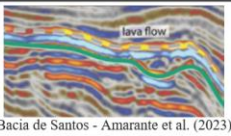
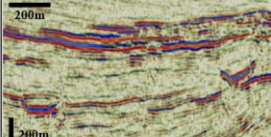
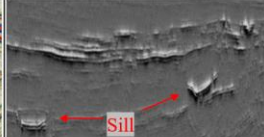
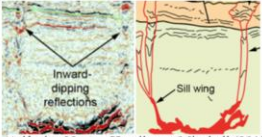
Padrão sísmico bruto	Padrão sísmico com atributo	Característica sísmica	Interpretação	Referência
		Baixa amplitude. Refletores descontínuos. Geometrias cônicas. Texturas caóticas.	Fácies de complexos vulcânicos extrusivos/explosivos.	 Bacia de Santos - Cortez e Santos (2016)
		Alta amplitude. Refletores contínuos. Geometria em camadas.	Fácies de derrames ou seqüências vulcano-sedimentares.	 Bacia de Santos - Amarante et al. (2023)
		Alta amplitude. Refletores contínuos. Geometria saucer shape.	Fácies intrusivas, soleiras.	 Atlântico Norte - Hamilton e Minshell (2017)

Figura 5.32. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3237.

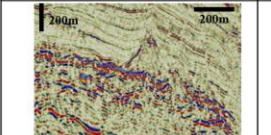
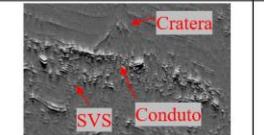
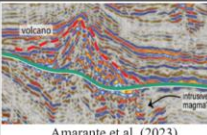
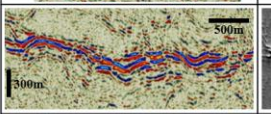
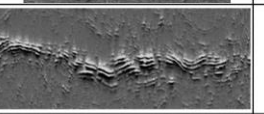
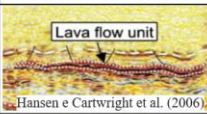
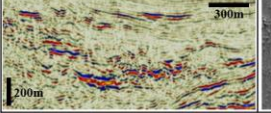
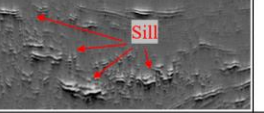
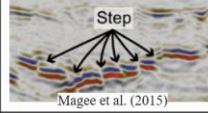
Padrão sísmico bruto	Padrão sísmico com atributo	Característica sísmica	Interpretação	Referência
		Baixa amplitude. Refletores contínuos. Geometria cônica. Textura caótica.	Fácies extrusiva/explosiva e derrames ou seqüências vulcano-sedimentares na base.	 Amarante et al. (2023)
		Alta amplitude. Refletores contínuos. Geometria em camadas.	Fácies de derrames ou seqüências vulcano-sedimentares.	 Hansen e Cartwright et al. (2006)
		Alta amplitude. Refletores descontínuos. Geometria saucer shape.	Fácies intrusivas, soleiras.	 Magee et al. (2015)

Figura 5.33. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 2333.

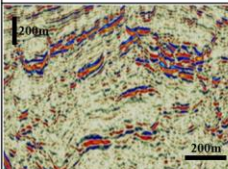
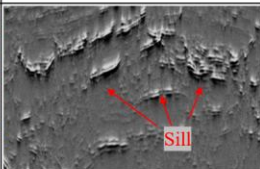
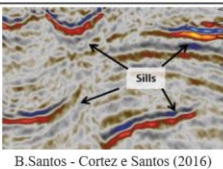
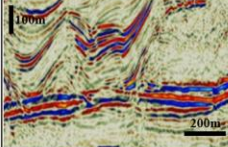
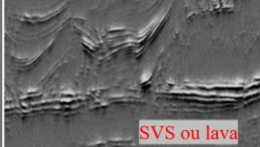
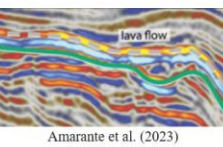
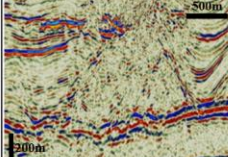
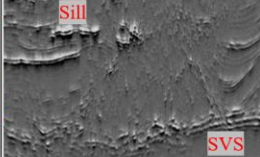
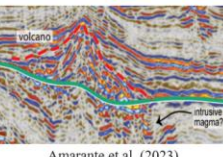
Padrão sísmico bruto	Padrão sísmico com atributo	Característica sísmica	Interpretação	Referência
		Alta amplitude. Refletores descontínuos. Geometria saucer shape.	Fácies intrusivas, soleiras.	 B.Santos - Cortez e Santos (2016)
		Alta amplitude. Refletores contínuos. Geometria em camadas.	Fácies de derrames ou seqüências vulcano- sedimentares.	 Amarante et al. (2023)
		Baixa amplitude.. Refletores contínuos. Geometria cônica. Textura caótica.	Fácies vulcânica extrusiva/explosiva e derrames ou seqüências vulcano-sedimentares na base.	 Amarante et al. (2023)

Figura 5.34. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 2335.

O mapa de fluxo de calor apresenta as anomalias de fluxo nas mesmas localidades de anomalias geotérmicas. As anomalias F1 e F2 possuem causas similares com G1 e F5 à anomalia G4, porém com uma perturbação maior na região de anomalia G3, onde se localizam F3 e F4 (Fig. 5.35). Como o cálculo de fluxo de calor envolve a condutividade térmica, é provável que essa intensificação ocorra por maior condução térmica. Algumas referências (Moreira et al., 2007; Assine et al., 2008; Chang et al., 2008) interpretam a existência de uma grande feição estrutural, conhecida como a Falha de Cabo Frio e as cunhas progradantes associadas, que com seu avanço promoveram a retirada quase que total do sal, contribuindo com o gap albiano.

Além da falha, nesta região, foram observados vents hidrotermais mapeados na região NW da seção dip 3239 (Figuras 5.35 e 5.36) e 3241 (Figura A11). Corpos salinos espessos foram observados, mas não apresentaram anomalias geotérmicas, provavelmente, por baixos pontos de medições de temperatura.

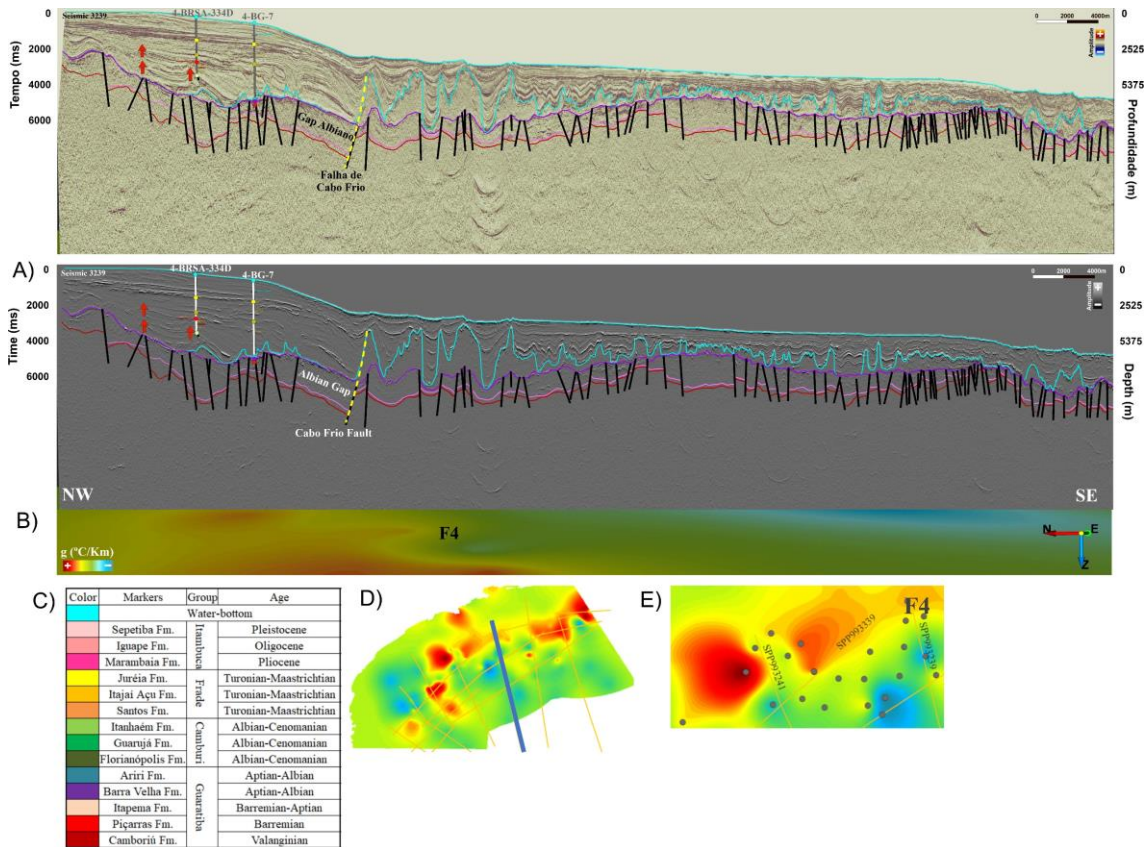


Figura 5.35. A) Sísmica bruta 3239, B) Recorte do mapa de gradiente sob à sísmica, C) Sísmica 3239 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Localização da linha sísmica, G) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

Padrão sísmico bruto	Padrão sísmico com atributo	Característica sísmica	Interpretação	Referência
		Baixa amplitude. Refletores descontínuos. Geometria irregular. Textura caótica.	Fácies de escape de fluidos e <u>vents</u> hidrotermais (chimney).	 Svensen e Jamtveit (2010)
		Alta amplitude. Refletores contínuos. Geometria <u>saucer shape</u> .	Fácies intrusiva.	 B.Santos - Cortez e Santos (2016)

Figura 5.36. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3239.

O poço 4-BRSA-334D-SPS (Figura 5.37), que corta a seção 3239, já foi descrito anteriormente e o poço 4-BG-7-SPS atravessou 85 m de diabásio cinza escuro esverdeado onde o raio gama varia entre 15 a 25 API, a resistividade varia entre 0,2 a 20 Ω m, DT varia de 50 a 55 μ s/pés, neutrão entre 9 e 15% e RHOB entre 2,80 e 2,95 g/cm^3 . Este poço não possui bons reservatórios dada a baixa resistividade combinada com baixo DT implica que é pouco provável que haja fraturas.

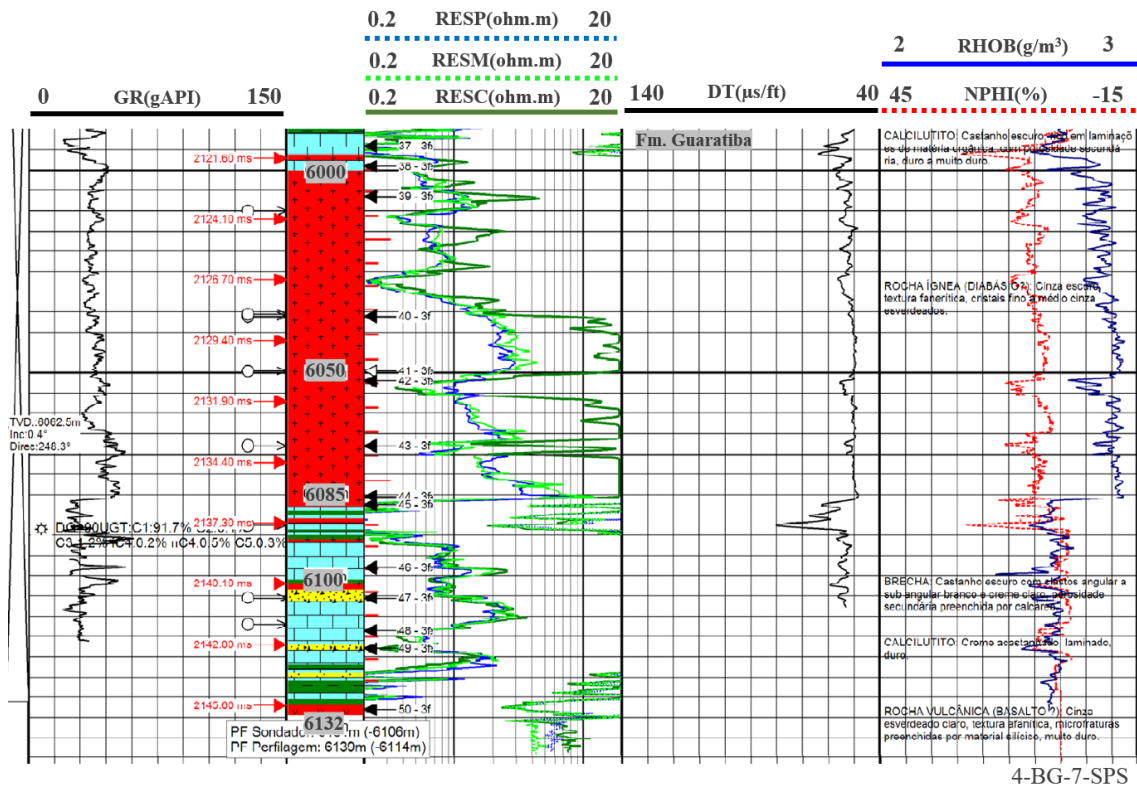


Figura 5.37. Curvas de perfis de poços com destaque nas rochas ígneas do poço 4-BG-7-SPS.

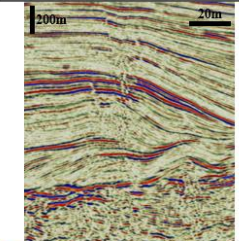
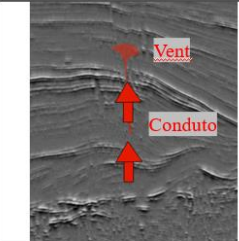
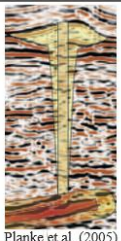
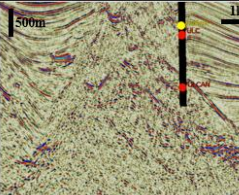
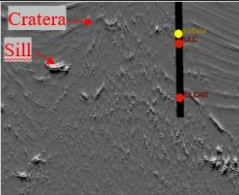
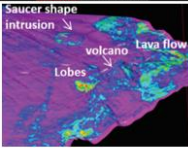
Padrão sísmico bruto	Padrão sísmico com atributo	Característica sísmica	Interpretação	Referência
		Baixa amplitude. Refletores descontínuos. Geometria eye.	Fácies de conduto e escape de fluidos, vent hidrotermal (chimney).	 Planke et al. (2005)
		Baixa amplitude. Refletores contínuos. Geometria cônica. Textura caótica.	Fácies vulcânica extrusiva/explosiva	 Bacia de Santos Cortez e Santos (2016)

Figura 5.38. Interpretação dos padrões sísmicos associados ao magmatismo observados na seção 3241.

O poço 1-REPF-4-SPS (Figura 12), que corta a seção 3241, atravessou diversas camadas de vulcânicas (inferiores a 60 m) intercalados (ou *intertraps*) em folhelhos, onde as curvas de poços estão pouco variáveis e, portanto, pouco confiável. O poço 1-BRSA-289-SPS atravessou camadas delgadas de diabásios cinzas esverdeados alterados e vulcânicas cinzas claras (no fundo do poço), mas espessas camadas de tufos vulcânicos cinzas esverdeados, algumas vesiculadas e preenchidas por zeólitas. Alguns tufos chegando a 110 m, onde o GR varia de 30 a 45 API, a resistividade varia de 2 a 6 Ωm (resistividade baixa indicando regiões fraturadas), DT entre 70 e 100 μs/pés, NPHI

extrapola e RHOB entre 2,0 e 2,6 g/cm³. Com a leitura combinada destes perfis é possível concluir que os ótimos reservatórios podem ser encontrados na base da camada de tufos, pois o DT é alto, a resistividade é baixa (possivelmente fraturados), assim como densidade e neutrão. Por último, o poço 1-BRSA-757B-SPS atravessou poucos metros da Fm. Camboriú, composta por basaltos cinzas escuros, alguns fraturados, mas não foram corridos perfis de poço.

Uma possível ocorrência de lava deltas também foi observada na integração das seções *strike* 112 e *dip* 94 (Figura 5.39), onde as setas em vermelho são sismofácies dos lobos de lava deltas na seção 94 e sismofácies de derrames na seção 112. Interpretação análoga foi feita por Cortez e Santos (2016) e Planke et al. (2022) na parte Norte da Bacia de Santos. Estes derrames podem refletir magmatismo do Serra Geral, que é mais proeminente na porção Sul da Bacia de Santos.

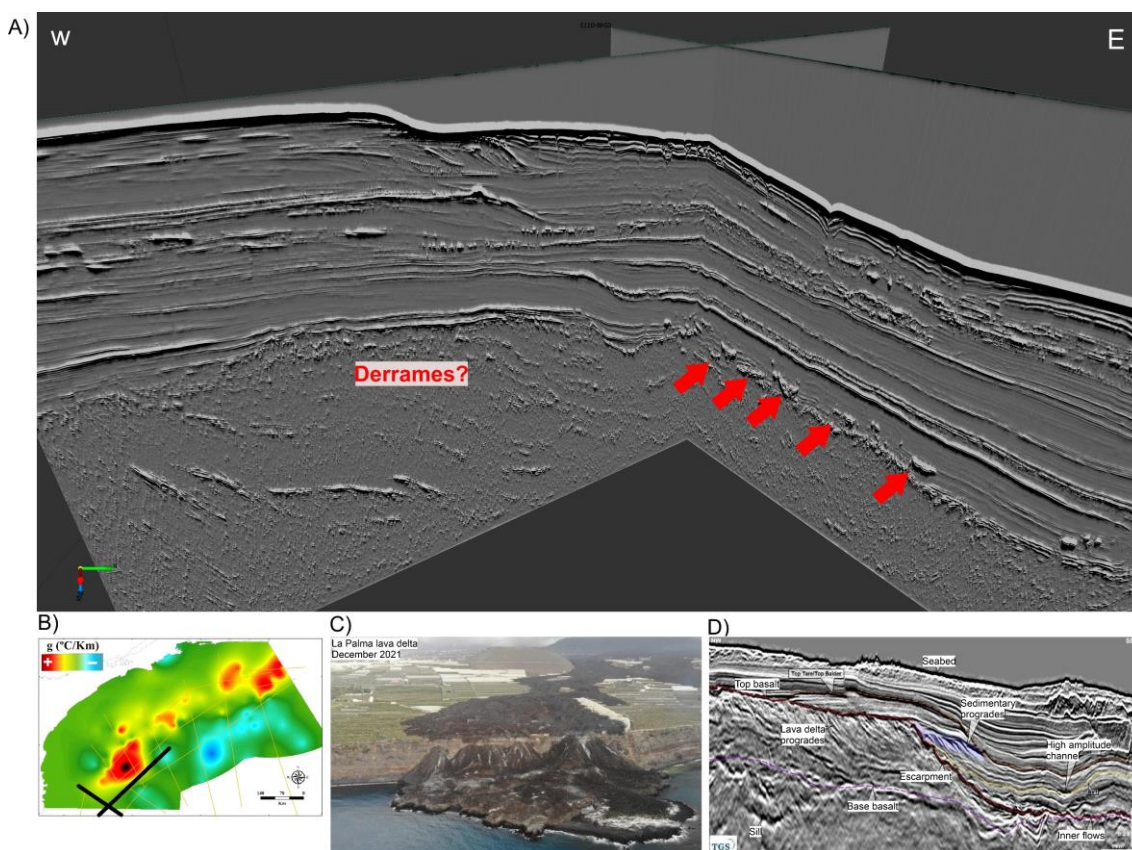


Figura 5.39. A) Disposição das seções *strike* 112 e *dip* 94, B) Localização das seções, C) Análogo recente de lava delta em La Palma, D) Interpretação de lava delta por Planke et al. (2022).

De acordo com os resultados e interpretações, as anomalias geotérmicas identificadas, não necessariamente estão associadas aos corpos salinos na Bacia de Santos, mesmo os pacotes mais espessos. Algumas anomalias estão associadas a vulcânicas, vents e outros corpos originados por soerguimento de material mantélico. Os

locais onde não se observaram anomalias geotérmicas em pacotes espessos salinos, é devido a pouco ou nenhum poço com medição de temperatura próxima. Essas anomalias podem ter implicações importantes para diversos processos geológicos, incluindo atividade vulcânica, tectônica e circulação de fluidos na subsuperfície.

O mapa regional do magmatismo na Bacia de Santos tem sido atualizado por vários autores, tais como Almeida et al. (1996), Mohriak et al. (2009), Wang et al. (2013), De Luca et al. (2015), De Luca et al. (2017), Fornero et al. (2019), Correia et al. (2019) e Amarante et al. (2023). Almeida et al. (1996) propuseram estender os derrames basálticos por toda a Bacia de Santos, sem detalhamento pela baixa quantidade de dados. Mohriak et al. (2009) já focaram o estudo na região próxima ao Alto de Cabo Frio, mapeando *plugs*, cones vulcânicos e diversas intrusivas, todos relacionados a magmatismo mais recente. De Luca et al. (2015 e 2017) fizeram um estudo mais detalhado, mas restrito a uma pequena área. Estudos mais recentes de Fornero et al. (2019) identificaram lavas do tipo *pahoehoe* e *aa* na região mais Sul da bacia e Correia et al. (2019) mapearam grande volume de extrusivas alcalinas e intrusivas ao norte da bacia. Amarante et al. (2023) restringiram o mapa ao magmatismo alcalino, mais recente.

Este trabalho vem a contribuir com estes estudos, fornecendo a melhor distribuição de ocorrências de magmatismo na Bacia de Santos a nível regional, como mostra a Figura 5.40, com base nas interpretações integradas de geotermia, sísmica e poços. Com uma síntese das interpretações anteriores, pode-se concluir que na região SW da Bacia de Santos ocorrem derrames vulcânicos associados com vulcanoclásticas do magmatismo Serra Geral, conforme a Figura 5.39 e previstos nos trabalhos de Mohriak (2020) e Mohriak e Szameitat (2023). Nas regiões norte e central foram mapeados tufos vulcânicos e, também, vulcanoclásticas associadas à atividade vulcânica, provavelmente, mais recente. Uma série de *vents* hidrotermais foram mapeados em tendência NE-SW, provavelmente relacionados às falhas profundas da bacia, relacionados à sua formação e abertura do *rift*. Cones, *plugs*, intrusivas e lacólitos também foram mapeados e originados pelos diversos eventos magmáticos. As marcações em cinza são interpretações de rochas ígneas intrusivas, em vinho são rochas ígneas extrusivas, em rosa tufos vulcânicos e em laranja são rochas vulcanoclásticas, produto da acumulação de clastos da erupção ou intemperismo, transporte e sedimentação.

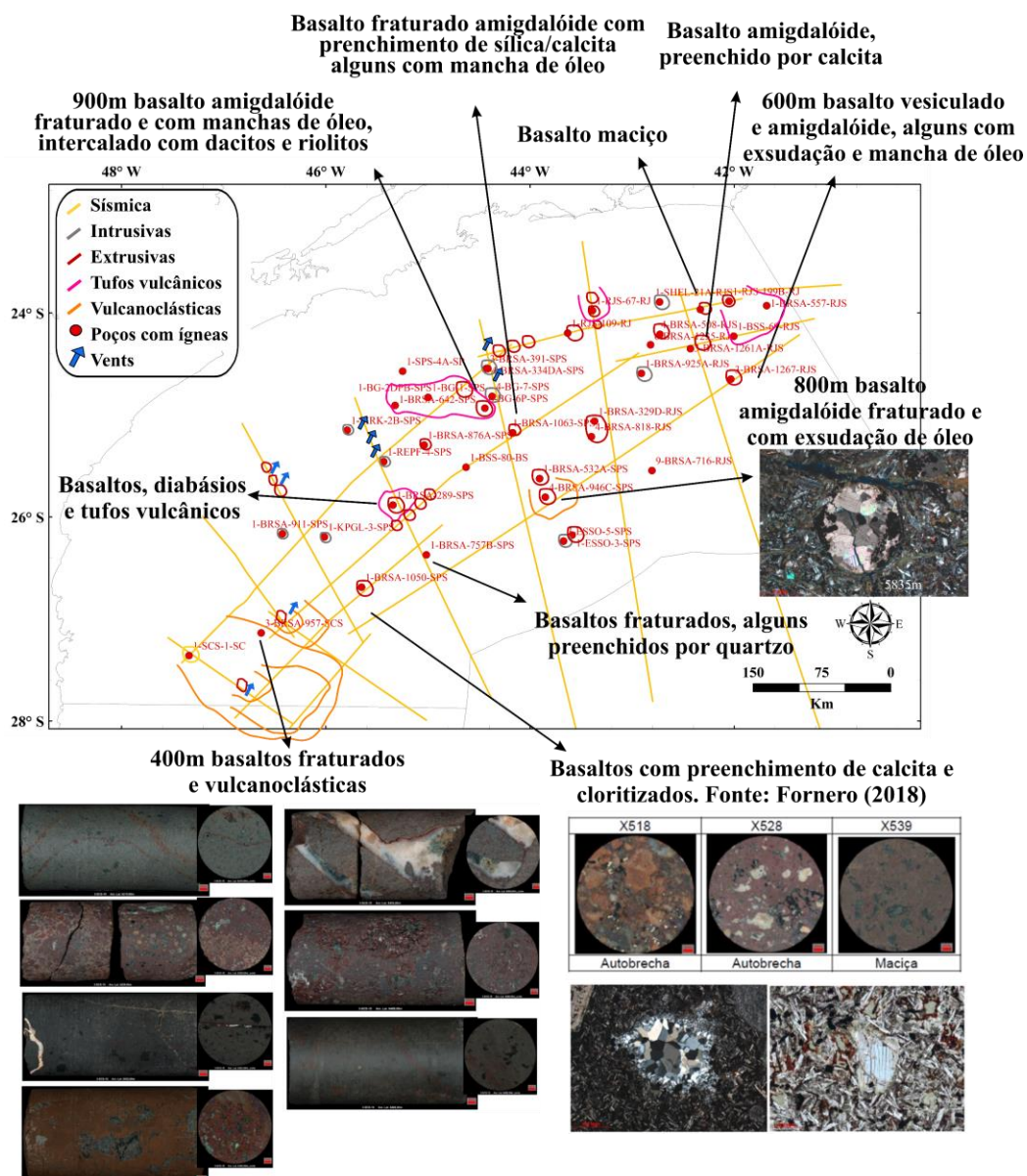


Figura 5.40. Atualização do mapa do magmatismo presente na Bacia de Santos.

6. Conclusões

Em síntese, este estudo destaca a crescente relevância dos reservatórios ígneos como novas fronteiras de exploração a nível internacional. O estudo teve como objetivo promover inovações em várias áreas, incluindo a integração dos métodos sísmico, geotérmico e perfis geofísicos de poços para a caracterização de rochas ígneas e a avaliação do potencial de reservatórios de óleo e gás.

Com relação ao magmatismo, conclui-se que: 1) As rochas ígneas básicas são as mais comuns durante o magmatismo observado. Isso pode indicar que os magmas que estão intrudindo ou sendo gerados nesse contexto específico têm uma composição mais

rica em minerais ferromagnesianos, como nas rochas basálticas, por exemplo; 2) Apesar da predominância de rochas ígneas básicas, também foram observadas ocorrências de rochas ígneas intermediárias e ultrabásicas. Isso sugere uma diversidade na composição dos magmas, indicando condições variáveis de pressão, temperatura e composição química ao longo do processo magmático; 3) A ocorrência de rochas básicas alcalinas em sequências do pós-sal sugere uma associação temporal específica. Isso pode indicar que o magmatismo alcalino básico está relacionado de alguma forma com a fonte e com os processos que ocorrem após a deposição do sal, apontando para uma possível influência do sal sobre o magmatismo ou vice-versa; 4) As anomalias geotérmicas identificadas não são exclusivamente associadas aos corpos salinos, mesmo os pacotes mais espessos. Algumas anomalias estão associadas a vulcânicas, vents e outros corpos originados por soerguimento de material mantélico.

Com base no mapeamento do gradiente geotérmico, do fluxo de calor e das temperaturas crustais em subsuperfície, conclui-se que: 1) A confirmação das temperaturas superficiais anômalas pelo mapeamento das temperaturas crustais em subsuperfície reforça a validade das observações. Isso indica que as anomalias térmicas observadas não são apenas superficiais, mas também persistem em profundidades substanciais na crosta terrestre; 2) Quatro anomalias geotérmicas e cinco anomalias de fluxo de calor foram identificadas; 3) Essas anomalias podem indicar variações significativas nas condições térmicas locais, que podem ter implicações importantes para diversos processos geológicos, incluindo atividade vulcânica, tectônica e circulação de fluidos na subsuperfície e maturação da matéria orgânica em rochas geradoras; 4) Especialmente em locais de poços atualmente abandonados, são destacadas como candidatos promissores para a exploração de energia geotérmica *offshore*. Isso sugere que essas áreas podem conter recursos geotérmicos viáveis para a produção de energia, oferecendo oportunidades para o desenvolvimento sustentável de fontes de energia renovável.

No estudo sísmico foram identificados, por meio de atributos, diversos corpos e sismofácies ígneas (intrusivas e extrusivas), geometrias de soleiras, diques, condutos/pipes, crateras, vulcões, complexos intrusivos e extrusivos, vents/chimneys, fluxos de lavas, etc. Nos poços que foram amarrados às seções sísmicas demarcou-se zonas de interesse. Essas áreas demarcadas foram identificadas como potencialmente significativas para análises posteriores, indicando regiões onde as características sísmicas sugerem a presença ou influência substancial de rochas ígneas. Foi observado que dos

quatro eventos magmáticos registrados na Bacia de Santos, três deles foram identificados onde a distribuição do magmatismo revelou-se sistemática, indicando a sua presença potencial em contato com qualquer outra litologia na região estudada.

Quanto às origens das anomalias geotérmicas isoladas, o estudo sugere que a perturbação térmica observada na anomalia G1 ocorre devido a um somatório de fatores, como a espessura de centenas de metros do sal, capaz de modificar a temperatura local, conduzindo calor. Outra possível causa é a ocorrência de vents nas falhas, complexos vulcânicos, vulcões de maiores dimensões com atividade efusiva. Na anomalia G2 a causa foi relacionada à presença de corpo vulcânico evidenciado por textura sísmica caótica e presença de vents hidrotermais. As anomalias G3 e G4 se apresentaram abaixo de corpos vulcânicos extrusivos/explosivos, sequências vulcanosedimentares (SVS), derrames de lavas e escape de fluido através de falhas. Ambas anomalias podem estar relacionadas ao Alto de Cabo Frio, conhecido por seu intenso magmatismo.

Das zonas de interesse delimitadas nos perfis geofísicos, pode-se constatar que bons reservatórios, com capacidade de armazenar óleo e gás, podem ser encontrados no embasamento econômico da Formação Camboriú, em corpos intrusivos fraturados, na base de tufos vulcânicos (poros resultantes da dissolução de cinzas vulcânicas, feldspato e minerais carbonáticos), resultando em vesículas e poros intra-amigdaloides e microfraturas e no topo de derrames vulcânicos que apresentam regiões mais vesiculadas/fraturadas. As zonas de interesse compreendem trechos combinados de altos valores no perfil de resistividade, altos a médios valores no perfil sônico, baixa densidade e neutrão. Enquanto que trechos com preenchimento das vesículas por argilominerais e calcitas impedem um bom sistema permo-poroso destes reservatórios.

A integração dos métodos sísmico, geotérmico e perfis geofísicos de poços para a caracterização de rochas ígneas e a avaliação do potencial de reservatórios de óleo e gás demonstrou ser bastante eficaz na identificação dos elementos estruturais e propriedades físicas, contribuindo significativamente para a compreensão e exploração mais precisa desses recursos. Em suma, essas estratégias fortalecem a abordagem integrada do projeto, mostrando uma combinação de técnicas geofísicas para uma análise abrangente das rochas ígneas e seus potenciais impactos na exploração de recursos naturais. Isto representa uma fronteira de exploração que é promissora para o avanço da nossa compreensão nestes recursos.

7. Referencias

- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., & Mizusaki, A. M. P. (1996). Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(3), pp. 125-138.
- Alsadi, H. N. (2017). *Seismic Hydrocarbon Exploration. 2D and 3D Techniques, Seismic waves*. 1st ed. 2017.
- Alves, D. B. (2005). Sedimentação vulcanoclástica do Cretáceo superior da Bacia de Campos, sudeste do Brasil. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Cabo Frio, Brazil, CD.
- Amarante, F. B., Jackson, C. A. L., Pichel, L. M. (2023). Post-salt magmatism in the Campos Basin, offshore SE Brazil: style, distribution, and relationship to salt tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 125, 104314.
- Assine, M. L., Corrêa, F. S., Chang, H. K. (2008). Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 suppl), pp. 111-127.
- Avellar, G., and Pereira, E. (2019). Unraveling magmatic activity in sedimentary basins: sills and related brittle structures affecting Campos Basin petroleum system (SE Brazil). *Journal of Sedimentary Environments*, 4(4), 4 pp. 71-479.
- Bischoff, A. P. (2019). Architectural elements of buried volcanic systems and their impact on geoenery resources. (Doctoral dissertation, University of Canterbury, New Zealand).
- Bischoff, A., Planke, S., Holford, S., Nicol, A. (2020). Seismic geomorphology, architecture and stratigraphy of volcanoes buried in sedimentary basins. In *Updates in Volcanology-Transdisciplinary Nature of Volcano Science*.
- Borges, T. A., e Gamboa, L. A. P. (2015). Sismoestratigrafia do limite Sul da Bacia de Santos e suas implicações na evolução do Atlântico Sul primordial. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 23, n. 1/2, dez.
- Bücker, C., Rybach, L. (1996). A simple method to determine heat production from gamma-ray logs. *Marine and Petroleum Geology*, 13(4), pp. 373-375.
- Bulhões, É. M. (1999, August). Técnica “Volume de Amplitude” para mapeamento de feições estruturais. In 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.
- Bulhões, É. M., e de Amorim, W. N. (2005, September). Princípio da sismocamada elementar e sua aplicação à técnica volume de amplitudes (TecVA). In 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.
- Bruhn, C. H., Gomes, J. A. T., Del Lucchese Jr, C., Johann, P. R. (2003, January). Campos Basin: reservoir characterization and management-Historical overview and future challenges. In *Offshore Technology Conference*. Offshore Technology Conference.
- Caldas, M. F., e Zalán, P. V. (2009). Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da Bacia de Santos, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 17(2), pp. 227-248.
- Cardoso, R. A., e Hamza, V. M. (2014). Heat flow in the Campos sedimentary basin and thermal history of the continental margin of Southeast Brazil. *ISRN Geophysics*, 2014.
- Carvalho, H. S, Vacquier, V. (1977). Method for determining terrestrial heat flow in oil fields. *Geophysics*, 42(3), pp. 584-593.
- Chang, H. K., Assine, M. L., Corrêa, F. S., Tinen, J. S., Vidal, A. C., Koike, L. (2008). Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 suppl), pp. 29-46.
- Chopra, S., Marfurt, K. J. (2005). Seismic attributes—A historical perspective. *Geophysics*, 70(5), 3SO-28SO.
- Cioccari, G. M., Mizusaki, A. M. P. (2019). Sistemas petrolíferos atípicos nas bacias paleozoicas brasileiras – Uma Revisão. *Revista Geociências*, 38(2), pp. 367-390.
- Conceição, J. C. J., Zalán, P. V., Dayan, H. (1993). Deformações em rochas sedimentares induzidas por intrusões magmáticas: classificação e mecanismos de intrusão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 7(1/4), pp. 57-91.
- Conti, B., de Jesus Perinotto, J. A., Veroslavsky, G., Castillo, M. G., de Santa Ana, H., Soto, M., Morales, E. (2017). Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, offshore Uruguay. *Marine and Petroleum Geology*, 83, pp. 1-25.
- Correia, U. M., Honório, B. C. Z., Kuroda, M. C., Melani, L. H., Vidal, A. C. (2019). Geometric characterization of igneous intrusions: 3-D seismic insights from the Campos Basin, SE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 102, pp. 725-739.
- Cortez, M. M., and Santos, M. A. C. (2016). Seismic interpretation, attribute analysis, and illumination study for targets below a volcanic-sedimentary succession, Santos Basin, offshore Brazil. *Interpretation*, 4(1), pp. SB37-SB50.
- Costa, D. F. B. D., Santos, W. H. D., Bergamaschi, S., Pereira, E. (2016). Analysis of the geometry of diabase sills of the Serra Geral magmatism, by 2D seismic interpretation, in Guareí region, São Paulo, Paraná basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 46(4), pp. 605-615.

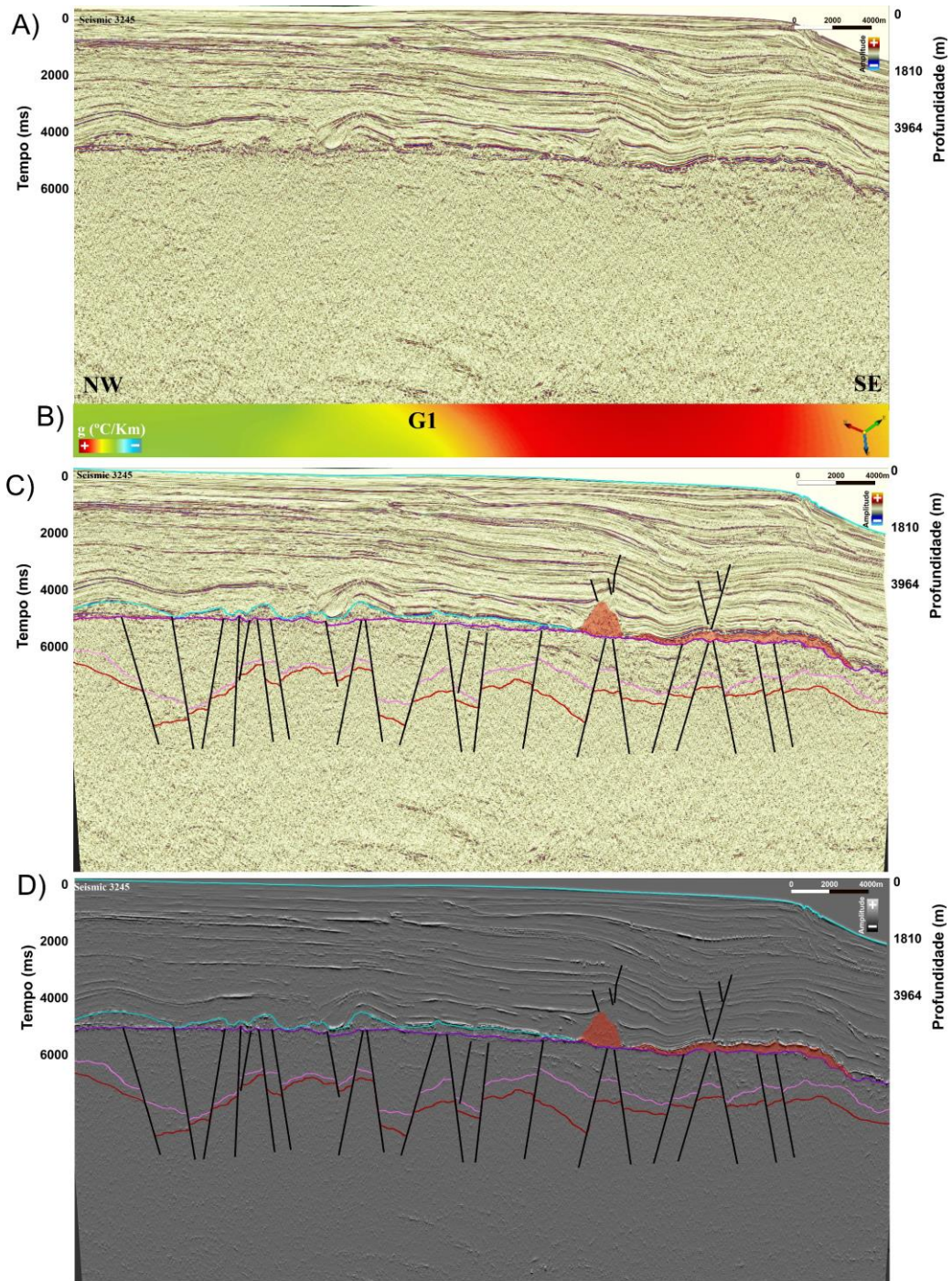
- Couves, C. R. (2015). Investigating the petrophysical properties of volcanic reservoir analogues through the use of micro-focus x-ray computed tomography (Doctoral dissertation, University of Southampton, England).
- Dani, A. P., Remus, M. V. D., Dani, N., de Lima, E. F. (2017). Magmatismo basáltico do Andar Alagoas (Bacia de Campos). *Geologia USP. Série Científica*, 17(2), pp. 269-287.
- De Luca, P., Carballo, J., Filgueiras, A., Pimentel, G., Esteban, M., Tritlla, J., Villacorta, R. (2015, June). What is the role of volcanic rocks in the Brazilian pre-salt? In 77th EAGE Conference and Exhibition 2015 (2015(1), pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers.
- De Luca, P. H. V., Matias, H., Carballo, J., Sineva, D., Pimentel, G. A., Tritlla, J., Esteban, M., Loma, R., Alonso, J.L.A., Jimenéz, R.P., Pontet, M., Martínez, P.B., Vega, V. (2017). Breaking barriers and paradigms in presalt exploration: the Pão de Açúcar discovery (offshore Brazil). In R. K. Merrill C. A. Stembach (eds), *Giant fields of the decade 2000-2010. AAPG Memoir* 113, pp. 177-194.
- Delpino, D. H., and Bermúdez, A. M. (2009). Petroleum systems including unconventional reservoirs in intrusive igneous rocks (sills and laccoliths). *The Leading Edge*, 28(7), pp. 804-811.
- Descovi, P. L., Ade, M. V. B., de Oliveira Avellar, G., Bermúdez, S. L. B., Vieira, F. P. (2021). Volcanic reservoirs: historic and current context. *Pesquisas em Geociências*, 48(1), 104451.
- Eiras, J. F., e Wanderley Filho, J. R. (2003). Sistemas petrolíferos ígneo-sedimentares. In ABPG, Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás (v. 2).
- Ellis, D. V., and Singer, J. M. (2007). *Well logging for earth scientists* (Vol. 692). Dordrecht: Springer.
- Eppelbaum, L., Kutasov, I., Pilchin, A. (2014). *Applied geothermics* (p. 267). Springer Berlin Heidelberg.
- Farooqui, M. Y., Hou, H., Li, G., Machin, N., Neville, T., Pal, A., Shrivastva, C., Wang, Y., Yang, F., Yin, C., Zhao, J., Yang, X. (2009). Evaluating volcanic reservoirs. *Oilfield Review*, 21(1), pp. 36-47.
- Ferraz, A., Gamboa, L., Neto, E. V. D. S., Baptista, R. (2019). Crustal structure and CO₂ occurrences in the Brazilian basins. *Interpretation*, 7(4), pp. SL37-SL45.
- Ferreira, L. C., Stanton, N., Gordon, A. C., Schmitt, R. (2022). The magmatic rifting of Santos Basin: aeromagnetic mapping of dykes, terranes and marginal structures and the interplay between tectonism and volcanism. *Authorea Preprints*.
- Fornero, S. A. (2018). Caracterização faciológica de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas por meio de perfis de imagem microresistiva e acústica: estudo de caso no pré-sal, Bacia de Santos. (Dissertação de mestrado, Universidade Federal Fluminense).
- Fornero, S. A., Marins, G. M., Lobo, J. T., Freire, A. F. M., de Lima, E. F. (2019). Characterization of subaerial volcanic facies using acoustic image logs: Lithofacies and log-facies of a lava-flow deposit in the Brazilian pre-salt, deepwater of Santos Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 99, pp. 156-174.
- Freitas, V. A., Vital, J. C. S., Rodrigues, B. R. (2022). Source rock potential, main depocenters and CO₂ occurrence in the pre-salt section of Santos Basin, southeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 115.
- Garcia, S. D. M. (2008). Fenômenos térmicos associados aos evaporitos. *Sal geologia e tectônica: exemplos nas bacias brasileiras*. Beca Edições Ltda, pp. 91-163.
- Garcia, S. F., Danderfer Filho, A., De Lamotte, D. F., Rudkiewicz, J. L. (2012). Análise de volumes de sal em restauração estrutural: um exemplo na bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(2), pp. 433-450.
- Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons.
- Gordon, A. C., Mohriak, W. U., Stanton, N., Santos, A. C. (2023). Magmatic cycles in Santos Basin (SE Brazil): Tectonic control in the temporal-spatial distribution and geophysical signature. *Journal of South American Earth Sciences*, 121, 104111.
- Goutorbe, B., Lucazeau, F., Bonneville, A. (2007). Comparison of several BHT correction methods: a case study on an Australian data set. *Geophysical Journal International*, 170(2), pp. 913-922.
- Hamza, V. M., Vieira, F. P., Silva, R. T. (2017). Anomalous heat flow belt along the continental margin of Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 107(1), pp. 19-33.
- Heilbron, M., Valeriano, C., Tupinambá, M., Almeida, J. C., Peixoto, C., Eirado-Silva, L. G. (2019, January). Subduction, collision and collapse record along the Neoproterozoic Ribeira belt, SE Brazil, in the context of Western Gondwana. In *Geophysical Research Abstracts*, v. 21.
- Houbolt, J. J. U. C., and P. R. A. Wells. (1980). Estimation of heat flow in oil wells based on a relation between heat conductivity and sound velocity: *Geologie en Mijnbouw*, 59, pp. 215-224.
- Infante-Paez, L., Marfurt, K. J. (2018). In-context interpretation: Avoiding pitfalls in misidentification of igneous bodies in seismic data. *Interpretation*, 6.4, pp. SL29-SL42.
- Jaupart, C., Mareschal, J. C., Iarotsky, L. (2016). Radiogenic heat production in the continental crust. *Lithos*, 262, pp. 398-427.

- Jerram, D. A. (2015). Hot rocks and oil: Are volcanic margins the new frontier. *Exploration & Production*.
- Kereszturi, G., and Németh, K. (2012). Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. In *Updates in volcanology-new advances in understanding volcanic systems*. IntechOpen.
- Lachenbruch, A. H., and Brewer, M. C. (1959). Dissipation of the temperature effect of drilling a well in Arctic Alaska (No. 1083). US Government Printing Office.
- Li, M. Zhao, Y. (2014). *Geophysical exploration technology: Applications in lithological and stratigraphic reservoirs*. 449p. Elsevier.
- Liner, C. L., and McGilvery, T. M. (2019). Seismic interpretation in petroleum exploration. In *the art and science of seismic interpretation*, pp. 57-96. Springer, Cham.
- Liu, J., Wang, P., Zhang, Y., Bian, W., Huang, Y., Tang, H., Chen, X. (2013). Volcanic rock-hosted natural hydrocarbon resources.
- Lobo, J. T. *Petrogênese das rochas basálticas do Eocretáceo das bacias de Campos e Pelotas e implicações na geodinâmica de rifteamento do Gondwana Ocidental*. (Tese de Doutorado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro).
- Lucia F. J. 1983. Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks: A field classification of carbonate poro space. *Journal of Petroleum Technology*. 23:629-637.
- Liu, G., Scott, R., O'Halloran, G. (2019). Gravity and magnetic data applications for hydrocarbon exploration offshore NW Australia. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2019* (pp. 1695-1698). Society of Exploration Geophysicists.
- Lugão, P. P., Fontes, S. L., La Terra, E. F., Zerilli, A., Labruzzo, T., Buonora, M. P. (2008, June). First application of marine magnetotellurics improves depth imaging in the Santos Basin, Brazil. In *70th EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2008* (pp. cp-40). European Association of Geoscientists & Engineers.
- Machado, L. G., da Costa Alves, E., Guimarães, R. N., dos Santos, R. M. (2010, November). Característica Morfo-Tectônica Do Alto De Florianópolis Que Segmenta As Bacias De Santos E Pelotas, Margem Continental Sudeste Brasileira. In *IV Simpósio Brasileiro de Geofísica* (pp. cp-197). European Association of Geoscientists & Engineers.
- Magee, C., Pichel, L. M., Madden-Nadeau, A. L., Jackson, C. A. L., Mohriak, W. (2021). Salt–magma interactions influence intrusion distribution and salt tectonics in the Santos Basin, offshore Brazil. *Basin Research*, 33(3), pp. 1820-1843.
- Magoon, L.B. and Dow, W.G. (1994) *The Petroleum System*. In: Magoon, L.B. and Dow, W.G., Eds., *The Petroleum System—From Source to Trap*, AAPG Memoire 60, pp. 3-24.
- Mahiques, M. M., Schattner, U., Riccomini, C., de Assis Janasi, V., Lobo, F. J., Vasconcelos, P., Thiede, D. S., Ramos, R. S., dos Santos, R. F. (2023). Submarine basalt xenoliths confirm the occurrence of post-rift volcanism in the Southern Santos Basin, SW Atlantic. *Journal of South American Earth Sciences*, 132, 104661.
- Marins, G. M., Parizek-Silva, Y., Millett, J. M., Jerram, D. A., Rossetti, L. M., Souza, A. D. J., Planke S., Bevilaqua, L. A. Carmo, I. D. O. (2022). Characterization of volcanic reservoirs; insights from the Badejo and Linguado oil field, Campos Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 105950.
- Mark, N. J., Schofield, N., Pugliese, S., Watson, D., Holford, S., Muirhead, D., Brown, R., Healy, D. (2018). Igneous intrusions in the Faroe Shetland basin and their implications for hydrocarbon exploration; new insights from well and seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 92, pp. 733-753.
- Matos, R. M. D. (2021). Magmatism and hotspot trails during and after continental break-up in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 129, 105077.
- Meisling, K. E., Cobbold, P. R., Mount, V. S. (2001). Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG bulletin*, 85(11), pp. 1903-1924.
- Meister, E. M., (1973). Gradientes geotérmicos nas bacias sedimentares Brasileiras, *Boletim Técnico da Petrobrás*, vol. 16, no. 4, pp. 221-232.
- Miranda, F. S., Vettorazzi, A. L., da Cruz Cunha, P. R., Aragão, F. B., Michelon, D., Caldeira, J. L., Porsche, E., Martins, C., Ribeiro, R. B., Vilela, A. F., Corrêa, J. R., Silveira, L. S., Andreola, K. (2018). Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: seismic, well logs and cores. *Geological Society, London, Special Publications*, 472(1), pp. 341-360.
- Mitchum Jr., R.M., (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 205–212.
- Mizusaki, A. M. P., Petrini, R., Bellieni, P., Comin-Chiaromonte, P., Dias, J., De Min, A., Piccirillo, E. M. (1992). Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos Basin). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111(2), pp. 143-160.

- Mizusaki A.M.P., Thomaz-Filho A., Milani E.J., Césero P.de. (2002). Mesozoic and Cenozoic Igneous Activity and its Tectonic Control in Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, pp. 183-198.
- Mohriak, W., Szatmari, P., Anjos, S. M. C. (2009). Sal Geologia e tectônica. *Terrae Didactica*, 4, pp. 90-91.
- Mohriak, W. (2020). Genesis and evolution of the South Atlantic volcanic islands offshore Brazil. *Geo-Marine Letters*, pp. 1-33.
- Mohriak, W. U., and Szameitat, L. (2023). The anomalous magmatism in the southern part of the Santos basin, and the non-continuous salt layer over Abimael ridge. *Journal of South American Earth Sciences*, 104435.
- Moreira, J. L. P., Esteves, C. A., Rodrigues, J. J. G., Vasconcelos, C. S. (2006). Magmatismo, sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 14(1), pp. 161-170.
- Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A., Machado, M. A. P. (2007). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2).
- Muffler, P., and Cataldi, R. (1978). Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, 7(2-4), pp. 53-89.
- Mund, B., Das, A., Sharda, R., Bhat, S., Kumar, R., Gupta, A. K., Shankar, P. (2017, April). Unravelling Potential of a Volcanic Reservoir Through Enhanced Facies Understanding-A Case Study from Barmer Basin, India. In *SPE Oil and Gas India Conference and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers.
- Nery, G. Girão. Perfilagem Geofísica em poço aberto. (2013). 1 edição. Rio de Janeiro: SBGf/INCT-GP, v. 1. 222p.
- Oliveira, L. C., and Rancan, C. C. (2018). Ocorrência de condutos hidrotermais (hydrothermal vents) na seção aptiana da Bacia de Santos. In *Congresso Brasileiro de Geologia* (49, p. 2008).
- Oliveira, F.V, Gomes, R. T. M., Silva, K. M. S. (2019). Log features for the characterization of igneous rocks in the Pre-Salt area of Santos Basin, SE Brazil. In: *AAPG ICE 2019*: 835.
- Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Szatmari, P., Thomaz Filho, A. (2008). Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: an example of non-plume-related magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(1), pp. 116-131.
- Pestana, S. L. (2018). Present-day thermal regime of the Pre-Salt of the Santos Basin, Brasil (Doctoral dissertation).
- Petford, N., and McCaffrey, K. (2003). Hydrocarbons in crystalline rocks: an introduction. Geological Society, London, Special Publications. 214:1-5.
- Pinto, Victor Hugo Guimarães. Importância da modelagem termomecânica para o sistema petrolífero: estudo 2D na parte central da Bacia de Santos. (Dissertação de mestrado, Universidade Federal Fluminense).
- Planke, S., Rabbel, O., Galland, O., Millett, J. M., Manton, B., Jerram, D. A., Palma, O. J., Spacapan, J. B. (2018). Seismic imaging and petroleum implications of igneous intrusions in sedimentary basins constrained by outcrop analogues and seismic data from the Neuquén Basin and the NE Atlantic. In *10th Hydrocarbon Exploration and Development Congress Geophysics Symposium: Geophysics as a Link Between Knowledge of the Earth and Society*, Mendoza, Argentina.
- Planke, S., Manton, B., Jerram, D. A., Millett, J. M., Bellwald, B., Abdelmalak, M. M., Zastrozhnov, D., Maharjan, D., Faleide, J. I., Gemigon, L., Berndt, C., Pankhurst, M., Betlem, P., Myklebust, R. (2022). Lava delta formation and implications for sedimentary systems in volcanic basins. In: *The impacts of volcanism on sedimentary basins and their energy resources*. The Geological Society, Burlington House, Piccadilly London.
- Rangel, H. D. Manifestações magmáticas na parte sul da Bacia de Campos (Área de Cabo Frio) e na Bacia de Jequitinhonha. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 155-160, nov. 2005/maio 2006.
- Ren, K., Oliveira, M. J. R., Zhao, J., Zhao, J., Oliveira, L. C., Rancan, C. C. Deng, Q. (2019, October). Using Wireline Logging and Thin Sections to Identify Igneous Contact Metamorphism and Hydrothermal Influence on Presalt Limestone Reservoirs in Libra Block, Santos Basin. In *Offshore Technology Conference Brasil*. Offshore Technology Conference.
- Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., Ferrari, A. L. (2004). Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp. 383-405.
- Rigoti, C. A. (2015). Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: Interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria (Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- Rybach, L. (1976). Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters. *Pure and Applied Geophysics*, 114(2), pp. 309-317.
- Schmiedel, T., Galland, O., Breikreuz, C. (2017). Dynamics of sill and laccolith emplacement in the brittle crust: role of host rock strength and deformation mode. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(11), 8860-8871.
- Schmitt, R. D. S., Fragoso, R. D. A., Collins, A. S. (2018). Suturing Gondwana in the Cambrian: the orogenic events of the final amalgamation. *Geology of southwest Gondwana*, pp. 411-432.
- Schön, J. H. (2015). *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics*. Second Edition. Elsevier.

- Schutter, S. R. (2003). Occurrences of hydrocarbons in and around igneous rocks. Geological Society, London, Special Publications, 214(1).
- Sclater, J. G., Hasterok, D., Goutorbe, J. H. B., Negrete, R. (2014). Encyclopedia of Marine Geosciences, chapter Marine Heat Flow.
- Senger, K., Millett, J., Planke, S., Ogata, K., Eide, C. H., Festøy, M., Galland, O., Jerram, D. A. (2017). Effects of igneous intrusions on the petroleum system: a review. *First Break*, 35(6), pp. 47-56.
- Sheriff, R. E., and Geldart, L. P. (1995). *Exploration seismology*. Cambridge University Press.
- Souza, L. S., and Sgarbi, G. N. (2019). Bacia de Santos no Brasil: geologia, exploração e produção de petróleo e gás natural. *Boletim de Geologia*, 41(1), pp. 175-195.
- Souza-Lima, W., de Carvalho Pinho, G., Silva, P. M., Paraizo, P. L. B. (2006). Classificação de rochas ígneas em perfis elétricos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, pp. 185-191.
- Stanton, N., Ponte-Neto, C., Bijani, R., Masini, E., Fontes, S., Flexor, J. M. (2014). A geophysical view of the Southeastern Brazilian margin at Santos Basin: Insights into rifting evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 55, 1 pp. 41-154.
- Stica, J. M., Zalán, P. V., Ferrari, A. L. (2014). The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 50, pp. 1-21.
- Stober, I., and Bucher, K. (2021). Uses of Geothermal Energy. In *Geothermal Energy: From Theoretical Models to Exploration and Development* (pp. 43-79). Cham: Springer International Publishing.
- Thomaz Filho, A., Mizusaki, A. M. P., Antonioli, L. (2008). Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, 38, pp. 128-137.
- Tigre, C.A., Schaller, H., Del Lucchese Jr., Possato, S. (1983). “Pampo, Linguado, and Badejo Fields: their discoveries, appraisals, and early production systems”, OTC 4627, Offshore Technology Conference, Houston, Texas.
- Veeken, P. C. H., and Moerkerken, B. V. (2013). The seismic reflection method and its constraints. *Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models*. Elsevier, pp. 15-104.
- Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Society of exploration geophysicists.
- White, R. E., and Simm, R. (2003). Tutorial: Good practice in well ties. *First Break*, 21(10).
- Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (Vol. 2). Harlow, UK: Pearson education.
- Zahedi, M. K., and MacDonald, S. (2018). Volcanics: A Commonly underestimated part of Petroleum Exploration. *ASEG Extended Abstracts*, 2018(1), pp. 1-6.
- Zalán, P. V., Severino, M. D. C. G., Rigoti, C. A., Magnavita, L. P., Oliveira, J. A. B., Vianna, A. R. (2011, April). An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin–Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. In *AAPG annual conference and Exhibition* (10, p. 13).
- Zalán, P. V. (2012). Bacias sedimentares da margem equatorial. *Geologia do Brasil*. Beca, São Paulo, 497-501.
- Zembruscki S. G., Kiang CH. (1989). Avaliação do gradiente geotérmico regional das bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 3, pp. 215–227
- Zhao, J., Oliveira, M. J. R., Zhao, J., Ren, K., Oliveira, L. C., Carmo, I. O. Deng, Q. (2019, October). Fault Activity and its Influences on Distribution of Igneous Rocks in Libra Block, Santos Basin: Semi-Quantitative to Quantitative Assessment of Fault Activity Based on High-Resolution 3D Seismic Data. In *Offshore Technology Conference Brasil*. Offshore Technology Conference.
- Zou, C. (2013). *Volcanic reservoirs in petroleum exploration*. Newnes. Elsevier, 204 p.
- Zou, C. (2017). *Unconventional petroleum geology*. 2nd Edition. Elsevier Science, Amsterdam, 373 p.

Anexo A



E)

Cor	Marcador	Grupo
Light Blue	Fundo Marinho	Itamboca
Light Red	Fm Sepetiba	
Light Green	Fm Iguape	
Light Purple	Fm Marambaia	Frade
Light Yellow	Fm Jureia	
Light Orange	Fm Itajai Açú	
Light Blue-Gray	Fm Santos	Camburi
Light Green	Fm Itanhaém	
Light Purple	Fm Guarujá	
Light Orange	Fm Florianópolis	Guaratiba
Light Blue	Fm Ariri	
Light Red	Fm Barra Velha	
Light Yellow	Fm Itapema	
Light Purple	Fm Piçarras	
Light Blue	Fm Camboriú	

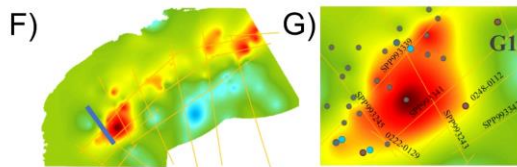


Figura A1. A) Sísmica bruta 3245, B) Recorte do mapa de gradiente geotérmico sob à sísmica, C) Sísmica 3245 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Localização da linha sísmica, G) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

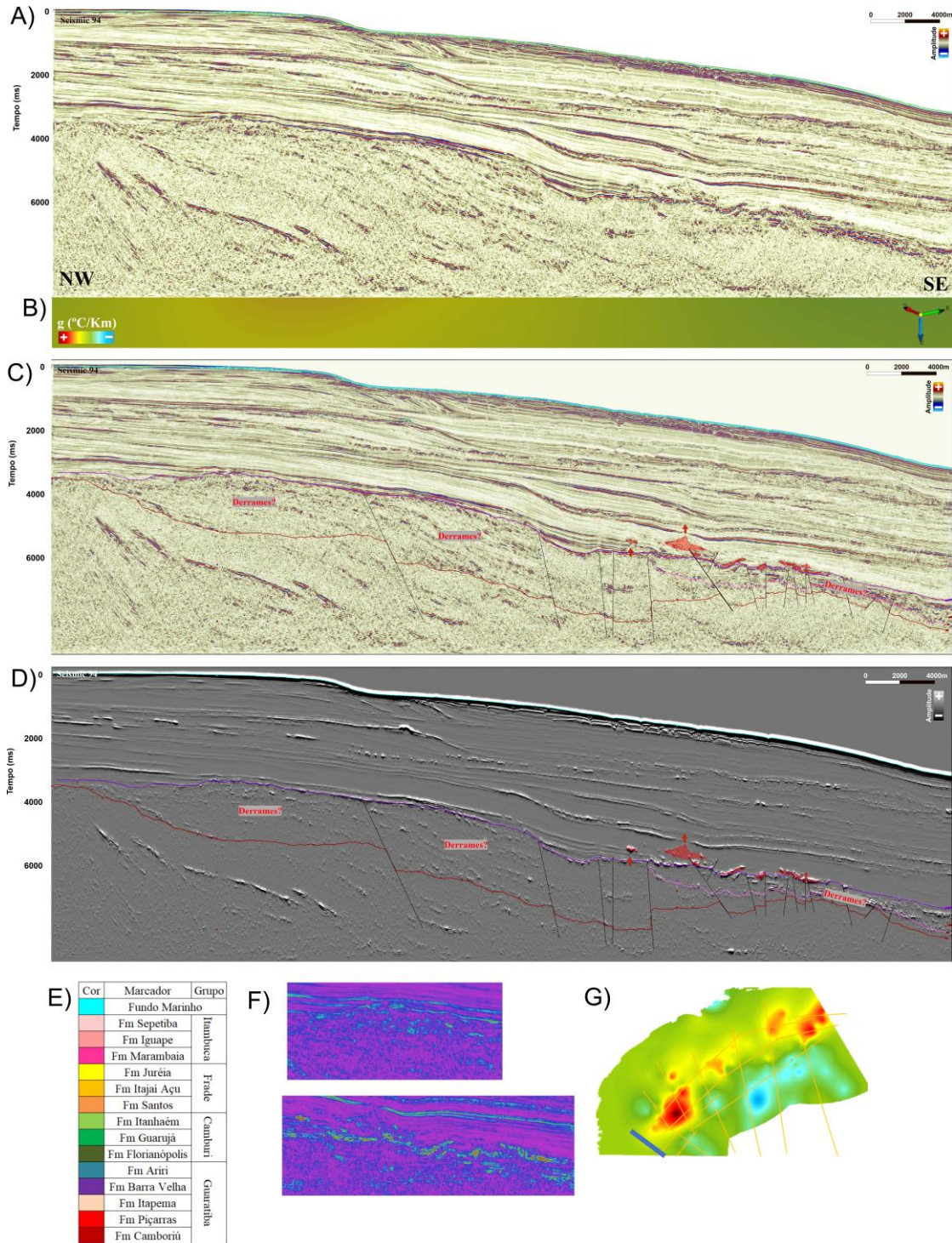


Figura A2. A) Sísmica bruta 94, B) Recorte do mapa de gradiente geotérmico sob à sísmica, C) Sísmica 94 interpretada, D) Extração TecVA, E) Legenda de cores, F) Extração de atributo RMS, G) Localização da linha sísmica.

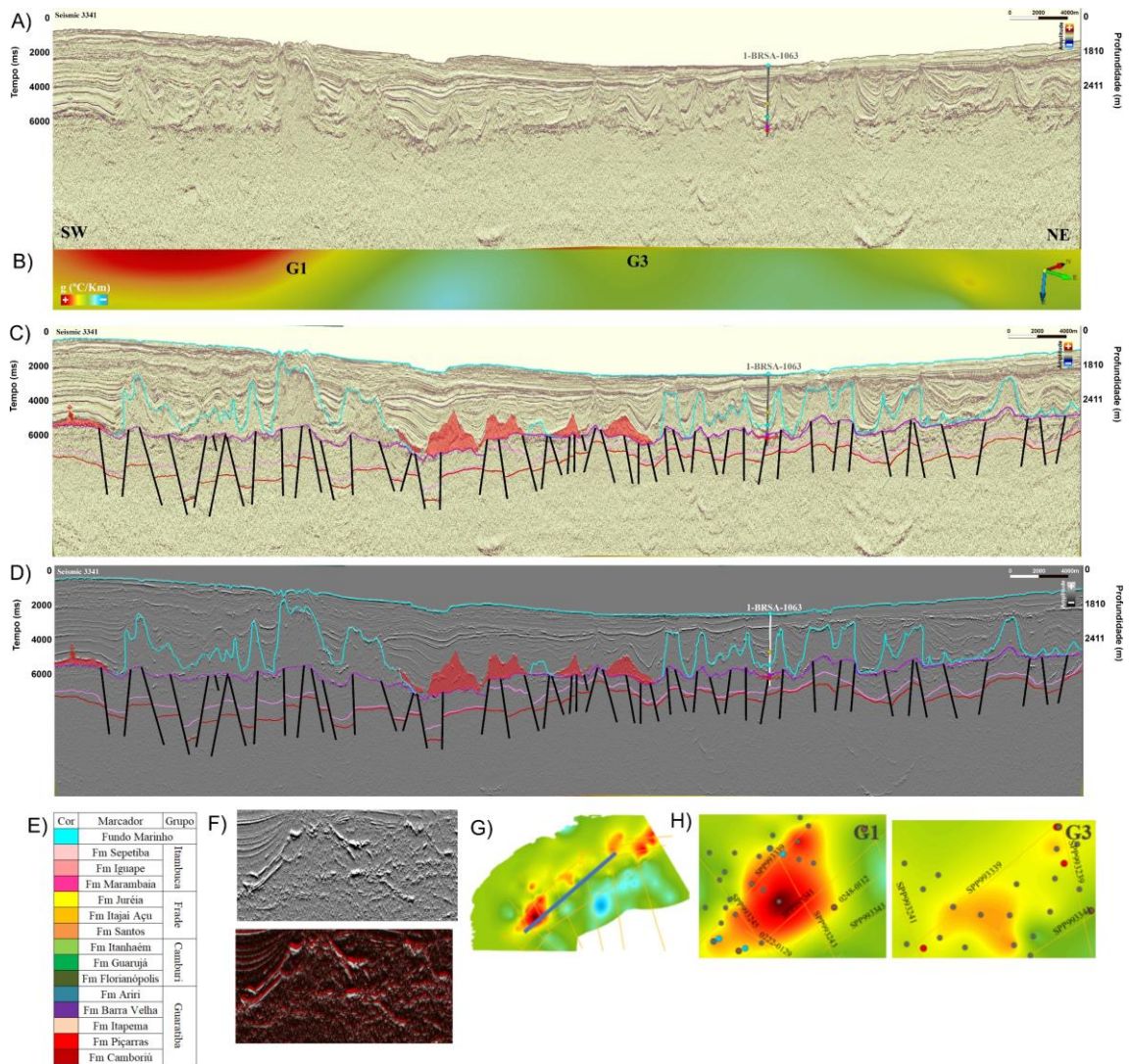


Figura A3. A) Sísmica bruta 3341, B) Recorte do mapa de gradiente geotérmico sob à sísmica, C) Sísmica 3341 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Extração de atributo TecVA e energy para realçar vents, G) Localização da linha sísmica, H) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

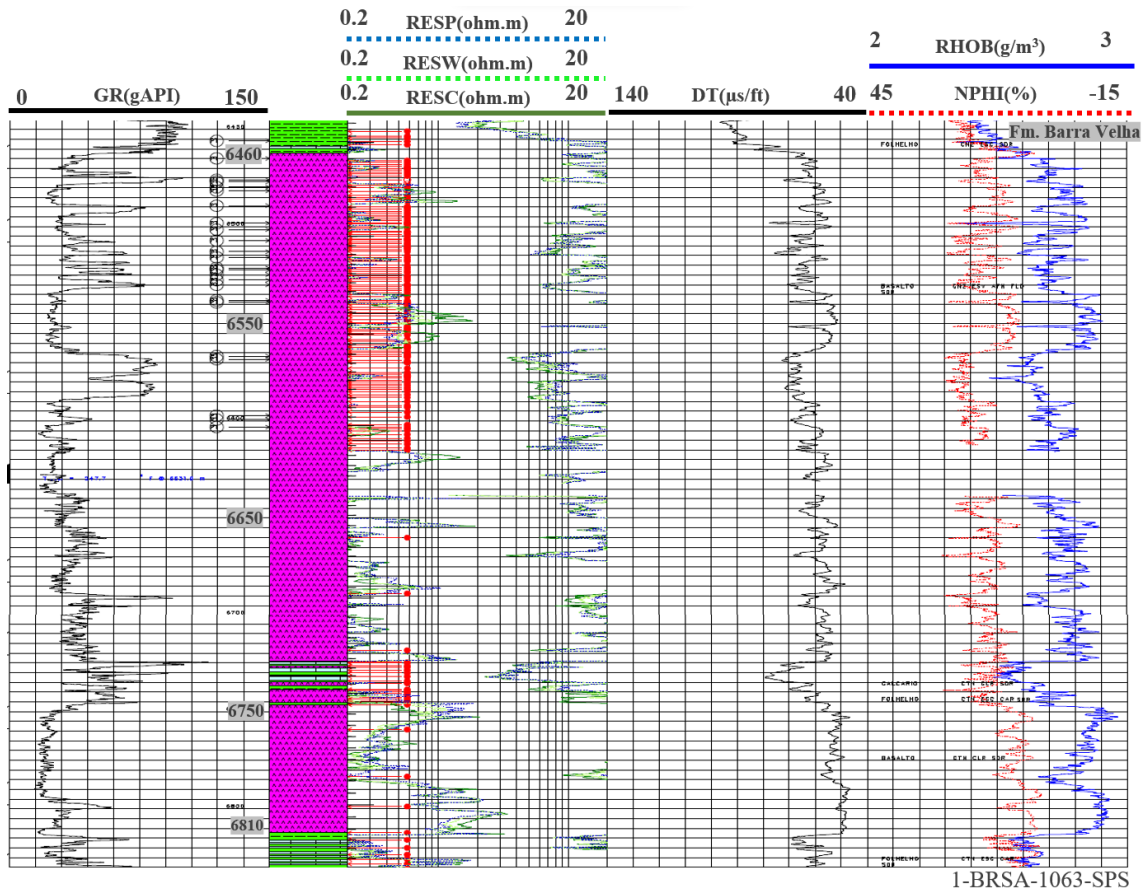


Figura A4. Curvas de perfis de poços com destaque nas rochas ígneas do poço 1-BRSA-1063-SPS.

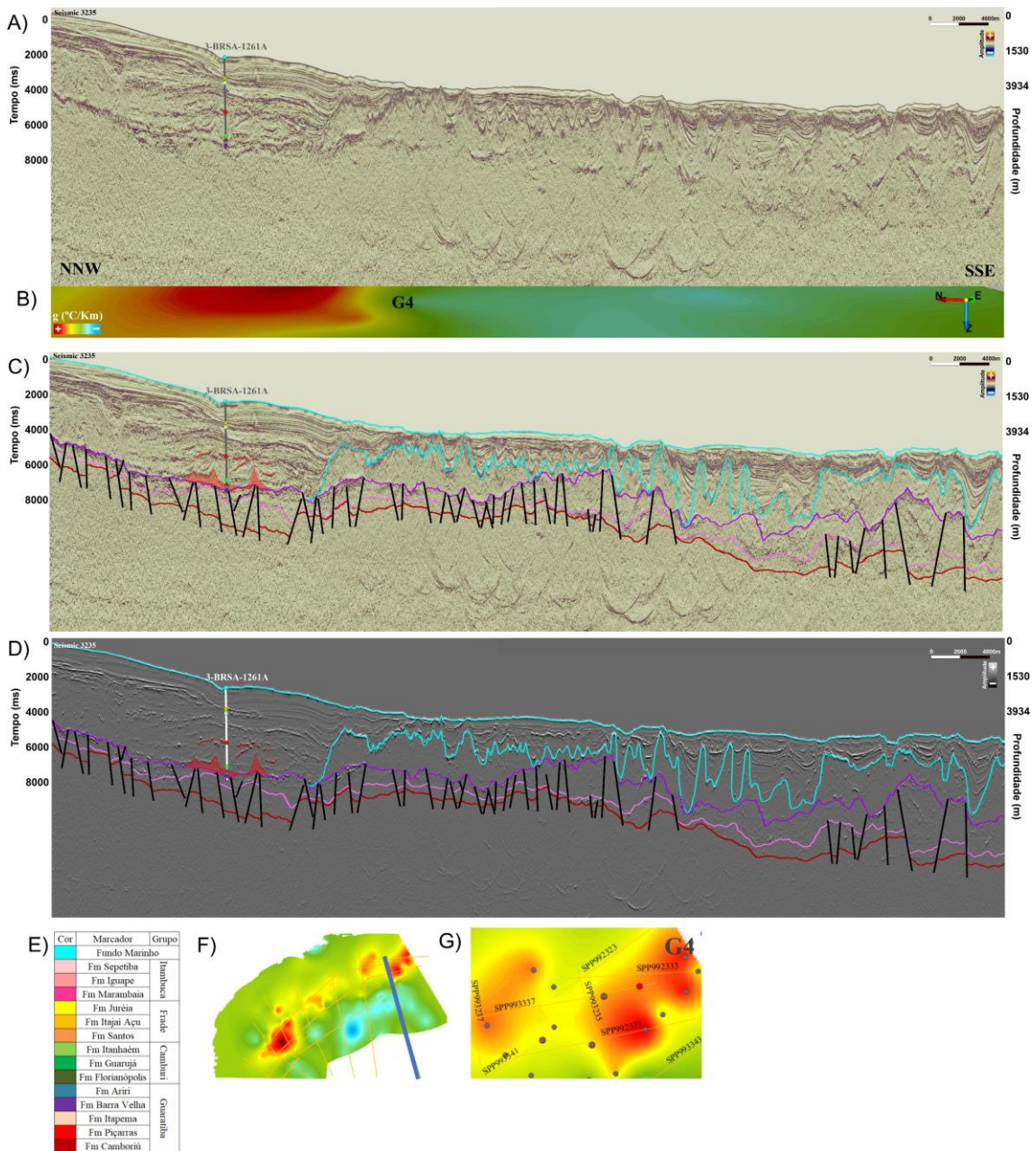


Figura A5. A) Sísmica bruta 3235, B) Recorte do mapa de gradiente geotérmico sob à sísmica, C) Sísmica 3235 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Localização da linha sísmica, G) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

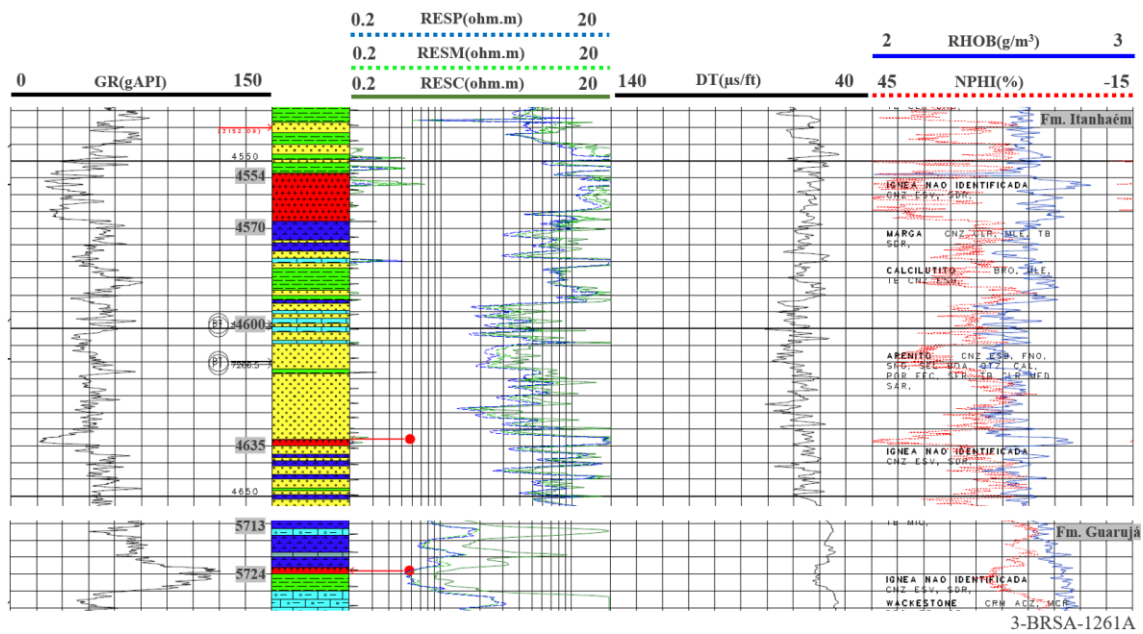


Figura A6. Curvas de perfis de poços com destaque nas rochas ígneas do poço 3-BRSA-1261A-RJS.

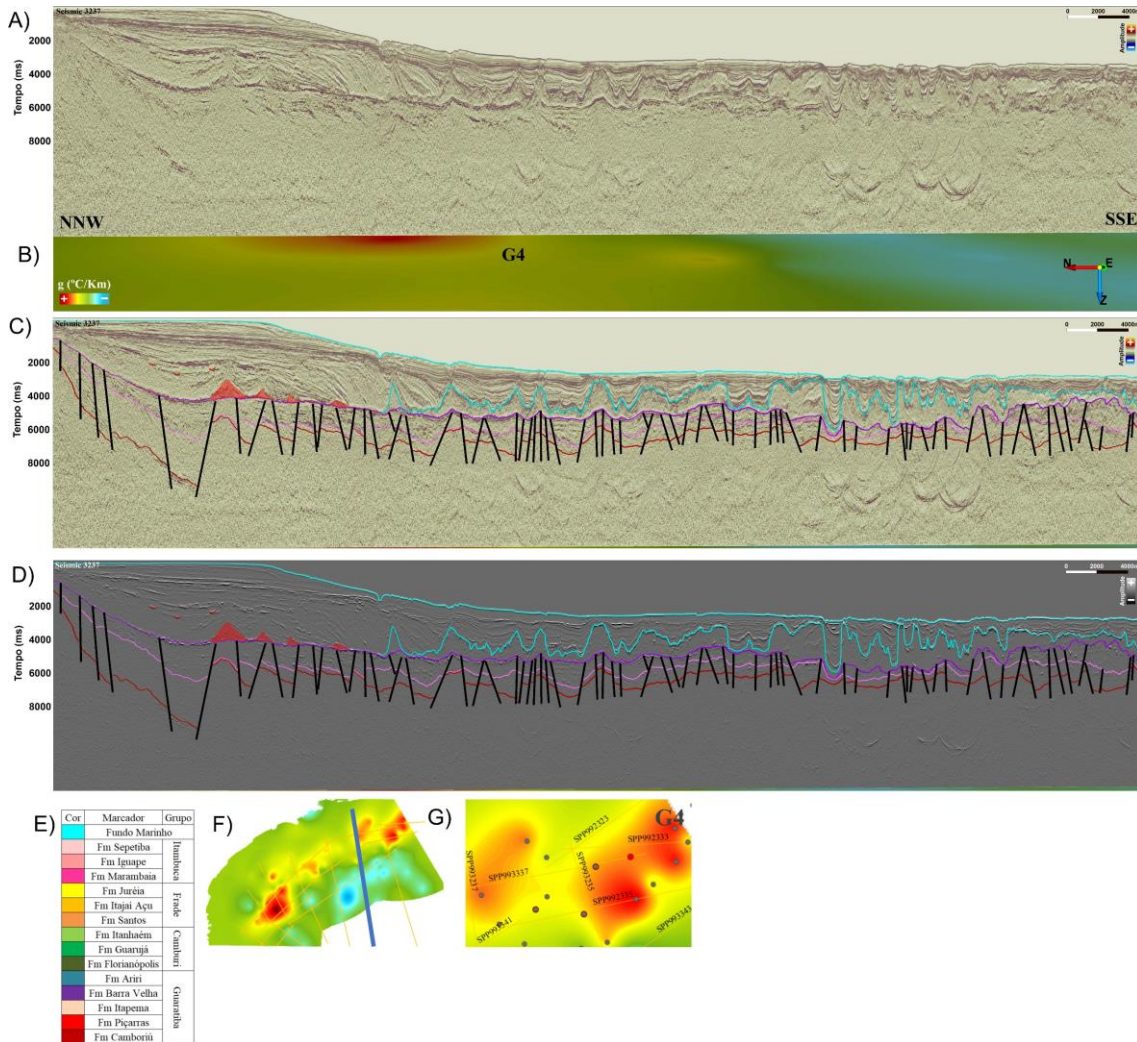


Figura A7. A) Sismica bruta 3237, B) Recorte do mapa de gradiente geotérmico sob à sismica, C) Sismica 3237 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Localização da linha sísmica, G) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

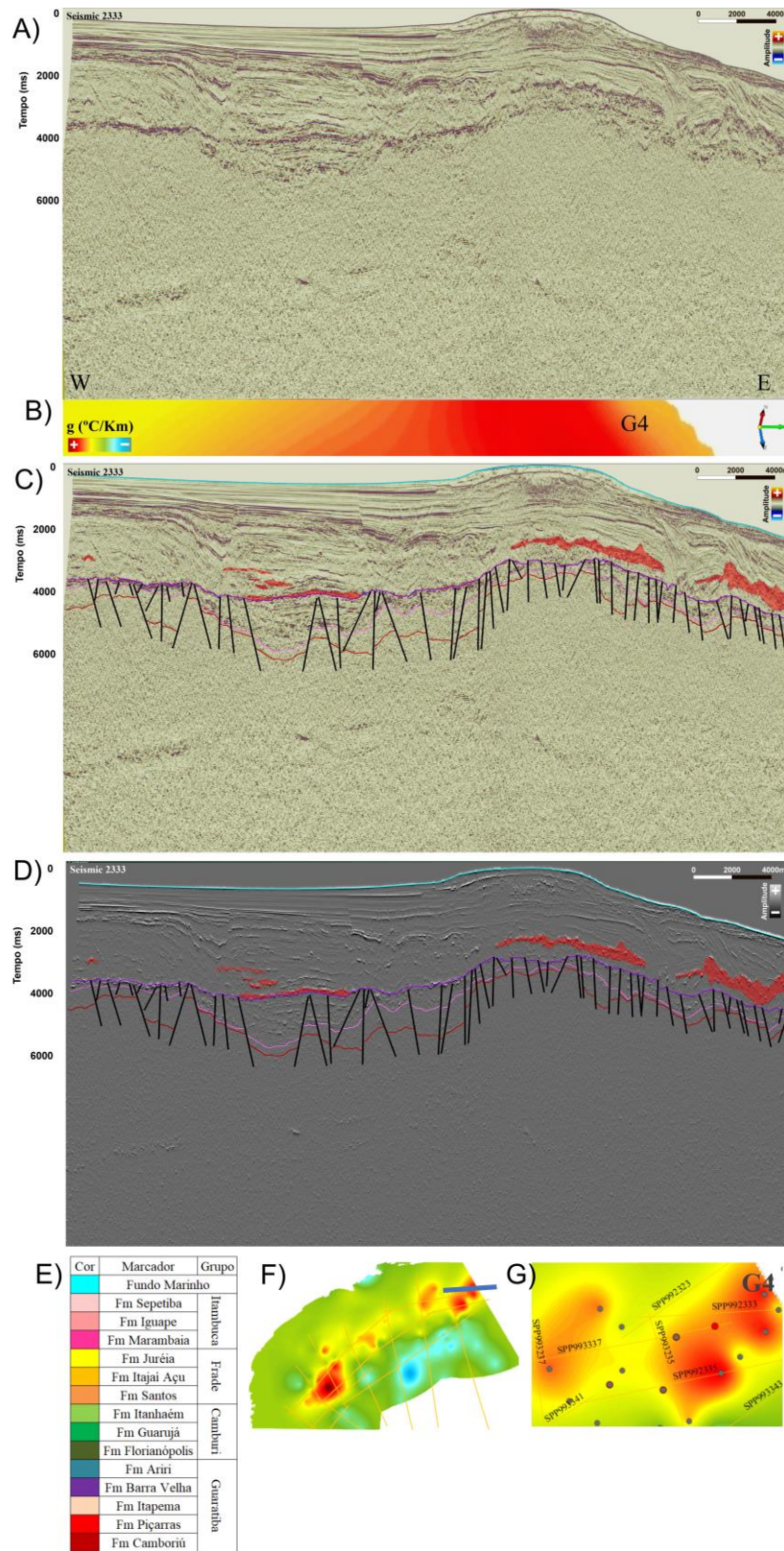


Figura A8. A) Sísmica bruta 2333, B) Recorte do mapa de gradiente geotérmico sob à sísmica, C) Sísmica 2333 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Localização da linha sísmica, G) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.

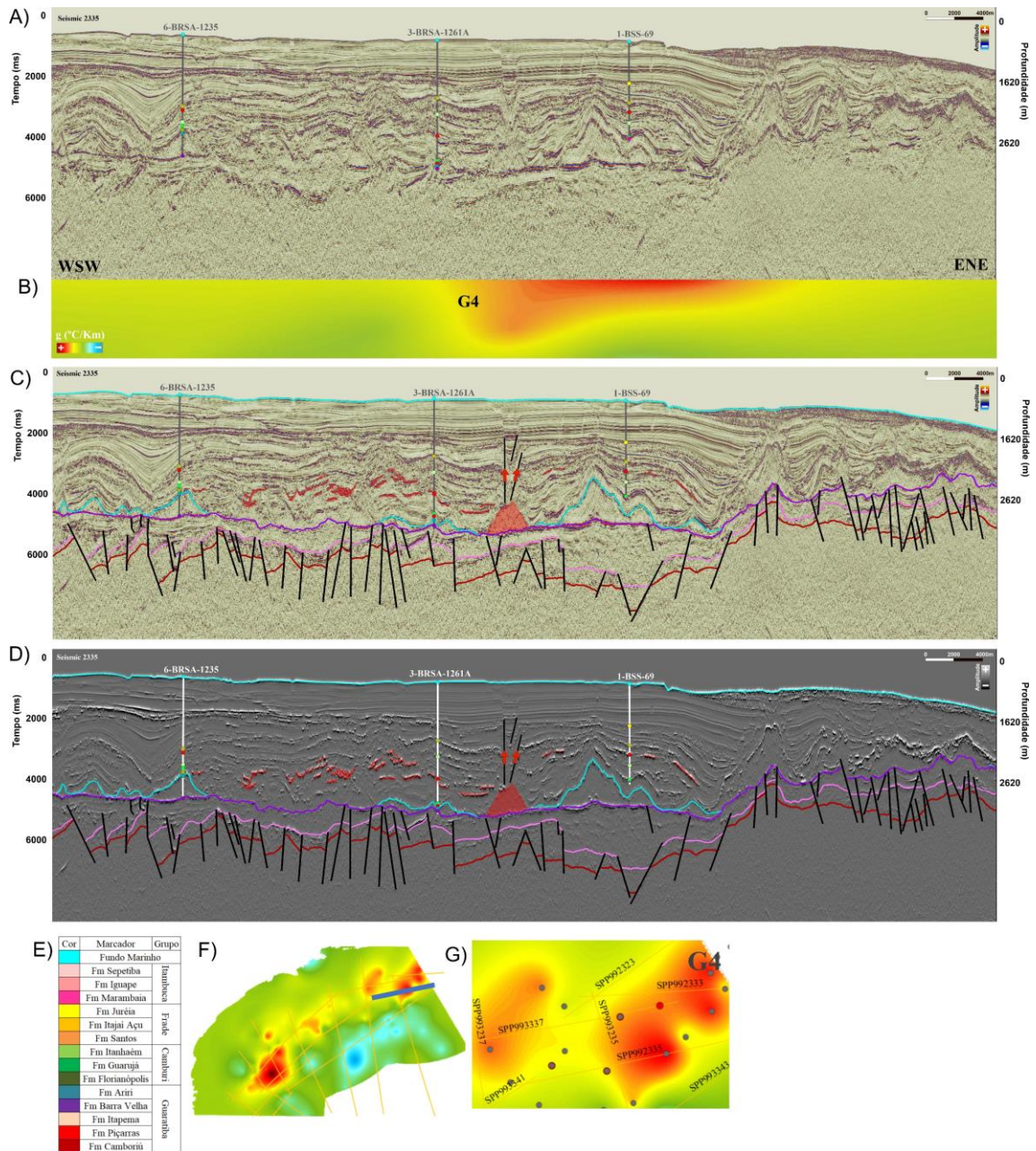
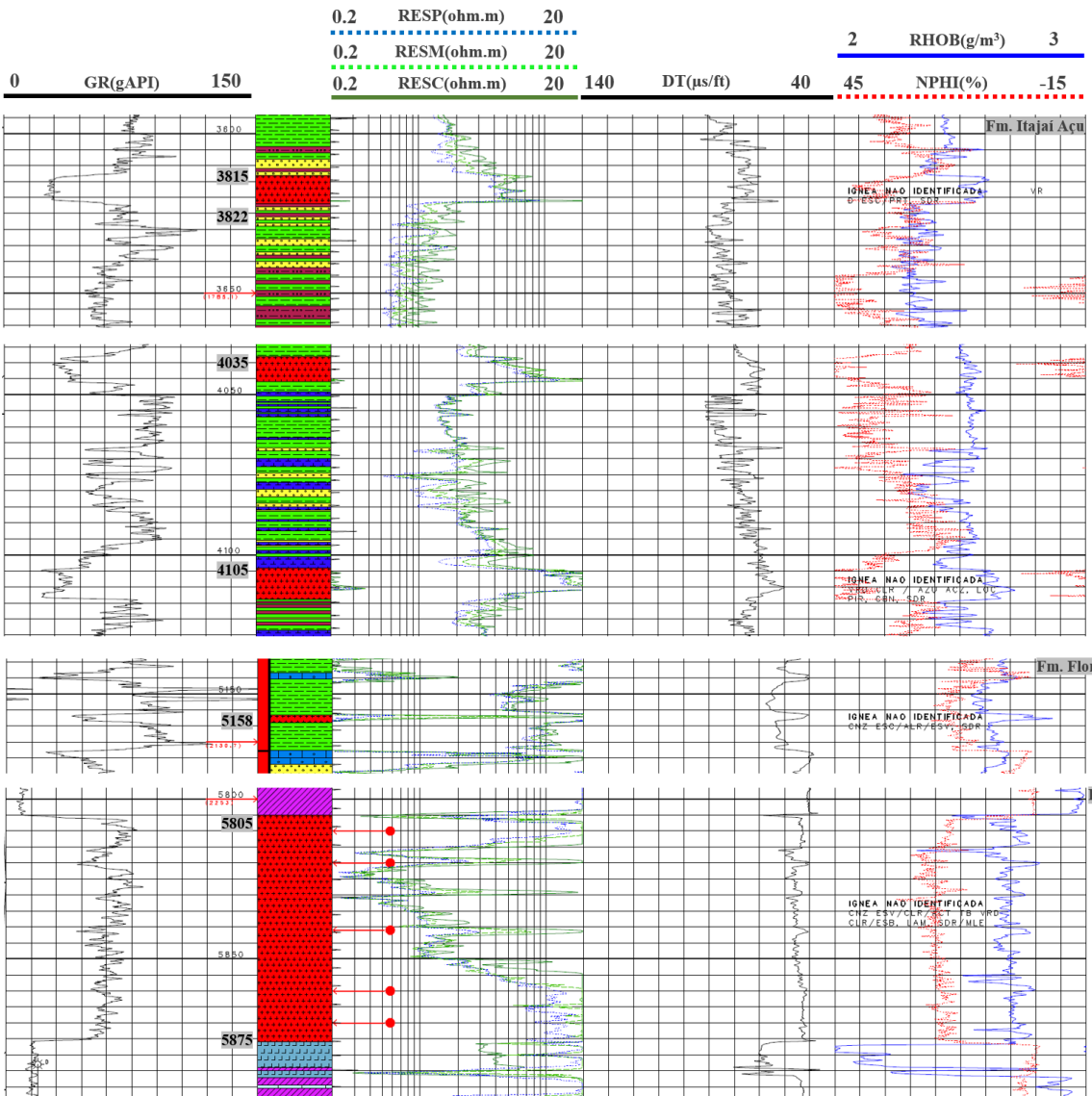


Figura A9. A) Sísmica bruta 2335, B) Recorte do mapa de gradiente geotérmico sob à sísmica, C) Sísmica 2335 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Localização da linha sísmica, G) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.



6-BRSA-1235-RJS

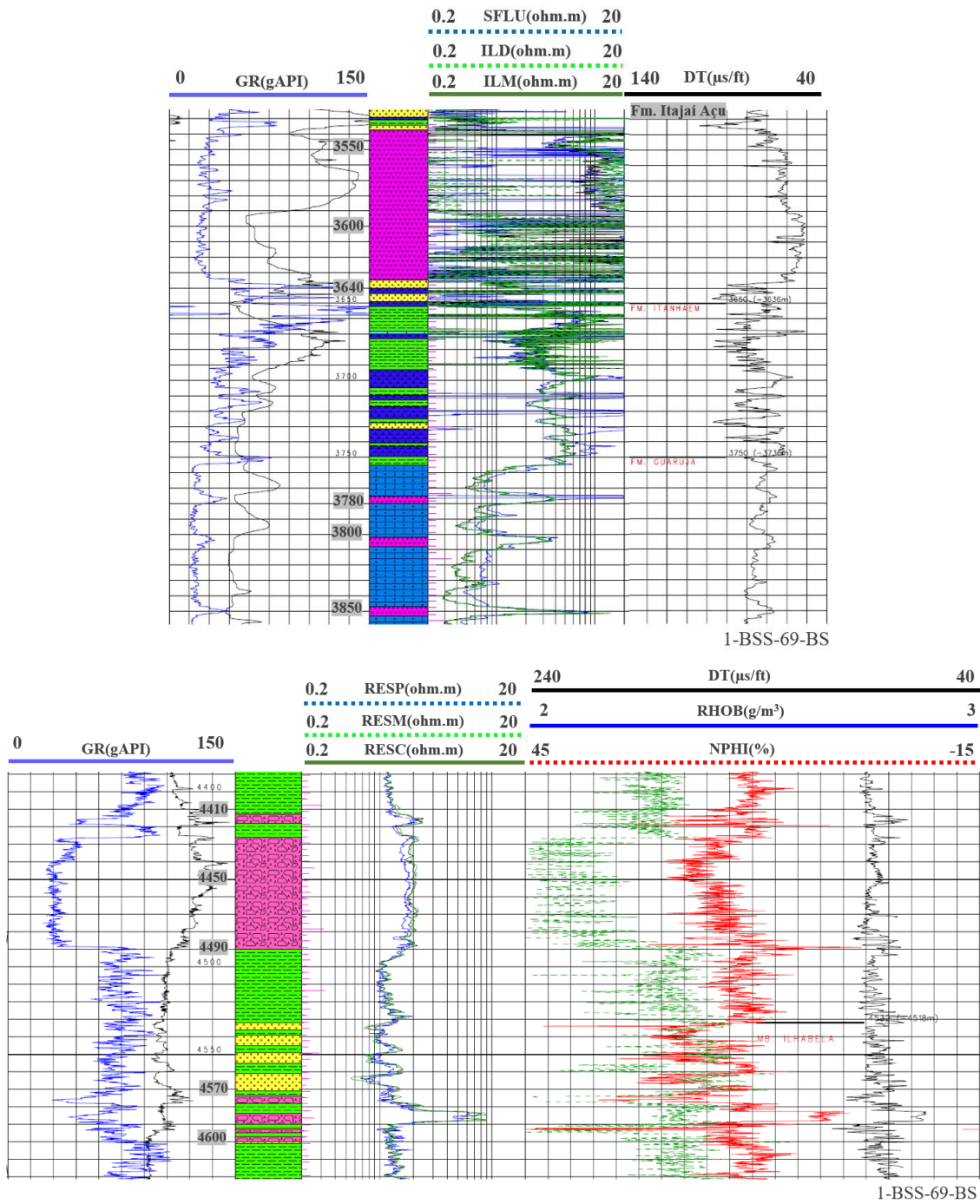


Figura A10. Curvas de perfis de poços com destaque nas rochas ígneas dos poços 6-BRSA-1235-RJS e 1-BSS-69-BS

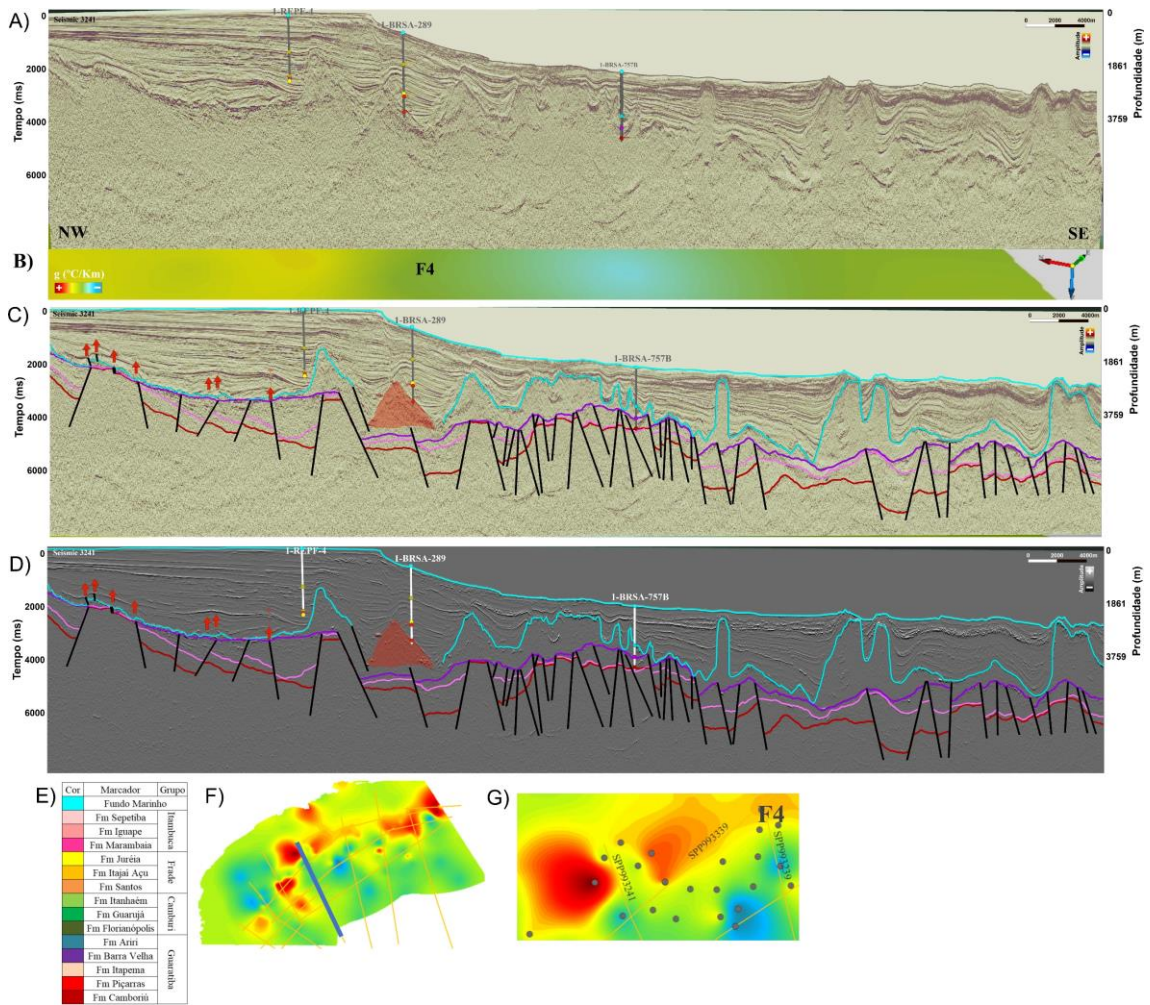
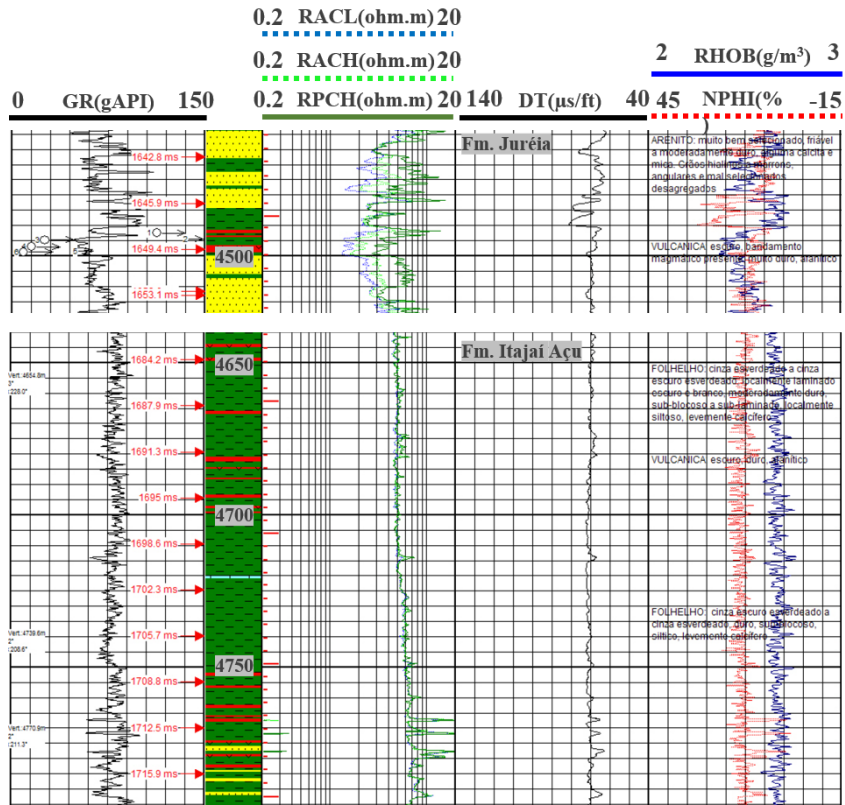
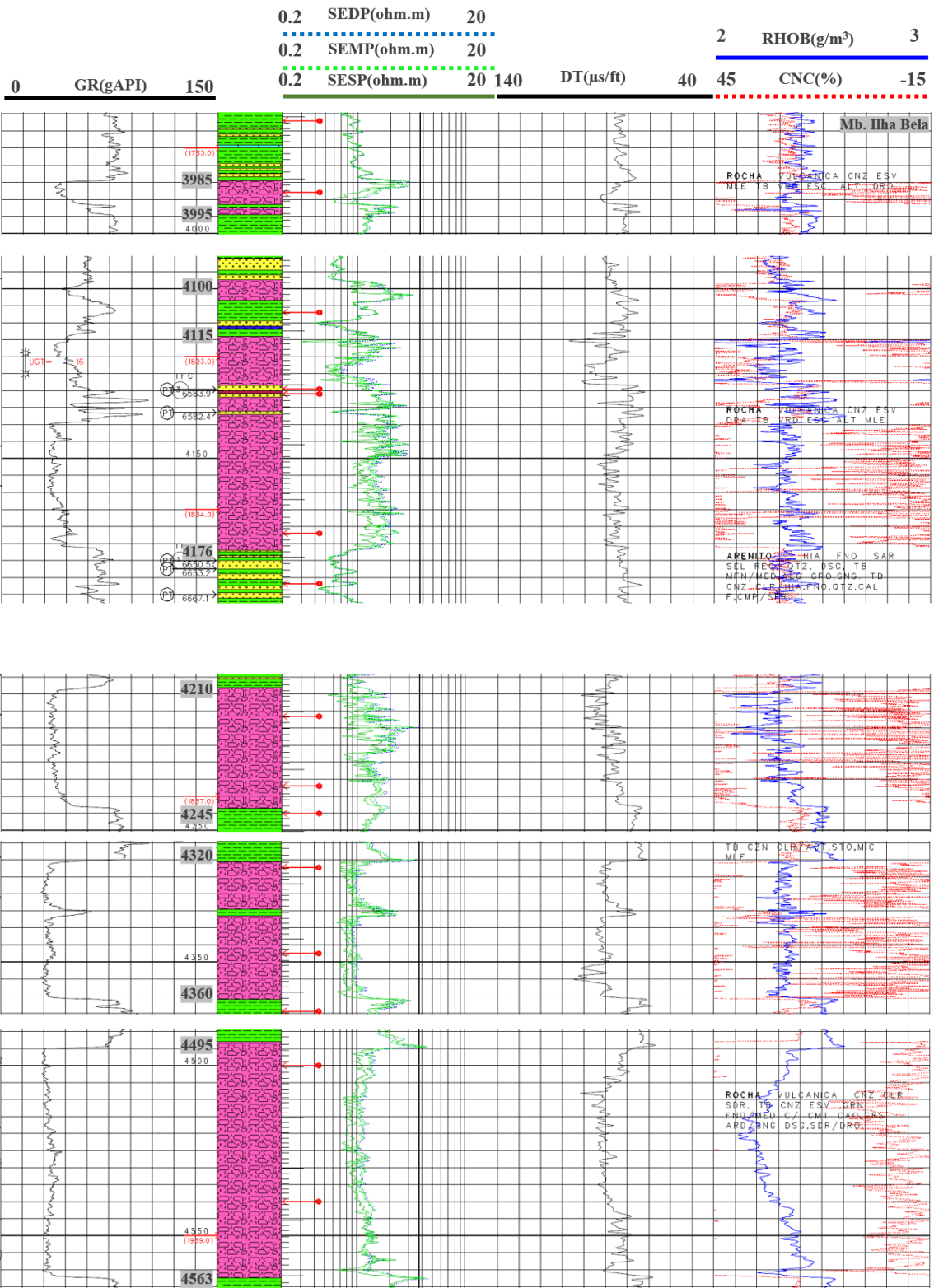


Figura A11. A) Sísmica bruta 3241, B) Recorte do mapa de gradiente geotérmico sob à sísmica, C) Sísmica 3241 interpretada, D) Extração de atributo TecVA, E) Legenda de cores, F) Localização da linha sísmica, G) Detalhe da anomalia, onde os círculos são os poços geotérmicos.



1-REPF-4-SPS



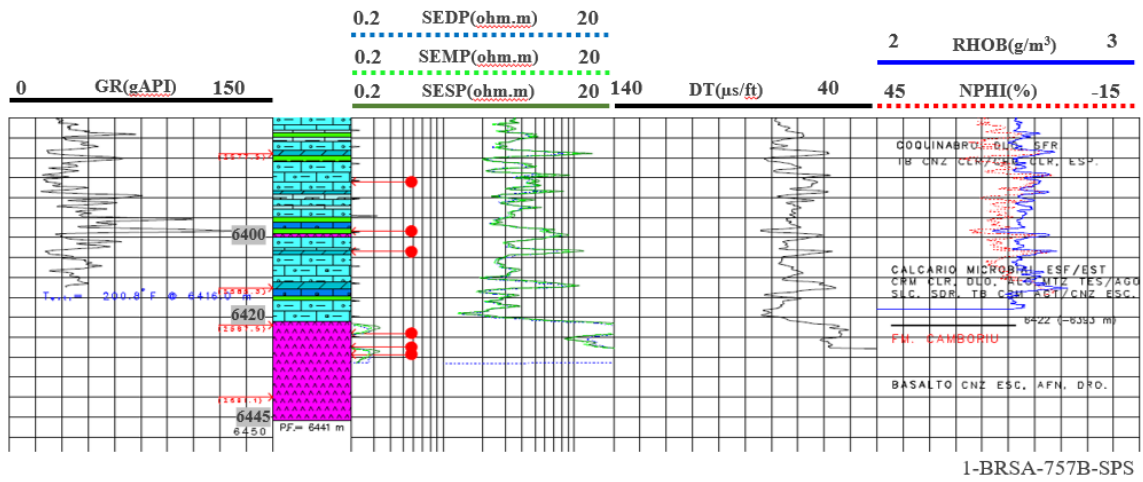


Figura A12. Curvas de perfis de poços com destaque nas rochas ígneas dos poços 1-REPF-4-SPS, 1-BRSA-289-SPS e 1-BRSA-757B-SPS.