UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA

POS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, GEOFÍSICOS E GEOQUÍMICOS DE UM ANÁLOGO NATURAL PARA A INJEÇÃO DE CO_2 NO ANDAR ALAGOAS (APTIANO, FORMAÇÃO BARRA VELHA), UTILIZANDO AMOSTRAS DE CALHA E PERFIS DO POÇO 1-BRSA-1363-RJS (ÁREA DE PEROBA), LESTE DA BACIA DE SANTOS

ANA LUIZA SILVA MOREIRA

Niterói – RJ

2026

ANA LUIZA SILVA MOREIRA

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, GEOFÍSICOS E GEOQUÍMICOS DE UM ANÁLOGO NATURAL PARA A INJEÇÃO DE CO_2 NO ANDAR ALAGOAS (APTIANO, FORMAÇÃO BARRA VELHA), UTILIZANDO AMOSTRAS DE CALHA E PERFIS DO POÇO 1-BRSA-1363-RJS (ÁREA DE PEROBA), LESTE DA BACIA DE SANTOS

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

Orientadores:

Prof. PhD. Antonio Fernando Menezes Freire

Prof. PhD. Victor Matheus Joaquim Salgado Campos

Niterói – RJ

2026

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

M835i Moreira, Ana Luiza Silva
Integração de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos de um análogo natural para a injeção de CO2 no Ándar Alagoas (Aptiano, Formação Barra Velha), utilizando amostras de calha e perfis do poço 1-BRSA-1363-RJS (Área de Peroba), leste da Bacia de Santos / Ana Luiza Silva Moreira. - 2026.
103 p.: il.

Orientador: Antonio Fernando Menezes Freire.
Coorientador: Victor Matheus Joaquiam Salgado-Campos.
Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Niterói, 2026.

1. CO2. 2. Dolomita. 3. Dawsonita. 4. Formação Barra Velha. 5. Produção intelectual. I. Freire, Antonio Fernando Menezes, orientador. II. Salgado-Campos, Victor Matheus Joaquiam, coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD - XXX

Bibliotecário responsável: Debora do Nascimento - CRB7/6368

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, GEOFÍSICOS E GEOQUÍMICOS DE UM ANÁLOGO NATURAL PARA A INJEÇÃO DE CO_2 NO ANDAR ALAGOAS (APTIANO, FORMAÇÃO BARRA VELHA), UTILIZANDO AMOSTRAS DE CALHA E PERFIS DO POÇO 1-BRSA-1363-RJS (ÁREA DE PEROBA), LESTE DA BACIA DE SANTOS

ANA LUIZA SILVA MOREIRA

Banca examinadora:

Documento assinado digitalmente
gov.br ANTONIO FERNANDO MENEZES FREIRE
Data: 20/08/2026 20:54:03-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

_____

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire (Orientador - PPGDOT - UFF)

Documento assinado digitalmente
gov.br VICTOR MATHEUS JOAQUIM SALGADO CAMPOS
Data: 31/08/2026 19:56:06-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

_____ _____

Prof. Dr. Victor Matheus Joaquim Salgado Campos (Coorientador – PPGDOT - UFF)

Documento assinado digitalmente
gov.br CLEVERSON GUIZAN SILVA
Data: 27/08/2026 09:24:59-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

_____ _____

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva (PPGDOT – UFF)

Documento assinado digitalmente
gov.br LEONARDO RIBEIRO TEDESCHI
Data: 20/08/2026 11:02:39-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

_____ _____

Dr. Leonardo Ribeiro Tedeschi (Petrobras)

Documento assinado digitalmente
gov.br RAPHAEL PIETZSCH AMORA
Data: 26/08/2026 13:46:30-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

_____ _____

Dr. Raphael Pietzsch Amora (Petrobras)

Niterói – RJ

2026

AGRADECIMENTOS

Agradeço à ANP pela disponibilização dos dados, à bp Brasil pela doação das amostras de calha, à Petrobras pelo financiamento do "*Projeto de estudo e análises em amostras de calha do Pré-sal e Margem Equatorial com ênfase em Operações Geológicas de Poços".*

Agradeço à toda equipe do Centro de Pesquisa e Desenvolvimento em Operações Geológicas de Poços (COPEGEO) pela boa convivência e aprendizado. Em especial por este trabalho, agradeço por toda a ajuda no processamento de amostras e aquisição de dados ao Bruno de Sá Nobre Rocha, Raphael Da Rocha Silveira, Bruna Maia Imbuzeiro, Carlos Henrique e à Paloma de Queiroz, assim como a professora Carla Semiramis por disponibilizar o equipamento D2 Phaser. Menciono também Jessica Barcellos pela ajuda com os softwares, Mario Martins pela ajuda com o APPy, Alexandra Chará por todas as discussões sobre o poço, e à Fabia Bobco que iniciou o trabalho no poço, a partir do qual dei continuidade. Agradeço ao Filipe Vidal por toda a disponibilidade de ensinar e ajudar sempre que precisei. Gostaria de mencionar meu agradecimento a todos os amigos que fiz na UFF que tornaram o dia a dia mais divertido.

Agradeço aos meus orientadores Fernando Freire e Victor Salgado Campos por todas as aulas, todas as reuniões, todo o tempo que disponibilizaram para que esse trabalho fosse possível. Sinto uma gratidão infinita por terem me proporcionado estar neste ambiente acadêmico e de pesquisa tão querido por mim. Obrigada por acreditarem em mim e por me dar uma chance. Vamos em frente!

Agradeço aos membros da banca, o professor Cleverson Guizan Silva, o Dr. Leonardo Ribeiro Tedeschi e o Dr. Raphael Pietzsch Amora, por terem participado do processo de avaliação da minha dissertação e da defesa de mestrado.

Agradeço aos meus pais Luiza Moreira, Maurício Moreira e meu irmão Maurício Moreira Filho, pois nunca esquecerei da minha base. Também agradeço à família estendida, meus sogros Ricardo Chrispim, Cristina Chrispim e o cunhado Theo Chrispim que me ajudaram em inúmeras situações ao longo desses anos.

Agradeço ao meu marido Breno Chrispim que me apoiou na maior virada da minha vida, que foi iniciar essa grande jornada como pesquisadora.

RESUMO

A injeção de CO_2 em reservatórios depletados é uma técnica de captura de carbono para armazenamento destes gases de forma permanente em formações geológicas. A interação entre as rochas receptoras e o CO_2 causa dissolução e precipitação de novos minerais, que a depender da complexidade do sistema, são especialmente difíceis de prever. Rochas carbonáticas são rochas receptoras desafiadoras pois são altamente reativas e diversos parâmetros afetam a mineralogia após a interação de gases e fluidos com este tipo de rocha. Considerando que simulações e experimentos possuem um limite de tempo de observação, análogos naturais são fontes importantes para compreender a mineralogia resultante em uma escala de longo prazo após a injeção de CO_2, porém eles são escassos. No Brasil, a intensa atividade da indústria de óleo e gás nos reservatórios carbonáticos do Pré-sal representa um potencial enorme de volume de armazenamento com o objetivo de captura de carbono. Com base nisto, o presente trabalho propõe entender um análogo natural da injeção de CO_2 na Formação Barra Velha, rochas reservatório da Bacia de Santos, Brasil. Amostras de calha do poço 1-BRSA-1363-RJS, conhecido como Área de Peroba, foram utilizadas para a descrição litológica, fluorescência de raios X (*X-Ray Fluorescence* – XRF) e difratometria de raios X *(X-ray Diffractometry* – XRD), que foram interpretadas em conjunto com perfis de poços. O poço estudado foi dividido em seis zonas e os resultados mostram uma intensa dolomitização com diferentes tipos de dolomita, presença de dawsonita e ausência de argilas magnesianas. Isto pode ser um indicativo de que o CO_2 provocou um novo estágio de diagênese que intensificou a dissolução da matriz lamosa e propiciou a precipitação de novas fases minerais de dolomita e da dawsonita.

Palavras-chave: CO_2; dolomita; dawsonita; Formação Barra Velha

ABSTRACT

The injection of CO_2 into depleted reservoirs is a carbon capture technique to storage it permanently in geological formations. The interaction between host rocks and CO_2 causes dissolution and precipitation of minerals, and depending on the complexity of the system, it is difficult to predict the products. Carbonates are challenging host rocks as they are highly reactive, and many parameters can affect the mineralogy on those rocks after interaction with gases and fluids. Considering that simulations and experiments have a limited time range of observation, natural analogues are valuable sources to comprehend the resulting mineralogy on a long-term scale after a CO_2 injection, but they are scarce. In Brazil, the intense activity of oil and gas industry in carbonate reservoirs of Pre-salt represent enormous potential storage volume for carbon capture purposes. Based on that, this work aims to characterize a natural analogue to a CO_2 injection in the Barra Velha Formation, reservoir rocks of Santos Basin, Brazil. Cutting samples from well 1-BRSA-1363-RJS were used for lithological description, X-ray Fluorescence (XRF) and X-ray Diffractometry (XRD) analysis, which were interpreted alongside well logs data. The well was divided into six zones, and results showed an intense dolomitization with different types of dolomites, presence of dawsonite and lack of Mg-clay minerals. This can be an indicator that CO_2 provoked a new diagenetic stage that intensified the dissolution of clayey matrix, with the precipitation of new phases of dolomite and dawsonite.

Keywords: CO_2; dolomite; dawsonite; Barra Velha Formation

Sumário

1 INTRODUÇÃO 15
1.1 Objetivos 17
2 ÁREA DE ESTUDO 17
3 GEOLOGIA REGIONAL 18
3.1 Evolução Tectonoestratigráfica 19
3.2 Formação Barra Velha 24
4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 33
4.1 Amostras de calha 33
4.2 Fluorescência de Raios X (XRF) 36
4.3 Difratometria de Raios X (XRD) 37
4.4 Perfis Geofísicos de Poços 38
4.5 Técnicas de Captura, Utilização e Armazenamento de Carbono (CCUS) 44
5 TRABALHOS PRÉVIOS 45
6 MATERIAIS E MÉTODOS 47
6.1 Processamento das amostras de calha 49
6.2 Descrição de amostras de calha 53
6.3 Caracterização química e mineralógica 54
6.4 Análise de perfis geofísicos de poços 56
7 RESULTADOS E DISCUSSÕES 57
7.1. Artigo Científico 57
8 CONCLUSÃO 92
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 93

Índice de Figuras – Capítulos 1 a 6

Figura 1: Representação da Bacia de Santos. (A) Localização da Bacia de Santos em relação ao Brasil; (B) Detalhamento dos limites estruturais da bacia. Modificado de Gomes *et al*. (2020).....18

Figura 2: Carta estratigráfica da Bacia de Santos proposta por Moreira *et al*. (2007). Retirado de Moreira *et a.l* (2007).....20

Figura 3: Carta estratigráfica do cretáceo Inferior da Bacia de Santos conforme propostas de Moreira *et al*. (2007) e Beurlen *et al.* (2007). Retirado de Araújo *et al*. (2024)......25

Figura 4: Classificação dos carbonatos do Pré-sal proposto por Gomes *et al*. (2020), diferenciando facies de grãos retrabalhados, grãos *in situ* e rochas de predominância lamosa. Adaptado de Gomes *et al*. (2020). 29

Figura 5: Fotografias de lâminas petrográficas sob microscópio de luz polarizada transmitida. (A) Esferulitos calcíticos em matriz lamosa. (B) Crescimento de calcita em shrubs, (C) Dolomita romboédrica substituindo a matriz lamosa. (D) Dawsonita acicular em poros oriundos da dissolução da matriz. Adaptado de Schrank *et al*. (2024). 30

Figura 6: Desenho esquemático da coluna de perfuração. Adaptado de Naganawa *et al.* (2021). 33

Figura 7: Desenho esquemático da aquisição de dados de XRF. Adaptado de Craigie (2018). 36

Figura 8: Desenho esquemático de um difratômetro de raios X. Wi é o tamanho da linha de foco. S1 e S2 são fendas soller. DS é uma fenda divergente. RS é a fenda receptora. R é o raio do goniômetro e ε o ângulo de inicial. Retirado de Qiuzi *et al*. (2012).....38

Figura 9: Representação da Lei de Bragg. Adaptado de Qiuzi *et al*. (2012). 38

Figura 10: Ilustração com resumo da resposta do perfil de ressonância magnética nuclear (NMR) a depender do tipo de fluido encontrado nos poros da formação. Adaptado de Xiao (2023). 43

Figura 11: Ilustração esquemática das técnicas de CCUS captura e armazenamento de CO_2 em formações geológicas (CCS) e da recuperação avançada de petróleo (EOR). Adaptado de Metz *et al*., 2005.....44

Figura 12: Mapa da Bacia de Santos com distribuição do conteúdo de CO_2 em poços e identificação de falhas profundas, depocentros e corpos ígneos. Adaptado de Freitas *et al*. (2022). 46

Figura 13: Seção geológica da Bacia de Santos sentido W-E que representa o sistema de falhas na parte leste do rifte, que são meios de migração de CO_2 para a bacia. Adaptado de Santos Neto *et al*. (2025). 46

Figura 14: Mapa de localização do poço 1-BRSA-1363-RJS, encontrado ao leste da Bacia de Santos, dentro do polígono do Pré-sal. 48

Figura 15: Fluxograma do processamento das amostras de calha para a descrição e análises laboratoriais.....48

Figura 16: Fotografia do quarteador do tipo Jones.....50

Figura 17: Etapas da limpeza das amostras de calha com o solvente orgânico n-hexano. (A) Amostra embebida com n-hexano; (B) Descarte da parte líquida; (C) Amostra após a limpeza; (D) Secagem na capela. 51

Figura 18: Imagem do moinho de bolas modelo S1 da Retsch. 52

Figura 19: Amostra de calha armazenada no saco com fecho Zip Lock. 52

Figura 20: Estereomicroscópio binocular modelo Stemi 508 com câmera fotográfica acoplada Axiocam ERc 5s, da Zeiss 53

Figura 21: Fotografia equipamento EPSILON 1 da Malvern Panalytical. Em (A), o equipamento está com a tampa fechada. Em (B), apresenta a câmara para posicionamento da amostra para análise. 55

Índice de Figuras – Capítulo 7

Figure 1: Location of the well 1-BRSA-1363-RJS, east of Santos Basin, Brazil (Amorim *et al*., 2025). 61

Figure 2: Lithotypes found at Peroba well. (A) Representative grain of F1; (B) Representative grain of F2; (C) Representative grain of F3; (D) Dolomite grain; (E) Grain with the predominance of dolomitization, presenting some silicification and calcitic parts; (F) Grain with predominance of silicification, presenting some dolomitization and calcitic parts.…..66

Figure 3: Well log plots with the proposed zones in well 1-BRSA-1363-RJS. Pre-Alagoas Unconformity (DPA) and Intra-Alagoas Unconformity (DIA) are shown in dotted lines. 69

Figure 4: Integration of well logs, sample description, XRF and XRD graphic results 70

Figure 5: Characteristics of well log plots to identify Z1: slightly GR increase on the bottom and the top, and NPHI and RHOZ showing cross-over 72

Figure 6: Pictures of cuttings from Z1 (A, B) and Z2 (C, D). Some lithotypes are identified in red... 72

Figure 7: Characteristics of well log plots to identify Z2: NPHI and RHOZ curves are plotted closely, and resistivity shows peaks related to changes in mineralogy. Increase in dolomitization and silicification.....73

Figure 8: Characteristics of well log plots to identify Z3: GR, NPHI and RHOZ peaks. Lower resistivity on the bottom, increasing to the top.…..74

Figure 9: Pictures of cuttings from Z3 (A, B) and Z4 (C, D). Some lithotypes are identified in red.. 74

Figure 10: Characteristics of well log plots to identify Z4: NHPI, RHOZ and DTCO “C” shape, with resistivity changing to the top... 75

Figure 11: Characteristics of well log plots to identify Z5: GR peak on the top and stability in resistivity. NPHI and RHOZ closely plotted, but still showing cross-over.. 75

Figure 12: Characteristics of well log plots to identify Z6: GR peaks marking “Lula’s Fingers” regional marker.....76

Figure 13: Pictures of cuttings from Z5 (A, B) and Z6 (C, D). Some lithotypes are identified in red.. 77

Figure 14: Different types of dolomite grains. (A), (B) and (C) show dolomitized grainstones; (D) Dolomitized grain in the center with levels of dolomite in a different color; (E) Dolomite grain in darker brown and blocky habit; (F) Dolomitized grains with calcitic spheric parts; (G) Dolomite grain with organic matter level; (H) Dark brown dolomite substituting calcite in a grain.…..81

Índice de Tabelas

Table 1: Summary of analyzed samples at the well 1-BRSA-1363-RJS..... 62

Table 2: Main characteristics of the five lithotypes identified in well 1-BRSA-1363-RJS. 64

Table 3: XRD quantification and XRF analysis results of cuttings (3m interval)... 68

Índice de Equações

Equação 1: Lei de Bragg..... 37

Equação 2: Estimativa da porcentagem de baritina (Oliveira *et al.,* 2022)..... 55

Lista de Abreviaturas e Siglas

BVE – Formação Barra Velha/Barra Velha Formation

BVI – Volume irredutível/Bulk volume irreducible

CAL – Caliper

CCS – Captura e Estocagem Geológica de CO_2

CCUS – Captura, Utilização e armazenamento de Carbono

DIA – Discordância Intra Alagoas

DPA – Discordância Pré-Alagoas

DTCO – Perfil sônico

EOR – Recuperação avançada de óleo/Enhanced Oil Recovery

FFI – Índice de fluido livre/Free Fluid Index

GR – Perfil de Raios Gama/Gamma Ray

LWD – Perfilagem durante a perfuração/Logging While Drilling

MCBW – Volume de água contido na argila/Clay-bound water

NMR – Perfis de ressonância magnética nuclear

NPHI – Perfil de Neutrão

SGR – Raios Gama Espectral/Spectral Gamma Ray

LIP – Large Igneous Province

PEFZ Perfil de fator fotoelétrico

RES – Perfil de resistividade

RHOZ – Perfil de Densidade

ROP – Taxa de penetração/Rate of penetration

WL – Perfilagem a cabo/Wireline

XRF – Fluorescência de Raios X (*X-ray Fluorescence*)

XRD – Difratometria de Raios X (*X-ray Diffractometry*)

1 INTRODUÇÃO

A Captura, Utilização e Armazenamento de Carbono (do inglês *Carbon Capture, Utilization and Storage* – CCUS) é um conjunto de tecnologias para a redução da emissão de gases de efeito estufa na atmosfera, principalmente CO_2. No caso da captura de carbono, o princípio da técnica é a interação entre as rochas receptoras e os gases, causando a dissolução dos minerais primários e a precipitação de novos minerais que contenham os elementos químicos que eram componentes do gás, fazendo assim com que eles se tornem minerais estáveis na natureza (Metz *et al.,* 2005; Benson & Cole, 2008).

Existem diversos fatores que influenciam na reação química entre rocha e gases, como o pH, temperatura, força iônica, textura e composição das rochas (Assayag *et al.*, 2009; Kampman *et al*., 2013; Hellevang *et al*., 2014). Esses fatores são essenciais para o entendimento da dissolução e da precipitação preferenciais de determinados minerais, que representam o sucesso na captura dos gases, mas também podem causar problemas operacionais, já que a precipitação de novos minerais causa mudanças na permeabilidade e na porosidade das rochas (Kharaka *et al.,* 2006; Assayag *et al.*, 2009; Kampman *et al*., 2013; Hellevang *et al*., 2014; Santos Neto *et al.,* 2025). Devido a isto, é importante ter previsibilidade da interação rocha-fluido-CO_2. Quanto mais complexo o sistema, mais difícil se torna prever essas mudanças.

As rochas carbonáticas são mais reativas do que as rochas siliciclásticas, que são consideradas mais estáveis para a injeção de CO_2 (Zhang *et al*., 2009; Luquot & Gouze, 2009; Kim *et al.,* 2018). No entanto, as grandes descobertas de óleo e gás em rochas carbonáticas representam um volume potencial de armazenamento gigantesco, tornando-as importante foco de estudo para possíveis candidatos às técnicas de CCUS. Neste cenário, torna-se importante prever como as rochas carbonáticas se comportam após a injeção de CO_2.

Grande parte dos estudos sobre CCUS em depósitos carbonáticos são focados em mudanças mecânicas das rochas, relacionadas principalmente a mudanças na porosidade e na permeabilidade (Luquot & Gouze; 2009; Gharbi *et al*., 2013; Khather *et al.*, 2017; Kim et al., 2018). Apesar das mudanças mineralógicas serem responsáveis por grande parte das mudanças petrofísicas do material e pela

efetividade da captura dos gases estufa, poucos estudos focam no papel da mineralogia (Yao *et al*., 2024; Tulapan *et al*., 2025).

Além disso, a maior parte dos estudos é feita com simulações ou experimentos laboratoriais, carecendo de análogos naturais da injeção de CO_2 em rochas carbonáticas. A importância de um análogo natural, saturado em CO_2 geológico, está em trabalhar na escala de tempo de tempo geológico, na escala de milhares a milhões de anos.

Neste contexto, o presente trabalho se propõe a caracterizar um análogo natural para a injeção de CO_2 na Bacia de Santos, tendo como material de estudo um poço com 96% de conteúdo de CO_2 (Freitas *et al.,* 2022), realizando análises em amostras de calha e integrando-as com perfis geofísicos para demonstrar o retrato da interação rocha-fluido-CO_2 após milhões de anos, onde já foi atingida a estabilidade.

A província petrolífera do Pré-sal no sudeste do Brasil, que abrange as bacias de Santos e Campos, ganhou notoriedade devido a descoberta de campos gigantes e supergigantes produtores de petróleo, principalmente na Bacia de Santos. Segundo a Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) em 2025, a Bacia de Santos foi responsável pela produção de 4,276 milhões de barris de óleo equivalente por dia (*barrels of oil equivalent per day* - boepd), concentrados principalmente em depósitos da Formação Barra Velha (BVE).

As rochas da Formação Barra Velha são carbonatos de origem lacustre, depositados em grandes plataformas carbonáticas que se formaram durante a abertura do Atlântico Sul, cuja gênese é especialmente complexa e intensamente debatida devido a inexistência de perfeitos análogos atuais (Araújo *et al*., 2024). São rochas amplamente estudadas devido a sua importância econômica, com diversos trabalhos que abordam aspectos da sísmica, petrofísica, petrografia e estratigrafia desta formação. Apesar da extensa bibliografia, poucos estudos utilizam como material as amostras de calha, que por serem um produto comumente obtido durante a perfuração de poços apresentam enorme potencial para a expansão da caracterização de rochas, particularmente com a integração entre técnicas analíticas e dados geofísicos de poços.

Utilizando amostras de calha integradas a perfis de poço, foi possível demonstrar o resultado de milhões de anos de interação entre as complexas rochas

do reservatório da Bacia de Santos com o CO_2, auxiliando na previsibilidade das mudanças químicas e mineralógicas dessas rochas após a utilização de técnicas de CCUS.

1.1 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é a caracterização química e mineralógica das rochas da Formação Barra Velha, reservatório do Pré-sal da Bacia de Santos, submetidas a uma injeção natural de CO_2, visando identificar a influência deste fator nas rochas de forma a contribuir para a previsão das transformações que podem ocorrer após o processo de injeção de CO_2.

Os objetivos específicos são a separação de zonas com base nos perfis de poços, identificação de minerais relacionados à injeção de CO_2, e associação da mineralogia às zonas.

2 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Santos localiza-se no sudeste do Brasil, estendendo-se pelo litoral dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, com cerca de 350.000 km² até a cota batimétrica de 3.000m (Moreira *et al.,* 2007). Seu limite ao norte é o Alto de Cabo Frio, divisa com a Bacia de Campos, enquanto ao sul é limitada pelo Alto de Florianópolis, que separa a Bacia de Pelotas (Moreira *et al.,* 2007; Fig. 1). À oeste, delimita-se pelos cinturões das serras costeiras (Maciço da Carioca, Serras do Mar e da Mantiqueira), enquanto à leste o limite é o sopé do Platô de São Paulo (Macedo, 1989).

Os principais reservatórios carbonáticos localizam-se no Platô de São Paulo, na região nordeste da bacia. São de idade Barremiana-Aptiana (andar local Jiquiá) e Aptiana (andar local Alagoas), caracterizados respectivamente segundo a litoestratigrafia como Formação Itapema e Formação Barra Velha, que pertencem ao Grupo Guaratiba (Moreira *et al*., 2007; Araújo *et al.,* 2024).

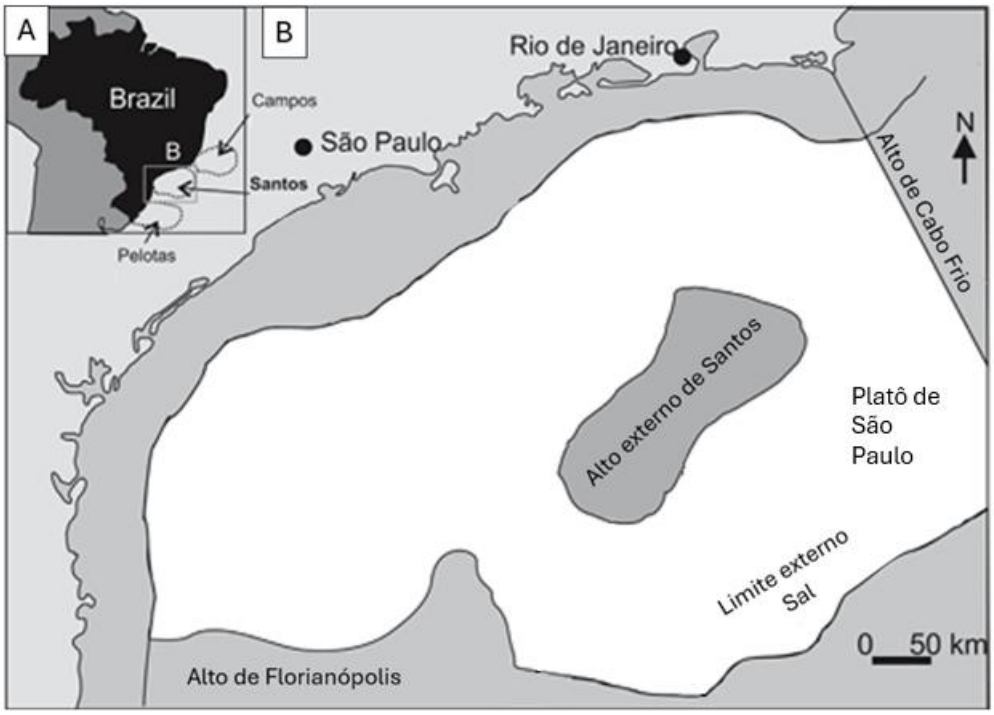


Figura 1: Representação da Bacia de Santos. (A) Localização da Bacia de Santos em relação ao Brasil; (B) Detalhamento dos limites estruturais da bacia. Modificado de Gomes *et al.* (2020).

3 GEOLOGIA REGIONAL

A formação da Bacia de Santos ocorreu devido ao rifteamento do Gondwana Ocidental no Cretáceo Inferior, há cerca de 140 Ma (Pereira & Macedo, 1990; Moreira *et al.,* 2007; Heine *et al*., 2013; Rigoti, 2015; Dehler *et al.,* 2016). O Gondwana consistia em uma massa continental que englobava as atuais América do Sul, África, Índia, Austrália e Antártica, assim configurados após sua separação, além da abertura do oceano Atlântico Sul (Chang *et al*., 1992). A Bacia de Santos se formou no sentido principal do *break-up* do Gondwana (direção NNE), chamado de "*East Brazilian Rift System*" (Chang *et al*., 1992).

Além da Bacia de Santos, há um conjunto de bacias sedimentares cronocorrelatas que incluem a Bacia de Campos, Espírito Santos, Pelotas e as contrapartes africanas Kwanza, Benguela, Namibe e Namíbia (Chang *et al*., 1992; Araújo *et al*., 2024). Todas estas bacias foram influenciadas pelo vulcanismo basáltico toleítico da Large Igneous Province (LIP) Paraná-Etendeka, que culminou na

separação das placas Sul Americana e Africana, gerando essas bacias conjugadas (Saller *et al*., 2016).

3.1 Evolução Tectonoestratigráfica

A Bacia de Santos foi formada como um sistema de riftes que posteriormente evoluiu para uma bacia de margem passiva (Mohriak, 2003). Moreira *et al.* (2007) divide a bacia em três estágios (ou Supersequências) conforme a evolução tectono-sedimentar: rifte (K20-K34, K36 e K38 – Valanginiano a Aptiano), pós-rifte (K44, K46-48 – Aptiano) e drifte (K60 – Albiano ao Holoceno), todas limitadas por discordâncias erosivas regionais (Figura 2).

Para resumir a gênese da Bacia de Santos, a fase rifte foi tectonicamente ativa, associada a processos extensionais e formação de grábens, hemi-grábens e *horsts*, com falhas normais sintéticas e antitéticas predominantemente orientadas na direção NE-SW (Mohriak, 2003; Carminatti *et al.,* 2009; Dehler *et al.,* 2016). A fase pós-rifte (também chamada de *sag*) teve menor influência tectônica, sendo considerada um momento de relativa quiescência tectônica com geração de espaço de acomodação através de subsidência flexural e falhas localizadas (Dias, 2005). Já a fase drifte é marcada pela subsidência termal, controlada pela tectônica diastrófica que caracterizou a bacia de margem passiva (Rigoti, 2015).

Segundo Pereira & Feijó (1994), a primeira proposta de litoestratigrafia da Bacia de Santos foi feita por Ojeda e De Cesero (1973), passando por modificações de Ojeda e Silva (1974), e Ojeda e Aranha (1980). Posteriormente, foi elaborada uma Carta Estratigráfica da Bacia de Santos por Pereira & Feijó (1994), que já apresenta nomes da litoestratigrafia utilizados hoje, alguns revisados, como por exemplo a Formação Guaratiba, posteriormente promovida a Grupo Guaratiba (Moreira *et al.,* 2007). A carta estratigráfica mais utilizada para a Bacia de Santos foi proposta por Moreira *et al.* (2007), que será detalhada nesta seção.

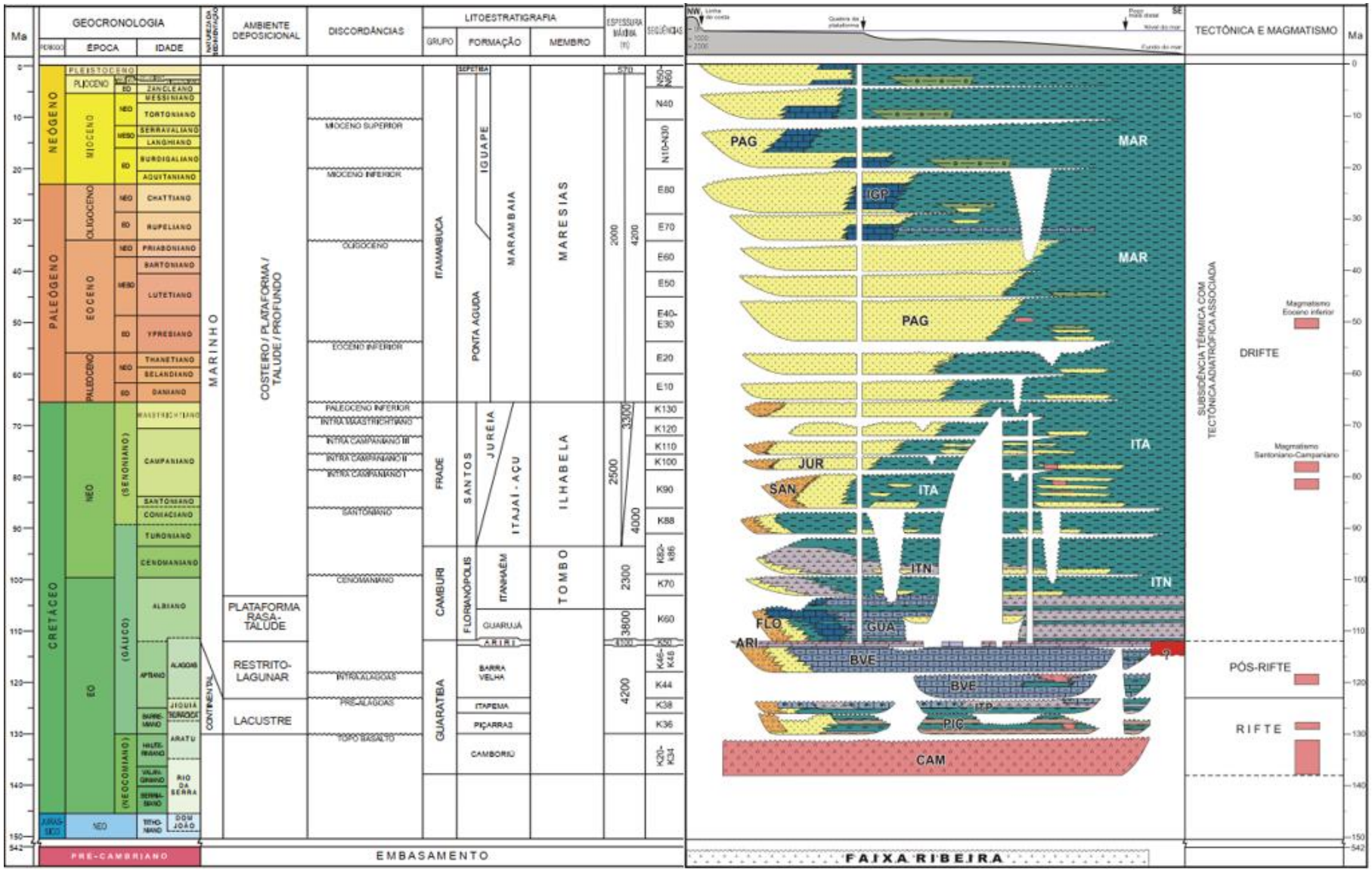


Figura 2: Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Moreira *et al*, 2007)

O embasamento cristalino é composto por granitos e gnaisses pré-Cambrianos do Complexo Costeiro e metassedimentos da Faixa Ribeira, enquanto o embasamento econômico constitui a Sequência K20-K34, composta pelos basaltos do Cretáceo Inferior da Formação Camboriú, discordantes ao embasamento cristalino (Moreira *et al*., 2007). Esta formação é caracterizada por basaltos cinza-escuros, holocristalinos, de granulação média e textura ofítica, composto principalmente por plagioclásio e piroxênio (augita) pouco alterados (Moreira *et al.,* 2007).

Sobreposto ao embasamento de forma discordante, encontra-se a Sequência K36, cuja nomenclatura litoestratigráfica é Formação Piçarras, de idade barremiana, andares locais Aratu superior e Buracica (Moreira *et al.,* 2007). Essas rochas são compostas por lutitos siliciclásticos e/ou carbonáticos e por rochas híbridas, formadas em ambiente lacustre profundo com períodos de expansão e contração de lagos (Amorim *et al.,* 2025), além de conglomerados e arenitos polimíticos constituído de fragmentos de basalto, quartzo, feldspato nas porções proximais, interpretados como depositados em leques aluviais (Moreira *et al.,* 2007).

Acima destas rochas, encontram-se as coquinas da Formação Itapema, do Grupo Guaratiba, de idade Neobarremiana a Eoaptiana, andares locais Buracica superior e Jiquiá. A Formação Itapema caracteriza a Sequência K38, cujo limite inferior é a Discordância Intrabarremiana (126,4 Ma) e o limite superior é a Discordância Pré-Alagoas (DPA), que marca o início da sequência pós-rifte. Além das coquinas, há calcirruditos constituídos por fragmentos de conchas bivalves, frequentemente dolomitizados e silicificados; leques aluviais de conglomerados e arenitos nas fácies proximais desta unidade; e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica nas porções mais distais (Moreira *et al*., 2007).

Iniciando a Supersequência Pós-rifte, a Sequência K44 corresponde a porção inferior da Formação Barra Velha, do Grupo Guaratiba, depositadas no Eoaptiano, andar local Alagoas inferior. É delimitada pela Discordância Pré-Alagoas na base, com a discordância Intra-Alagoas separando a porção superior e inferior da Formação Barra Velha. Existem derrames basálticos de 117 Ma contemporâneos a essa sequência (Moreira *et al*., 2007). A porção superior da Formação Barra Velha corresponde a sequência K46-48, de idade Neoaptiana, andar local Alagoas superior. A base dos evaporitos da Formação Ariri é o limite superior da Formação Barra Velha.

Litologicamente, segundo Moreira *et al.* (2007), a Formação Barra Velha é composta por calcários microbiais, estromatólitos e laminitos (porções próximais) e folhelhos (porções distais), podendo apresentar também grainstones, packstones formados por fragmentos dos calcários microbiais e bioclastos de ostracodes, podendo estar dolomitizados. Esta definição é um tópico de debate a parte, pois diversos autores advogam nomenclaturas e gêneses distintas para os carbonatos da Formação Barra Velha, o que será abordado em maior detalhe no Capítulo 3.2 desta dissertação.

Continuando a estratigrafia, os evaporitos da Formação Ariri correspondem a Sequência K50, do Neoaptiano, andar local Alagoas superior. O limite inferior é o contato com os carbonatos da Formação Barra Velha, enquanto o limite superior são os sedimentos siliciclásticos e carbonáticos das formações Florianópolis e Guarujá. A Formação Ariri é composta predominantemente por halita e anidrita, possuindo também taquidrita, carnalita e silvinita (Moreira *et al*., 2007).

A Formação Florianópolis, a Formação Guarujá e a Formação Itanhaém compõem a Supersequência Pós-Drifte (Sequências K60 e K70). O limite entre essas sequências são os primeiros sedimentos arenosos da Formação Itanhaém acima do folhelho Beta nas porções distais, e pelo topo dos sedimentos carbonáticos da Formação Guarujá (Moreira *et al.*, 2007). O limite superior da Sequência K70 é marcado por uma discordância que coincide com a passagem do Cretáceo inferior para o Cretáceo superior. A Formação Florianópolis possui conglomerados, arenitos e folhelhos associado a sistemas de leques aluviais e deltaicos. A Formação Guarujá é composta por carbonatos plataformais, folhelhos, calcilutitos, calcirruditos, calcarenitos oolíticos e/ou oncolíticos, margas e folhelhos escuros. A Formação Itanhaém possui folhelhos, incluindo o folhelho radioativo Marco Beta, margas e calcilutitos. Possui também o Membro Tombo, composto por arenitos encaixados em baixos deposicionais condicionados à tectônica do sal da Formação Ariri (Moreira *et al.*, 2007).

A Sequência K82-86 é composta pelos grupos Camburi e Frade, cujo limite inferior marca a passagem do Cretáceo inferior ao superior (discordância intraturôniana, 91,2 Ma). Ainda há depósitos da formação Florianópolis e Itanhaém, mas também se encontra a Formação Santos, composta por conglomerados avermelhados de origem continental; Formação Juréia, composta por folhelhos, siltitos

e arenitos, podendo ter níveis de coquinas e calcilutitos; Formação Itajaí-Açu, com folhelhos e argilitos cinza escuros; e a Formação Tombo, cujos arenitos ocorrem intercalados à Formação Itanhaém. Ressalta-se a presença de folhelhos radioativos relacionados ao Marco Radioativo Turoniano associado ao oceanic anoxic event (OAE-2), um evento anóxico global (Moreira *et al*., 2007).

A Sequência K88 e K90 são compostas pelas formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu e os arenitos do Membro Ilhabela. O limite superior da sequência K88 é a discordância Santoniana de 85,8 Ma, enquanto da K90 é uma discordância de 79,2 Ma (Moreira *et al*., 2007).

A Sequência K100 é campaniana, enquanto as sequências K110 e K120 incluem também o Maastrichiano, e a K130 apenas Maastrichiano. São compostas pelas formações Santos, Juréia, Itajaí-Açu e Membro Ilhabela (Moreira *et al*., 2007).

A partir do Paleoceno (andares Daniano e parte do Selandiano) depositou-se a sequência E10, cujo limite inferior é a discordância da passagem do Paleoceno para o Cretáceo, enquanto o superior é a discordância do Eoceno inferior (60,2 Ma). Encontra-se as formações Ponta Aguda (arenitos avermelhados), Marambaia (siltitos, folhelhos, diamictitos e margas) e Membro Maresias (arenitos turbidíticos), pertencentes ao Grupo Itamambuca. Essas mesmas formações compõem as sequências seguintes. A Sequência E20 possui a discordância do Eoceno de 54 Ma como limite superior, enquanto na Sequência E30-40 é a discordância do Eoceno médio, de 45 Ma. Já a Sequência E50 engloba a discordância do Eoceno superior de 40,4 Ma; a E60 em torno de 33,9 Ma; a E70 cerca de 28,6 Ma; a E80 cerca de 20,4 Ma; N10-30 em torno de 11 Ma; e por último, a N40 com cerca de 11 Ma (Moreira et al., 2007).

A Sequência N50-N60, Pleistoceno e Plioceno, engloba as Formações Sepetiba, Marambaia e Membro Maresias. A Formação Sepetiba possui arenitos cinza esbranquiçados grossos a finos, por vezes glauconíticos, e coquinas de moluscos, briozoários e foraminíferos. Seu limite superior são os sedimentos atuais do assoalho marinho.

3.2 Formação Barra Velha

As rochas da Formação Barra Velha são os principais reservatórios da Bacia de Santos. Devido a ampla discussão sobre a sedimentação e diagênese das rochas do Pré-sal, a própria definição da Formação Barra Velha depende do autor, pois a nomenclatura utilizada para esses carbonatos depende da interpretação dos processos que regem sua constituição. De forma genérica, são calcários lacustres que podem apresentar estruturas de crescimento de cristais de calcita em forma de shrubs e/ou esferulitos, comumente dolomitizados e silicificados, além de argilitos compostos de argilas magnesianas.

3.2.1 Idade da Formação Barra Velha

Em relação a idade dessas rochas, foram depositadas no andar local Alagoas, nomenclatura cronoestratigráfica que segue a bioestratigrafia adotada a partir da Série Recôncavo (Schaller *et al*., 1969; Viana *et al.,* 1971; Moura, 1987; Silva-Telles, 1992 *apud* Araújo *et al*., 2024).

Existe uma calibração da Série Recôncavo para que seja entendida em conjunto da escala internacional do tempo geológico, executada através de biozoneamento palinológico, apresentada abaixo para o intervalo que abrange o Pré-sal (Beurlen *et al.*, 2007 *apud* Araújo *et al*., 2024). Nota-se que nem sempre a escala internacional de tempo geológico coincide com os andares locais, porém no caso do Andar Alagoas há essa correlação direta segundo esses autores. A Figura 3 ilustra essa relação entre a carta estratigráfica de Moreira *et al*. (2007) e a bioestratigrafia por Beurlen *et al.* (2007). Em alguns trabalhos, o Andar Alagoas é identificado pela biozona NRT-011 e limitado no topo pelo aparecimento da primeira anidrita basal da Formação Ariri, considerada correlata ao Membro Ibura da Formação Muribeca na Bacia do Sergipe-Alagoas (Schaller *et al*., 1969; Viana *et al*., 1971; Moura, 1987; Silva-Telles, 1992 *apud* Araújo *et al*., 2024; Pereira e Feijó, 1994; Dias, 2005).

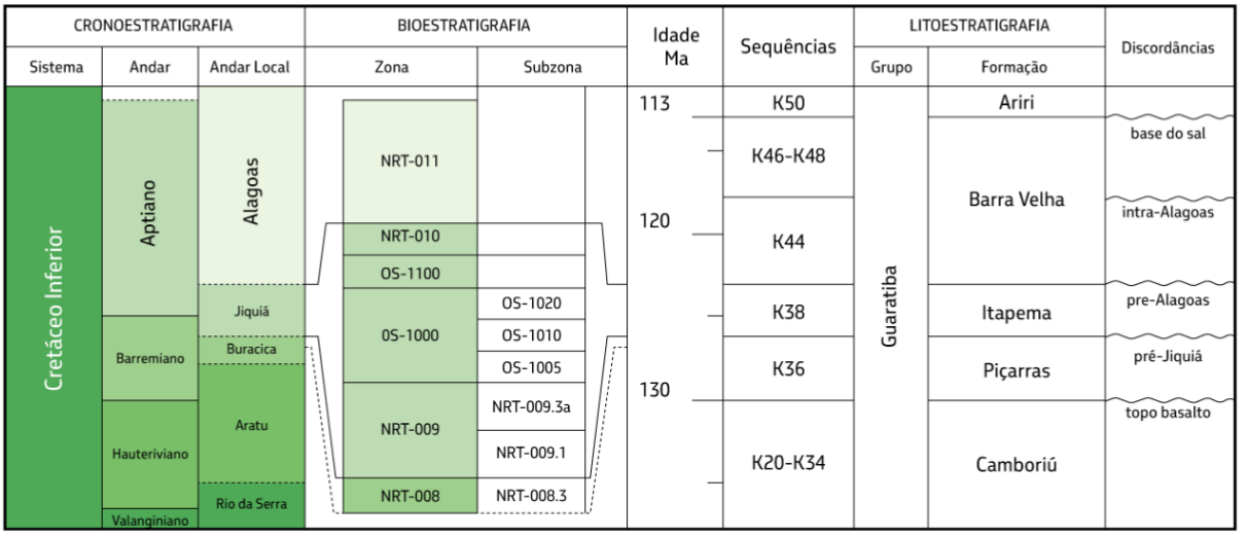


Figura 3: Carta estratigráfica do cretáceo Inferior da Bacia de Santos conforme propostas de Moreira *et al*. (2007) e Beurlen *et al*. (2007). Retirado de Araújo *et al*. (2024).

Em relação à datação absoluta da Formação Barra Velha, Carmo *et al*. (2018) datou derrames basálticos do Evento Parati, com idade 116 a 114 Ma, identificados na sísmica no topo da Discordância Intra-Alagoas (DIA). Recentemente, Alckmim *et al*. (2025) propuseram uma nova idade para as rochas das bacias do sudeste brasileiro com base em datações U-Pb. No caso da Formação Barra Velha e seu correlato na Bacia de Campos (Formação Macabu), a idade proposta pelos autores é de 126.2-120.0 Ma, entre o final do Hauteriviano e Aptiano inferior.

3.2.2 Gênese da Formação Barra Velha

Inicialmente, autores atribuíram a sedimentação desses carbonatos a um ambiente transicional continental a marinho (Moreira *et al*., 2007; Carminatti *et al*., 2008), o que foi posteriormente confrontado pela inexistência de fósseis marinhos, argumento complementado pela presença de ostracodes de origem não marinha com grande tolerância à salinidade, além da ausência de sulfato e gipsita (Wright & Barnett, 2015; Saller *et al*., 2016). Estabelecida a origem lacustre, a complexidade da formação dessas rochas está justamente neste contexto, pois os conceitos já consagrados aplicados a carbonatos marinhos são difíceis de serem traduzidos para os lacustres, incluindo a estratigrafia de sequências (Wright, 2012).

Esse seria só o início da controvérsia ligada a essas rochas. Muito ainda é discutido, como por exemplo se o Pré-sal é o registro geológico de diversas ilhas/altos relativos envolvidos por um extenso lago contínuo ou se seriam diversos pequenos lagos que poderiam por vezes estar conectados hidrogeologicamente (Pietzch *et al*., 2018).

Nesse contexto, a grande discussão em torno da gênese dos carbonatos da Formação Barra Velha e de seus correlatos em outras bacias gira em torno da contribuição biótica ou química na deposição dessas rochas. Parte dos autores acreditam em uma gênese microbiana, baseada em carbonatos análogos de origem orgânica, enquanto parte defende uma origem majoritariamente química, com pouca ou nenhuma influência de organismos na formação dessas rochas. Há ainda autores que acreditam numa gênese combinada dos dois fatores, atribuindo a origem biótica a determinadas feições de crescimento, enquanto outras seriam regidas por processos abióticos.

Terra *et al.* (2010) classifica essas rochas como “microbialitos” e “estromatolitos”, cuja própria nomenclatura indica a defesa da origem biótica. Autores como Erthal *et al*. (2018) e Carvalho & Fernandes (2021) associam essa gênese a travertinos. Já Farias *et al.* (2019) associa esses carbonatos a características de evaporitos, refutando os autores anteriores.

Entre os autores defensores da origem abiótica, os pioneiros foram Wright & Barnett (2015). Os autores não descartam totalmente alguma influência microbial, no entanto argumentam que não seria o processo principal de formação dessas rochas, desaconselhado o uso do termo “microbialito”. Eles propõem um modelo em que a evaporação do lago provoca águas altamente saturadas e alcalinas, criando condições específicas para precipitação de argilas magnesianas. A ausência de outras argilas, além de não ocorrerem sulfatos e cloretos, sugerem um ambiente de pH elevado, alto em CO_2, com sílica dissolvida e disponibilidade de Mg e Ca. Para eles, a gênese das argilas magnesianas se daria inicialmente a partir de um gel, que também seria substrato para o crescimento da calcita esferulítica. A depender das variações da taxa de precipitação do gel, haveria condições para o crescimento de cristais de calcita em forma de shrubs. Os autores destacam semelhanças entre esse

shrubs e travertinos abióticos modernos, associando a gênese do shrubs do Pré-sal a uma rápida precipitação oriunda de soluções altamente saturadas.

As discussões sobre a origem biótica ou abiótica da BVE nunca chegaram a um consenso, principalmente pela falta de um análogo atual para a observação dos processos que atuaram na formação dessas rochas de grande importância econômica (Araújo *et al.,* 2024).

3.2.3 Propostas de Classificação da Formação Barra Velha

Devido à falta de consenso sobre a origem desses carbonatos, muitas vezes a própria nomenclatura das rochas varia de acordo com a visão dos autores de cada trabalho. Autores como Gomes *et al*. (2020) associam diretamente a gênese à nomenclatura, enquanto outros autores, como Borghi *et al*. (2022), propõem uma nomenclatura estritamente descritiva, cujo nome remete meramente à mineralogia e textura, não utilizando características de processos sedimentares e condições de deposição para a classificação.

Independente da visão dos autores, é fato que devido as particularidades dessas rochas torna-se difícil utilizar a nomenclatura clássica para rochas carbonática elaborada por Dunham (1962), ou a modificada por Embry e Klovan (1971), assim como Wright (1992), Riding (2000), entre outras (Terra *et al*., 2010; Gomes *et al.,* 2020; Borghi *et al*., 2022; De Ros & Oliveira, 2023). São raros no registro geológico texturas similares a esses carbonatos considerando a espessura e grande distribuição, o que evidencia as condições únicas sob as quais se desenvolveram (Wright & Barnett, 2015).

Apesar da ampla discussão, um ponto em comum entre as diversas propostas de classificação são os três principais componentes encontrados nas rochas aptianas do Pré-sal: shrubs, esferulitos e argila magnesiana (Terra *et al*., 2010; Gomes *et al*., 2020; De Ros & Oliveira, 2023).

Shrubs são definidos como cristais de calcita fibrosa cujo eixo ótico da estrutura em formato de leque possui entre 0.15 mm e 6.5 mm (Gomes *et al*., 2020). Esferulitos são agregados de calcita esféricos a sub-esféricos com extinção radial ao microscópio de luz polarizada, comumente dolomitizados ou silicificados, variando de 0.1 mm a 4

mm (Gomes *et al*., 2020). É comum que grãos apresentem características de ambos (mistura entre shrubs e esferulito), o que indica que essas estruturas possuem o mesmo fluido de origem (Gomes *et al*., 2020; De Ros & Oliveira, 2023).

Nesse contexto, o trabalho de Terra *et al*. (2010) recebe destaque por ser uma relevante proposta de unificação da classificação carbonática das rochas das bacias sedimentares brasileiras. Os autores utilizam classificações clássicas como base e fazem adaptações ao contexto particular do Brasil. O principal ponto a ser considerado nesta classificação é a proporção entre matriz e arcabouço, que indica se a rocha é suportada pela matriz ou suportada pelos grãos, além de considerar o tipo de grão formador do arcabouço para realizar certas distinções genéticas.

Posteriormente, Gomes *et al*. (2020) fizeram uma nova proposta de classificação com base em distinguir as rochas *in situ* daquelas que sofreram retrabalhamento. Os autores apontam que os componentes básicos das rochas são esferulitos, shrubs e lama, que atua como matriz dos outros elementos. Lama aqui recebe conotação genérica, referindo-se a qualquer material de granulometria fina e composição variada, podendo ser autigênica, diagenética ou siliciclástica. A classificação é feita com base em três diagramas: um diagrama para fácies *in situ*; o segundo para fácies retrabalhadas; o terceiro para lamitos. Caso os grãos sejam autigênicos, utiliza-se a nomenclatura Shrubstone e Spherulitestone com seus membros intermediários, que variam conforme a porcentagem desses elementos e a quantidade de lama conforme o diagrama a seguir (Fig. 4). Se os grãos estiverem retrabalhados, utiliza-se a nomenclatura conforme Dunham (1962), classificando as rochas entre Grainstone, Packstone e Wackestone, seguindo a porcentagem de matriz e grãos do arcabouço. Caso as rochas possuam mais de 90% de lama, serão chamadas de Mudstone e devem ser classificadas segundo o componente principal da lama: calcita, dolomita, argila magnesiana ou sílica.

Já a classificação de Borghi *et al*. (2022) considera a mineralogia e as texturas macroscópicas dos calcários do Pré-sal, sintetizado em um diagrama quaternário composto por uma face que representa os carbonatos *in situ* (ortoquímico), cuja estrutura é mais cristalina, enquanto o outro extremo corresponde a rochas terrígenas/aloquímicas.

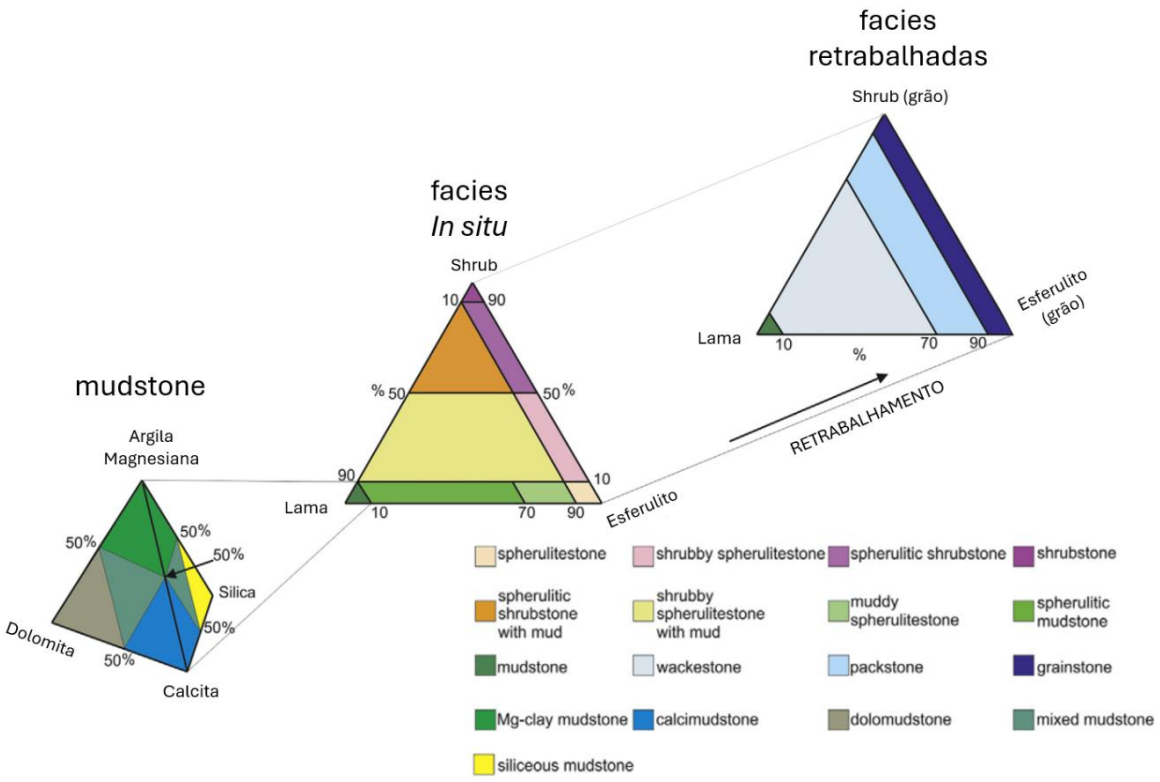


Figura 4: Classificação dos carbonatos do Pré-sal proposto por Gomes *et al.* (2020), diferenciando facies de grãos retrabalhados, grãos *in situ* e rochas de predominância lamosa. Adaptado de Gomes *et al.* (2020).

Mais recentemente, De Ros & Oliveira (2023) também publicam sua proposta de classificação baseada no conceito de carbonatos autigênicos e retrabalhadas, se diferenciando das anteriores por resgatar a classificação de Folk (1959) e questionar o uso de classificações derivadas de Dunham (1962). Os autores afirmam que houve uma interpretação errônea sobre a existência de micrita nas rochas do Pré-sal. Segundo eles, os depósitos de lamas carbonáticas (mudstones) não seriam compostos de micrita, mas sim frutos da substituição das argilas magnesianas por calcita, dolomita ou sílica, não existindo depósitos de lama carbonática autigênica na fase *sag* do Pré-sal. Devido a isto, os autores criticam o uso dos termos Grainstone, Packstone e Wackestone que se baseiam no conteúdo de micrita. Este mesmo ponto também é apontado por Borghi *et al*. (2022) ao propor sua classificação. Além disso, De Ros & Oliveira (2023) criticam a classificação de Gomes *et al*. (2020) por alguns fatores, como a não ocorrência de shrubs com matriz lamosa, o que é algo comum de ser encontrado.

Conforme exposto, a nomenclatura das rochas da BVE utilizada pela comunidade científica é amplamente variada, sendo utilizada uma ou outra a depender do objetivo do trabalho e/ou da defesa de determinada gênese dos carbonatos.

3.2.4 Mineralogia da Formação Barra Velha

A mineralogia da Formação Barra Velha é complexa, com influência marcante de processos diagenéticos. Os principais minerais deposicionais são calcita ($CaCO_3$), que é formadora das estruturas de crescimento shrubs e esferulitos, e as argilas magnesianas, que formam a matriz lamosa dessas rochas (Gomes *et al.,* 2020 – Fig. 5A, B). Considerando os minerais diagenéticos, destacam-se a dolomita (Fig. 5C) e o quartzo, que são amplamente estudados devido a mudanças em tamanho, formato e conectividade de poros causada pela formação desses minerais em reservatórios (Herlinger *et al*., 2017; Farias *et al*., 2019; Plantz *et al*., 2024, Freitas *et al*., 2026). Em menor proporção, ocorre o mineral dawsonita (Fig. 5D), aqui destacado pois será estudado nesta pesquisa.

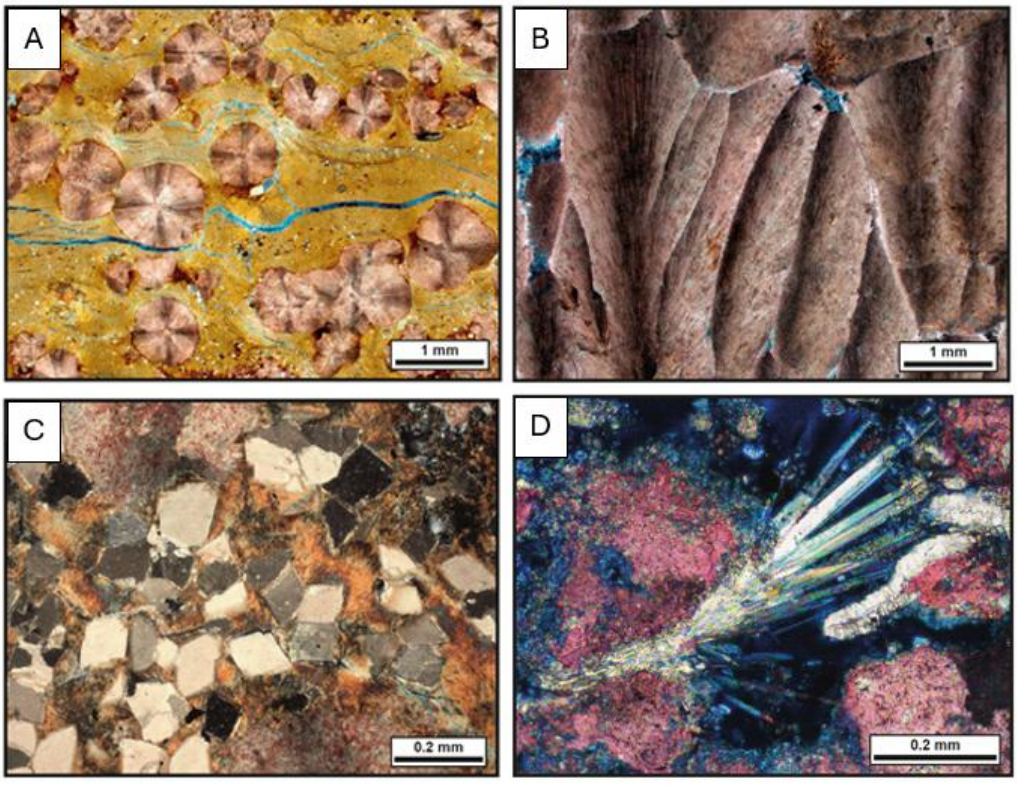


Figura 5: Fotografias de lâminas petrográficas sob microscópio de luz polarizada transmitida. (A) Esferulitos calcíticos em matriz lamosa; (B) Crescimento de calcita em shrubs; (C) Dolomita romboédrica substituindo a matriz lamosa; (D) Dawsonita acicular em poros oriundos da dissolução da matriz. Adaptado de Schrank *et al.* (2024).

Processos singenéticos e eodiagenéticos ocorrem simultaneamente na formação das rochas da Formação Barra Velha (Carvalho *et al*., 2022; Gomes *et al*., 2025). Enquanto ocorria a precipitação da calcita formando shrubs e esferulitos, de forma concomitante há a substituição de dolomita e sílica nessas estruturas, além da dissolução da matriz argilosa para a precipitação desses minerais e, também, de calcita (De Ros & Oliveira, 2023; Gomes *et al*., 2025).

Abaixo serão apresentados de forma sucinta alguns minerais de relevância para o presente trabalho. Maior detalhamento é feito na seção “7 Resultados e Discussões”.

3.2.4.1 Calcita

A calcita é o mineral mais abundante da Formação Barra Velha, pois é o mineral deposicional que compõe as estruturas shrubs e esferulito. A fórmula química é $CaCO_3$ e há a ocorrência de substituições de sítios da calcita tornando-a mais rica em Mg. A calcita também pode substituir a matriz lamosa (De Ros & Oliveira, 2023).

3.2.4.2 Argila Magnesiana

A matriz lamosa autigênica da Formação Barra Velha é composta por argilominerais magnesianos. Chamados genericamente de argilas magnesianas, são compostos por diferentes variações e texturas dos minerais kerolita, estevensita, saponita, sepiolita e interestratificado kerolita-esmectita (Madrucci *et al.,* 2024). As fórmulas químicas encontram-se abaixo:

Kerolita – $^{VI}Mg^{2+}_3\ ^{IV}Si^{4+}_4O^{2-}_{10}(OH^-)_2 \cdot nH_2O$

Estevensita – $^{VIII}(Ca^{2+}_{0,5},Na^+)_{0,3}\,^{VI}(Mg^{2+},Fe^{2+})_3\,^{IV}Si^{4+}_4O^{2-}_{10}(OH^-)_2$

Saponita – $^{VIII}(Ca^{2+}_{0,5},Na^+)_{0,3}\,^{VI}(Mg^{2+},Fe^{2+})_3\,^{IV}(Si^{4+},Al^{3+})_4O^{2-}_{10}(OH^-)_2$

Sepiolita – $^{VI}Mg^{2+}_4\ ^{IV}Si^{4+}_6O^{2-}_{15}(OH^-)_2 \cdot 6H_2O$

3.2.4.3 Dolomita

A dolomita é o mineral diagenético mais abundante do Pré-sal, representando o resultado de processos como dissolução, cimentação, substituição e compactação (Freitas *et al.*, 2026). A fórmula química deste mineral é $CaMg(CO_3)_2$.

Vários trabalhos apresentam dolomitização na Formação Barra Velha (Farias *et al.*, 2019; Azeredo *et al*., 2021; Carramal *et al.*, 2022; Plantz *et al.*, 2024; Freitas *et al.*, 2026), alguns focando-se em explicar sua gênese e diferentes hábitos/texturas (Schrank *et al*., 2024; Gomes *et al*., 2025).

3.2.4.4 Quartzo e minerais de sílica

Os minerais de sílica são importantes produtos diagenéticos no Pré-sal, originados pela dissolução da matriz e por processos relacionados a migração de fluidos. Assim como a dolomita, esses minerais mudam as características permo-porosas dos reservatórios e por isso são de interesse de estudo (Freitas *et al*., 2026).

A fórmula química dos minerais é SiO_2, porém durante a complexa diagênese, podem ser formadas diversas variações de minerais de sílica, como quartzo, minerais criptocristalinos e amorfos (Gomes *et al*., 2025; Freitas *et al*., 2026).

3.2.4.5 Dawsonita

A dawsonita é um mineral de fórmula química $NaAl(CO_3)(OH)_2$, com aspecto cristalino radial, de cor branca. É um mineral de ocorrência comum, porém muitas vezes não identificado ou confundido com outros minerais devido ao seu hábito e ao tamanho de cristal pequeno (Hallevang *et al*., 2014).

Dawsonita é um mineral diagenético frequentemente encontrado no Pré-sal (Farias *et al*., 2019) e sua presença é citada em diversos trabalhos, comumente com sua gênese relacionada à interação hidrotermal (Farias *et al*., 2019; Lima & De Ros, 2019; Carvalho *et al*., 2022; Rossoni *et al*. 2024; Schrank *et al.*, 2024; Plantz *et al*., 2024). A presença de dawsonita foi atribuída por Santos Neto *et al.* (2025) como indicador de fluxo intenso de CO_2 nos reservatórios do Pré-sal.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Os conceitos teóricos das técnicas analíticas e das análises qualitativas utilizadas neste trabalho serão descritos neste capítulo.

4.1 Amostras de calha

As amostras de calha são fragmentos de rochas resultantes da perfuração de um poço, onde ocorre fragmentação mecânica, carreadas pela lama de perfuração até a superfície, separadas da parte líquida nas peneiras (*shale shakers*), onde são coletados pela equipe de Mud Logging (Craigie, 2018).

Após a perfuração de determinada profundidade de poço, as amostras demorarão algum tempo para serem carregadas até a superfície. Desse modo, as amostras coletadas nas peneiras não correspondem à profundidade exata que a broca está perfurando naquele momento, mas sim às amostras que foram perfuradas anteriormente. Essa diferença de tempo se chama tempo de retorno ou *lag time* (Figura 6).

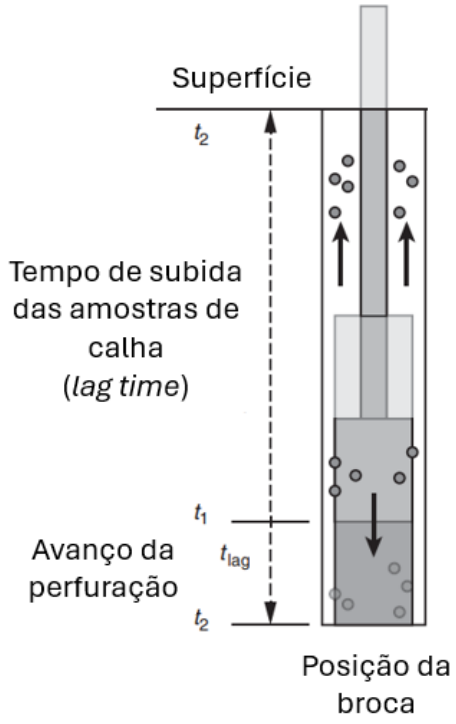


Figura 6: Desenho esquemático da coluna de perfuração. Adaptado de Naganawa *et al.* (2021)

É a partir do *lag time* que é calculada a profundidade das amostras de calha (Naganawa *et al*., 2021). Para identificar a profundidade de uma amostra, considera-se o tempo que demorou para a lama de perfuração carreá-las do momento de serem fragmentadas até chegar às peneiras, considerados o volume deslocado pela coluna de perfuração, obtido pelo tamanho vertical, o diâmetro dos tubos e ferramentas que compõem a coluna de perfuração e a taxa de bombeamento do fluido de perfuração (Naganawa *et al*., 2021).

Os fluidos de perfuração, também chamados de “lama de perfuração”, são compostos por misturas de sólidos e líquidos, usualmente à base de óleo ou água. O poço utilizado no presente trabalho foi perfurado com fluido a base óleo. As partes sólidas possuem compostos químicos como goma xantana, bentonita, cloretos de sódio e potássio, aminas, cal hidratada, soda cáustica, baritina e carbonato de cálcio, concedendo funções viscosificantes, inibidoras de hidratação de argila, emulsionantes, alcalinizantes, adensantes, entre outros (Rocha *et al.,* 2006 *apud* De Oliveira, 2023).

O fluido desempenha um papel essencial na perfuração, sendo responsável por manter a estabilidade da parede do poço através da pressão hidrostática, resfriamento e lubrificação da broca e carreamento de cascalhos (Nery, 2004). Apesar da importância operacional, o fluido de perfuração se agrega aos fragmentos de rocha, contaminando-os.

A utilização de amostras de calha apresenta alguns desafios dado a natureza de obtenção do material e limitações de utilização para a interpretação geológica. São comuns questões sobre a representatividade dos intervalos, a dificuldade na descrição de estruturas geológicas e a contaminação por fluido de perfuração. Algumas das preocupações sobre a qualidade dos dados obtidos deste material podem ser respondidas com a abordagem metodológica correta para lidar com essas questões.

Em relação a contaminação pelo fluido de perfuração, deve ser feita uma limpeza com solvente químico orgânico nas amostras para a retirada deste contaminante antes da realização da descrição e das análises geoquímicas. Além disso, pode-se empregar a estimativa de baritina na amostra conforme De Oliveira *et al.* (2022) para definir se a amostra está adequada para análise ou se deve ser

desconsiderada. Estas etapas serão melhor abordadas no Capítulo 6 - Material e Método.

Há um preconceito com a utilização de amostras de calha em trabalhos científicos e na indústria de forma geral. Segundo Craigie (2018): “persiste um equívoco comum de que a qualidade dos dados é sempre melhor em testemunhos do que em amostras de calha”. A utilização de testemunhos é muito mais difundida do que as amostras de calha, porém é um material muito mais caro e pontual. Devido a isso, testemunhos não são obtidos em todos os poços, muito menos em todos os intervalos estratigráficos. Geralmente são escolhidas as rochas mais promissoras do ponto de vista econômico para serem testemunhadas, enquanto outros intervalos carecem de amostragem. Em contrapartida, as amostras de calha são coletadas de forma sistemática ao longo de todos os poços perfurados, sendo esta uma exigência da Agência Nacional de Petróleo (ANP), estabelecida pela Resolução n° 71/2014 (ANP, 2014), que exige espaçamento mínimo de 9 m, com redução para 3 m em intervalos de interesse, tornando estas amostras um material disponível que pode ser utilizado para estudar todas as formações geológicas na mesma escala de detalhamento.

Quanto a dificuldade de descrição de estruturas geológicas em amostras de calha, de fato essa característica é prejudicada neste tipo de amostragem. A mudança do tamanho e do formato dos grãos depende do tipo de broca utilizada, o tipo de litologia existente, a taxa de penetração (*Rate of Penetration* - ROP), pressão hidrostática e peso da lama (Craigie, 2018). No entanto, mesmo com dificuldades, ainda é possível visualizar estruturas e texturas de escala milimétrica neste material. Considerando os carbonatos do Pré-sal brasileiro como exemplo, pode-se encontrar estruturas e texturas como esferulitos, shrubs, laminação, crenulação e feições diagenéticas de forma suficiente para a caracterização litológica das rochas daquele intervalo em trabalhos de escala menor. Além disso, pode-se utilizar outras técnicas associadas a descrição das amostras de calha para complementação da descrição textural, como os *plugs* laterais e perfis de imagem quando disponíveis.

Comparando os materiais, de fato há maior detalhe na descrição de um testemunho. No entanto, quando se trata de trabalhos de escala menor, inclusive estudos em escala regional, a caracterização de fácies de um intervalo métrico terá menor detalhamento considerando o próprio escopo do trabalho. Nesse caso,

camadas pequenas (milimétricas e centimétricas) muito destoantes não são representativas daquele conjunto. Mesmo com a utilização de um testemunho, essas camadas menores não seriam relevantes para a caracterização faciológica do intervalo de estudo. A coleta das amostras de calha geralmente é feita quando há um acúmulo de amostras de um intervalo múltiplo de 3m. Sendo assim, considerando o nível de detalhamento métrico, trata-se de uma amostragem representativa, pois atende a condição de que as propriedades das rochas (teor dos diversos elementos, constituintes mineralógicos, massa específica, distribuição granulométrica, etc.), inserem uma variabilidade estatisticamente aceitável (Sampaio *et al.,* 2007).

4.2 Fluorescência de Raios X (XRF)

A Fluorescência de Raios X (*X-ray Fluorescence* – XRF) é uma técnica analítica utilizada para identificação da composição química de um determinado material. O resultado é apresentado como porcentagem de elementos químicos divididos entre elementos maiores, menores e traço. Diversos materiais podem ser analisados, como sólidos, líquidos, pastas e pó solto, a depender do equipamento a ser utilizado (Klein & Dutrow, 2012; De Oliveira *et al.,* 2022).

Neste trabalho, foi utilizado um equipamento que se baseia no princípio da dispersão de energia (EDXRF). O método consiste na emissão de raios X através de um tubo, atingindo a amostra previamente posicionada no porta amostras (Fig. 7).

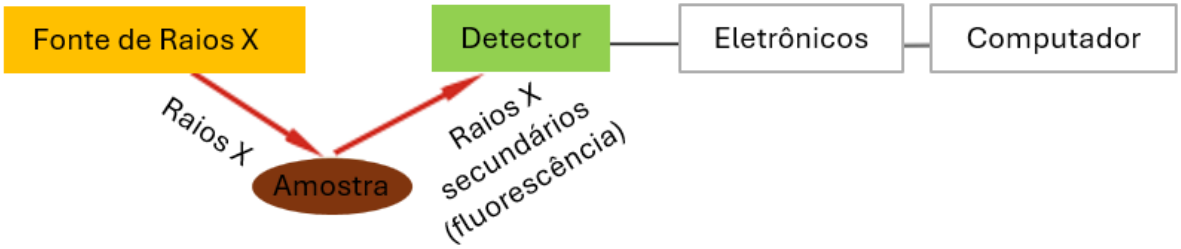


Figura 7: Desenho esquemático da aquisição de dados de XRF. Adaptado de Craigie (2018)

Há excitação e ejeção dos elétrons nas camadas atômicas mais internas (K e L), gerando vacância, cujo preenchimento por novos elétrons de camadas mais externas libera uma energia emitida na forma de fótons, também chamado de Raios X característicos (Nascimento Filho, 1999). Em resumo, os átomos absorvem um feixe

de raios X e emitem uma abundância relativa de fótons característica de cada elemento químico, que é detectado pelo equipamento através de um detector de energia dispersiva. Por ser uma assinatura única, a leitura determina o elemento e sua intensidade. Com base na calibração do equipamento, é gerado uma medida de concentração de cada elemento naquela amostra (Wirth *et al*., 2009; Ferretti, 2009).

4.3 Difratometria de Raios X (XRD)

A Difratometria de Raios X (*X-ray Diffractometry* – XRD) é uma técnica analítica utilizada para identificar estruturas cristalinas. A aplicação para a geologia está ligada a identificação de minerais, que possuem estrutura cristalina definida. Esta técnica tem sido aplicada em conjunto com a Fluorescência de Raios X em amostras de calha para identificação de litologias (De Oliveira *et al.,* 2018).

O princípio físico da técnica está na difração de raios X. Um tubo gerador de raios X gera um feixe, que passa por um conjunto de fendas que filtram esses raios e incidem sobre a superfície da amostra (Fig. 8). Quando os raios X satisfazem as condições necessárias descritas pela Lei de Bragg (Equação 1), há uma interferência construtiva, gerando o fenômeno da difração. O detector do equipamento recebe esses feixes após eles terem passado por mais um conjunto de fendas. Como resultado, há a contagem de pontos registrados em um gráfico de intensidade x ângulo 2θ (ou *d*, a distância interplanar), formando assim os difratogramas (Cullity, 1978; Klein & Dutrow, 2012; Fig. 9).

$$n\,\lambda = 2\,d\,\mathrm{sen}(\theta) \qquad \text{(Equação 1)}$$

A Lei de Bragg indica que quando há uma interferência construtiva entre ondas, o comprimento de onda (λ) é multiplicado por um número natural não nulo (n) a um conhecido ângulo de incidência (θ), é possível calcular a distância interplanar (d), que é a distância entre planos cristalográficos.

Um difratograma possui picos que representam a intensidade, a posição angular 2θ e a distância interplanar d. Cada mineral possui uma assinatura específica desses parâmetros, sendo possível assim realizar a identificação de minerais.

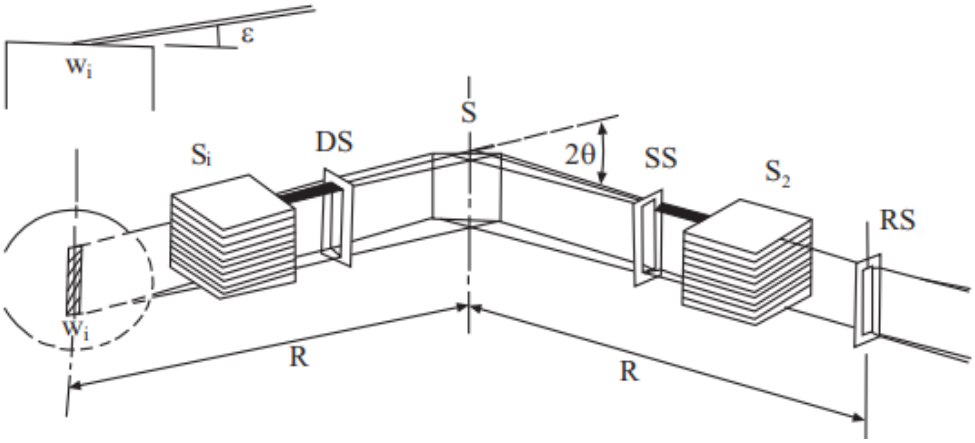


Figura 8: Desenho esquemático de um difratômetro de raios X. W_i é o tamanho da linha de foco. S_1 e S_2 são fendas soller. DS é uma fenda divergente. RS é a fenda receptora. R é o raio do goniômetro e ε o ângulo de inicial. Retirado de Qiuzi *et al.* (2012).

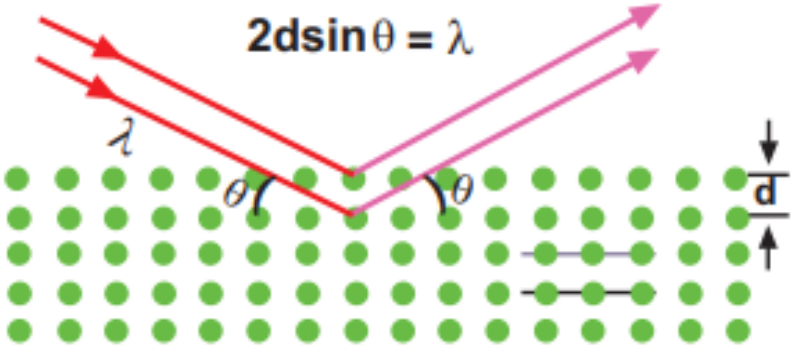


Figura 9: Representação da Lei de Bragg. Adaptado de Qiuzi *et al.* (2012).

4.4 Perfis Geofísicos de Poços

Os perfis de poço adquiridos junto a perfilagem (perfis *wireline* – WL) ou durante a perfuração (*logging while drilling* – LWD) são amplamente utilizados na indústria de óleo e gás. Eles são medidas indiretas das rochas ao longo do poço, a partir dos quais obtêm-se características petrofísicas das rochas (Rider, 2002; Ellis & Singer, 2008).

Nesta seção, serão caracterizados os perfis utilizados para interpretação e associação de técnicas do presente trabalho, considerando as particularidades causadas pela presença de CO_2.

4.4.1 Raio Gama (GR) e Raio Gama Espectral (SGR)

O Perfil de Raio Gama (*Gamma Ray* – GR) é o resultado da medição da radioatividade natural emitida pelas rochas feita por uma ferramenta geofísica de *wireline* (WL) ou *logging while drilling* (LWD), que mede os isótopos instáveis de potássio (K^{40}) e os elementos radioativos da série do urânio (U^{238}) e tório (Th^{232}) (Nery, 2004; Rosa, 2006; Ellis & Singer, 2008).

O Raio Gama Espectral (*Spectral Gamma Ray* – SGR) é uma ferramenta que consegue distinguir os índices de Th, U e K, enquanto o GR apontaria valores dos elementos somados. A presença de CO_2 não influencia nos perfis de GR.

Tradicionalmente, o GR é associado a argilosidade das rochas, muitas vezes auxiliando na identificação da granulometria em sedimentos siliciclásticos (Hancock, 1992), já que os elementos Th e K são comumente encontrados em argilas. Se tratando de rochas carbonáticas, que são o interesse deste estudo, os carbonatos são baixos em Th e K, com o U associado à matéria orgânica (Ferreira, 2024).

No entanto, é necessário se atentar às exceções, pois cada formação geológica possui suas peculiaridades. Por exemplo, as rochas da Formação Itapema podem possuir autos índices de K, principalmente no Folhelho Jiquiá, o que é operacionalmente utilizado para identificação da discordância que marca o topo da Formação Itapema, indicando o contato com a Formação Barra Velha (De Oliveira *et al.,* 2022).

4.4.2 Caliper (CAL)

O perfil de caliper é uma medição do diâmetro da parede do poço realizado durante a perfilagem a cabo. É um perfil importante para o entendimento da formação de reboco ou arrombamento/desmoronamento na parede do poço.

Quando o diâmetro se restringe levemente, há indicação de reboco, o que é desejável. Quando o diâmetro se alarga, principalmente quando associado a leituras erráticas de outros perfis, indica que houve arrombamento, e, portanto, essa porção do perfil terá as medições comprometidas e exige maior cuidado.

4.4.3 Neutrão (NPHI)

O perfil de neutrão é utilizado para indicar a porosidade da formação a partir do conteúdo de hidrogênio, determinado pela interação entre nêutrons e hidrogênio. O princípio de funcionamento da aquisição de dados seria que os nêutrons emitidos pela ferramenta interagem com a rocha, porém onde há a colisão com o hidrogênio, ocorre a perda completa de energia dos nêutrons. Dessa forma, é possível calcular através do não retorno à ferramenta qual é a quantidade destas partículas nas rochas, que estariam associadas a porosidade, aqui chamada de porosidade aparente (Ellis & Singer, 2008).

Neste perfil, há um efeito anômalo associado a existência de gás hidrocarboneto (CH_4) nos poros. As ferramentas são calibradas para formações que contêm poros preenchidos por fluidos e, por isso, quando há interação com a densidade muito menor do gás, o efeito de absorção dos nêutrons é afetada, gerando menores valores de porosidade aparente (Ellis & Singer, 2008). Nesse contexto, o CO_2 também não é identificado por essa leitura, gerando um efeito de subestimação dos valores de porosidade, similar ao efeito do gás.

4.4.4 Densidade (RHOZ)

A ferramenta de aquisição de dados de densidade funciona pelo princípio da emissão de raios gama artificiais a partir de uma fonte de césio (Cs^{137}), que colidem com os elétrons presentes na rocha e geram o fenômeno do Efeito Compton. A interação gera perda de energia e o detector da ferramenta considera essa perda após o retorno para obter a densidade da formação (Rosa, 2006; Ellis & Singer, 2008). Como a ferramenta funciona encostada na parede do poço, o perfil de densidade é, portanto, sensível à formação de reboco ou arrombamento (Ellis & Singer, 2008).

Este perfil também apresenta sensibilidade à presença de gases, independentemente de serem hidrocarbonetos ou outros. Considerando os efeitos do CO_2 neste perfil, há uma subestimação dos valores de densidade devido a presença do gás. Neste caso, a associação entre o perfil de densidade e o perfil de neutrão apresenta o efeito *cross-over*. Este efeito ocorre quando estes perfis são desenhados em um mesmo gráfico, com o perfil de densidade variando entre 1,95 a 2,95 g/cm³ e

o neutrão na escala de 0,45 a -0,15 v/v. Sob essas condições, quando o perfil de densidade é desenhado à esquerda do perfil neutrão, ocorre o chamado efeito *cross-over*.

4.4.5 Resistividade (RES)

Os perfis de resistividade correspondem a dificuldade de passagem da corrente elétrica pelo meio, que seria o princípio físico inverso à condutividade (Ellis & Singer, 2008). Existem diversas medições de resistividade nos perfis geofísicos, que corresponderiam ao alcance da ferramenta de penetração da corrente elétrica na formação. Também há diferentes ferramentas de LWD e WL que obtêm resistividade, o que deve ser considerado a depender do escopo do trabalho. Usualmente, utiliza-se diferentes perfis de resistividade obtidos por WL, geralmente escolhendo perfis de densidade rasos, médios e profundos para comparação.

Este perfil é interferido pela existência de fluidos, portanto o CO_2 presente na formação teria o efeito de aumentar a resistividade esperada do meio.

4.4.6 Fator Fotoelétrico (PEFZ)

O Efeito Fotoelétrico ocorre em concomitância ao Efeito Compton, quando há interação dos fótons de menor energia com os elétrons orbitais e perdem energia, gerando raios X característicos em relação ao número atômico dos elementos químicos formadores da rocha (Ellis & Singer, 2008). Esse perfil não é influenciado pelos fluidos contidos nas rochas, correspondendo diretamente à composição química da formação (Ellis & Singer, 2008). Considerando isto, o CO_2 não influencia diretamente este perfil.

4.4.7 Sônico (DTCO)

O perfil sônico é a resposta da emissão de um pulso acústico na formação. Quanto maior os valores, mais tempo foi necessário para a onda percorrer e retornar ao receptor, ou seja, há um maior tempo de trânsito (Darling, 2005.).

Rochas mais porosas possuem maiores valores de sônico pois há uma dificuldade maior de transitar pelos espaços preenchidos por fluidos em relação às rochas. Já calcários possuem tempo de trânsito menor do que arenitos pois são meios mais rígidos, portanto, mais fáceis de propagar as ondas acústicas.

Em relação ao CO_2, o sônico apresentará valores maiores de vagarosidade, porém menores quando comparados ao efeito do gás hidrocarboneto.

4.4.8 Perfis de Ressonância Magnética Nuclear (NMR)

Perfis de Ressonância Magnética Nuclear (*Nuclear Magnetic Resonance* – NMR) se baseiam no princípio físico homônimo, detectando os núcleos de hidrogênio presente nos fluidos dos poros. Um campo eletromagnético é aplicado à formação, promovendo o alinhamento dos prótons de hidrogênio ao campo, que ao retornar ao estado original, liberam energia que é medida pelo receptor (Coates *et al.,* 1999).

O perfil de porosidade total (φNMR) está diretamente relacionado a quantidade de hidrogênio nos poros da formação, não incluindo a matriz rochosa, sendo uma estimativa mais confiável da porosidade (Coates *et al.,* 1999; Xiao, 2023).

A porosidade e o tamanho de poros obtidos por NMR podem ser utilizados para estimar a permeabilidade e o potencial de produção da porosidade, ou seja, uma estimativa dos fluidos livres nos poros. Esse valor é chamado de *Free Fluid Index* (FFI), que se baseia na suposição de que o fluido livre está nos poros maiores, enquanto os poros menores possuem os fluidos não móveis (Xiao, 2023).

Dessa forma, a porosidade é dividida em FFI e volume irredutível (*bulk volume irreducible* – BVI). Dentro do volume irredutível, ainda é possível distinguir o volume de água contida na argila (*clay-bound water* – CBW) e de água presa por capilaridade (*capillary-bound water*). *Clay-bound water, capillary-bound water* e fluido livre ocupam poros de diferentes tamanhos e localidade. Os fluidos irredutíveis possuem tempos T_1 e T_2 mais curtos (Xiao, 2023; Fig. 10).

Os perfis de NMR têm valores menores na presença de gás hidrocarboneto, mas são ainda menores quando submetidos a presença de CO_2.

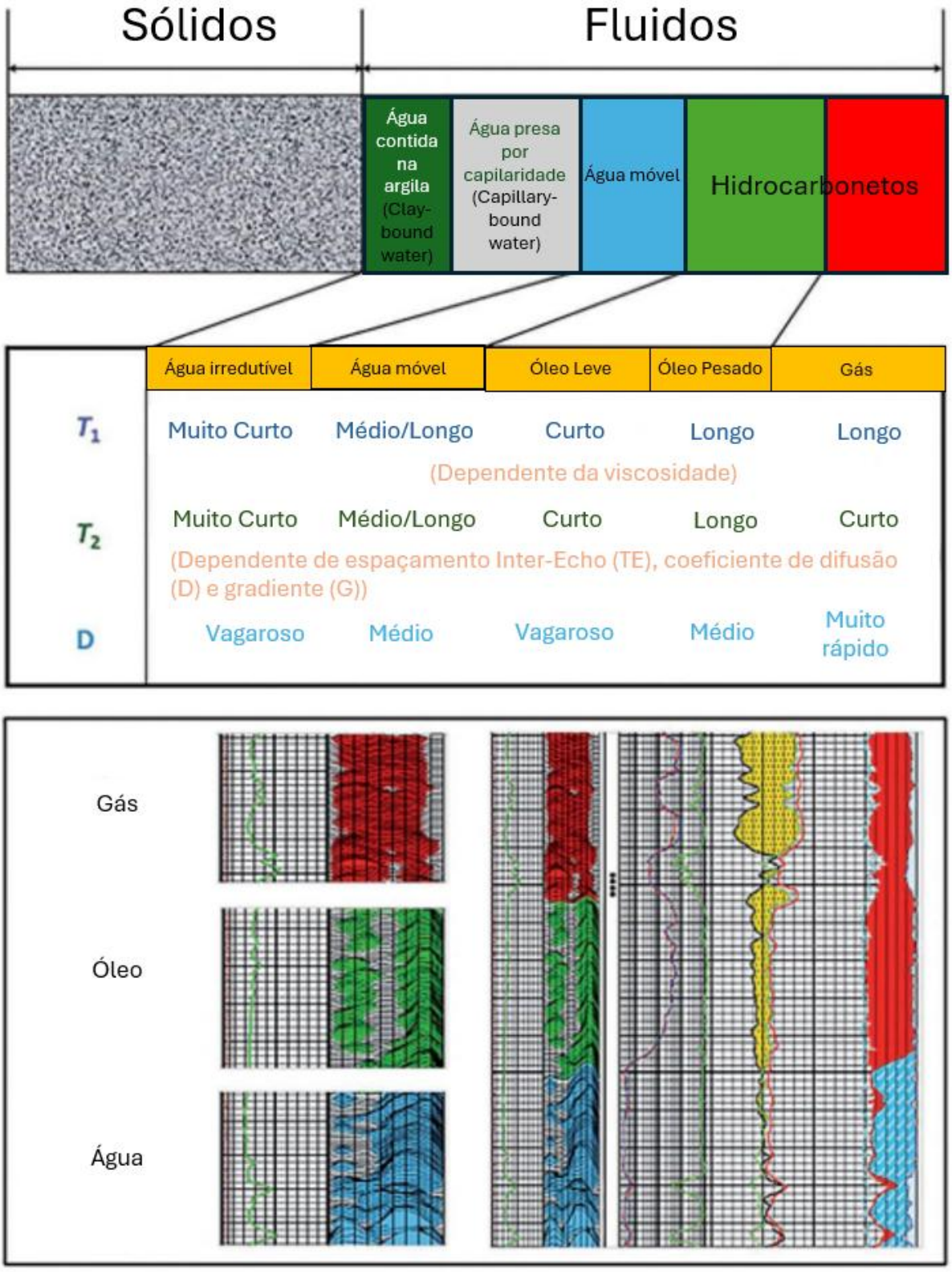


Figura 10: Ilustração com resumo da resposta do perfil de ressonância magnética nuclear (NMR) a depender do tipo de fluido encontrado nos poros da formação. Adaptado de Xiao (2023).

4.5 Técnicas de Captura, Utilização e Armazenamento de Carbono (CCUS)

Captura, Utilização e Armazenamento de Carbono (*Carbon Capture, Utilization and Storage* – CCUS) é o nome genérico para o conjunto de técnicas que visam a redução de gases provocadores de efeito estufa através da reinjeção de CO_2, com o objetivo principal de mitigar os impactos das mudanças climáticas. No contexto do trabalho atual, serão ressaltadas as principais técnicas aplicadas em reservatórios de óleo e gás, que são a Recuperação Avançada de Petróleo (*Enhanced Oil Recovery* – EOR) e a Captura e Estocagem Geológica de CO_2 (*Carbon Capture and Storage* – CCS). A Figura 11 é uma ilustração simplificada dessas técnicas.

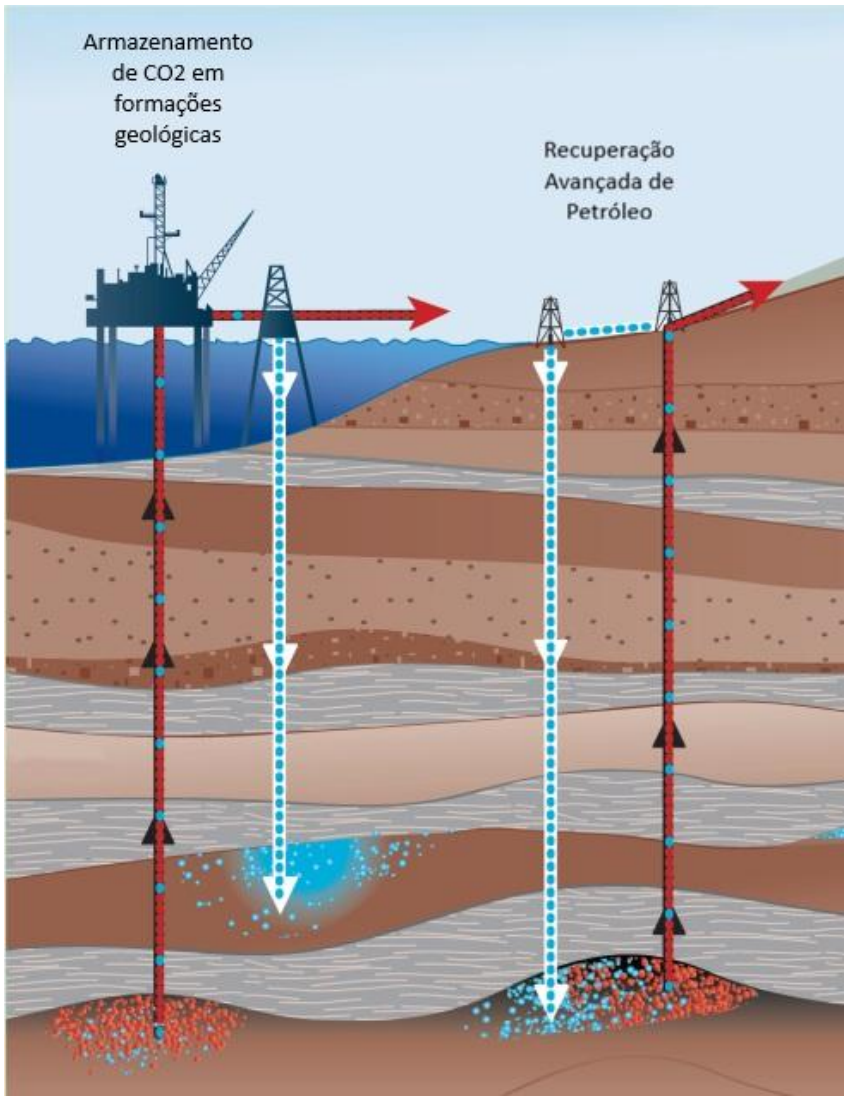


Figura 11: Ilustração esquemática das técnicas de CCUS captura e armazenamento de CO_2 em formações geológicas (CCS) e da recuperação avançada de petróleo (EOR). Adaptado de Metz *et al.,* 2005.

4.5.1 Recuperação Avançada de Petróleo (EOR)

O EOR é uma técnica de uso do CO_2, utilizado como uma forma de otimização da produção de óleo em reservatórios. Funciona com a injeção de CO_2 no reservatório, de forma que haja a redução da viscosidade do óleo, aumentando a pressão e ajudando no deslocamento do hidrocarboneto (Lake, 1988). Como resultado, um maior volume de óleo consegue ser produzido. É uma técnica que visa otimizar a produção de óleo, porém como efeito secundário pode produzir também o armazenamento de CO_2.

4.5.2 Captura e Armazenamento de Carbono (CCS)

O CCS tem como objetivo a retirada do carbono da atmosfera para que seja permanentemente armazenado na forma de minerais estáveis em formações geológicas, incluindo reservatórios depletados de óleo e gás (Metz *et al.,* 2005). Nesse contexto, o Pré-sal representaria um enorme potencial de armazenamento dado a quantidade enorme de poços gerados pela atividade econômica em torno destas rochas.

A técnica consiste na interação rocha-fluido-CO_2, criando condições geoquímicas onde será propícia a dissolução dos minerais da rocha receptora, com a precipitação de novos minerais que sejam estáveis na natureza, retirando assim o CO_2 do estado gasoso da atmosfera (Metz *et al.,* 2005; Benson & Cole, 2008).

5 TRABALHOS PRÉVIOS

Alguns trabalhos previamente publicados são importantes para a construção de conhecimento para compreender a questão do CO_2 na Bacia de Santos, que para a presente pesquisa tiveram relevância para contextualização e discussão.

O trabalho dos autores Freitas *et al.* (2022) foi focado no estudo das anomalias de CO_2 na Bacia de Santos, gerando um mapa da distribuição do conteúdo de CO_2 em poços associando-os a zonas de falhas profundas, depocentros e corpos ígneos (Fig. 12). Esse trabalho menciona que o poço 1-BRSA-1363-RJS (Peroba) possui conteúdo de 96% de CO_2, sendo o maior índice desse gás na Bacia de Santos.

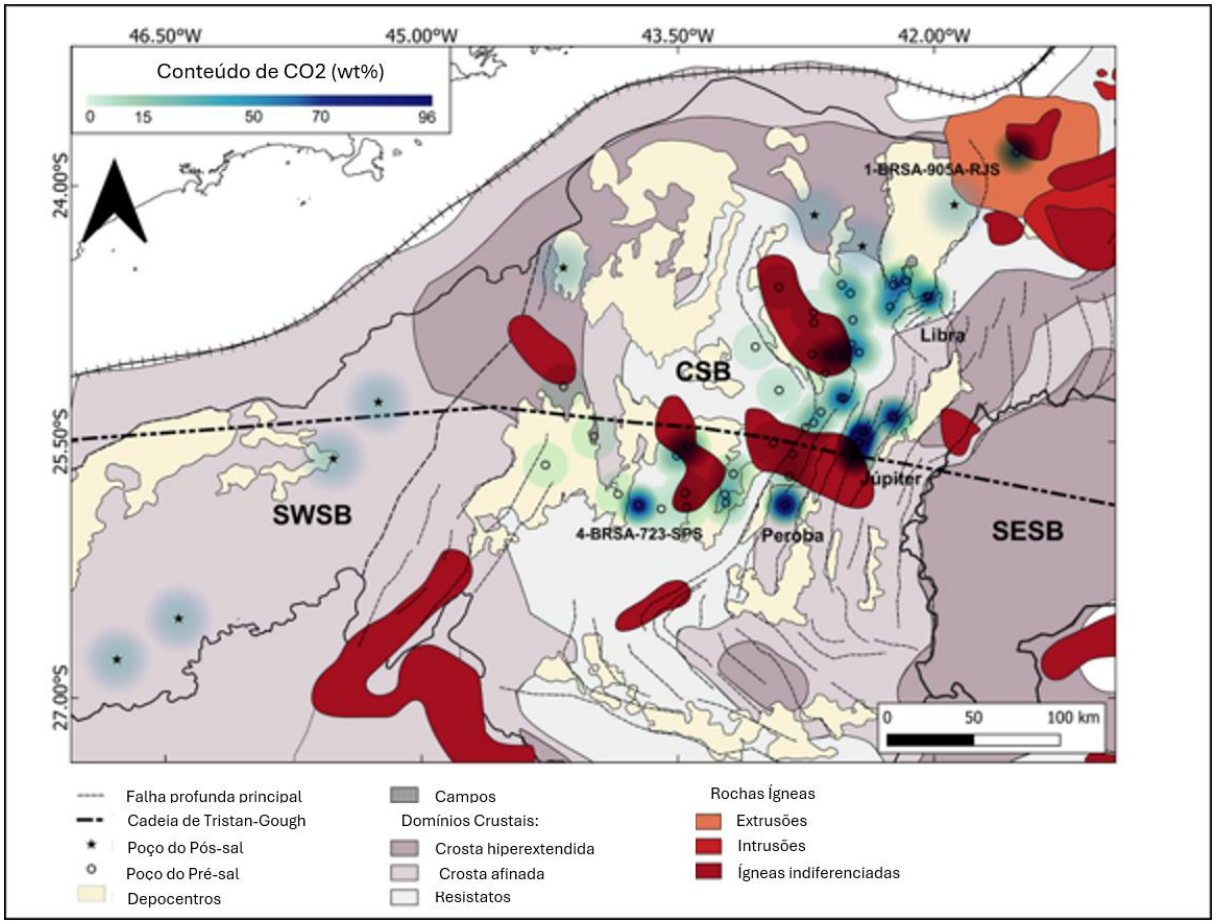


Figura 12: Mapa da Bacia de Santos com distribuição do conteúdo de CO_2 em poços com a identificação de falhas profundas, depocentros e corpos ígneos. Adaptado de Freitas *et al.* (2022).

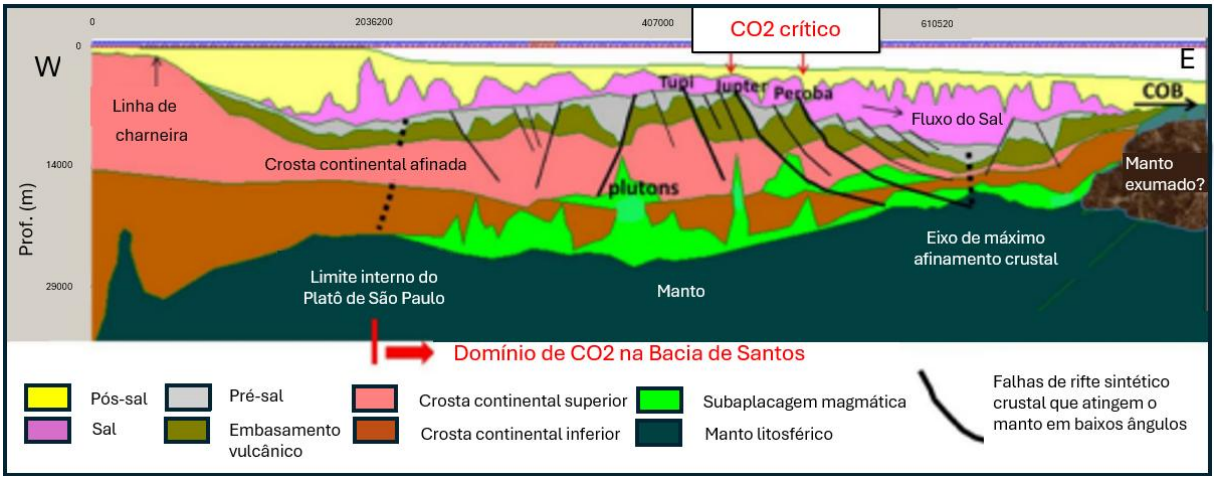


Figura 13: Seção geológica da Bacia de Santos sentido W-E, representando o sistema de falhas na parte leste do rifte que são meios de migração de CO_2 para a bacia. Adaptado de Santos Neto *et al.* (2025).

Outros trabalhos relevantes no contexto de CO_2 na Bacia de Santos são os trabalhos de Santos Neto *et al.* (2012, 2025), cujo objetivo seria desvendar a origem do CO_2 presente na bacia. Com base em análises isotópicas, os autores indicam proveniência mantélica para o CO_2 na Bacia de Santos, que teria sido carregado até as rochas do Pré-sal através de um sistema de falhas profundas nordeste-sudoeste, associadas a um afinamento crustal originado por um processo de hiperextensão que contribuiria para a migração do fluido mantélico (Fig. 13).

6 MATERIAIS E MÉTODOS

No presente trabalho, foram realizadas a descrição litológica e análises geoquímicas das amostras de calha da Formação Barra Velha do poço 1-BRSA-1363-RJS, consistindo no intervalo 5367/5640 m, coletadas em intervalos de 3 em 3 metros durante a perfuração, totalizando 91 amostras.

O poço foi perfurado no leste da Bacia de Santos pela Petróleo Brasileiro S/A (Petrobras) e as amostras de calha foram transferidas ao departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense pela bp Brasil Petróleo, em cessão conferida pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). A Figura 14 mostra a localização do poço. As amostras estavam acondicionadas em sacos de pano dentro de caixas plásticas, devidamente identificadas com o nome do poço e a profundidade de amostragem, conforme resolução n° 71 da ANP (ANP, 2014).

Todos os processos utilizados para o processamento das amostras de calha para as análises foi detalhado na seção “6.1 Processamento das Amostras de Calha” desta dissertação.

De forma resumida, a rotina do trabalho consistiu na homogeneização e quarteamento das amostras em alíquotas de 20 g, com posterior limpeza para remoção da contaminação por fluido de perfuração com o solvente orgânico n-hexano (C_6H_{14}). Após estarem secas, 15 g foram separadas para a descrição com a lupa e 5 g moídas para as análises geoquímicas. Foram realizadas as análises de Fluorescência de Raios X (XRF) em todas as 91 amostras, enquanto a Difratometria de Raios X (XRD) foi feita a cada 3 amostras, ou seja, em intervalos de 9 m, com a

adição de uma amostra pontual fora deste intervalo na profundidade 5463 m, totalizando 31 análises. As mesmas alíquotas foram analisadas com as duas técnicas.

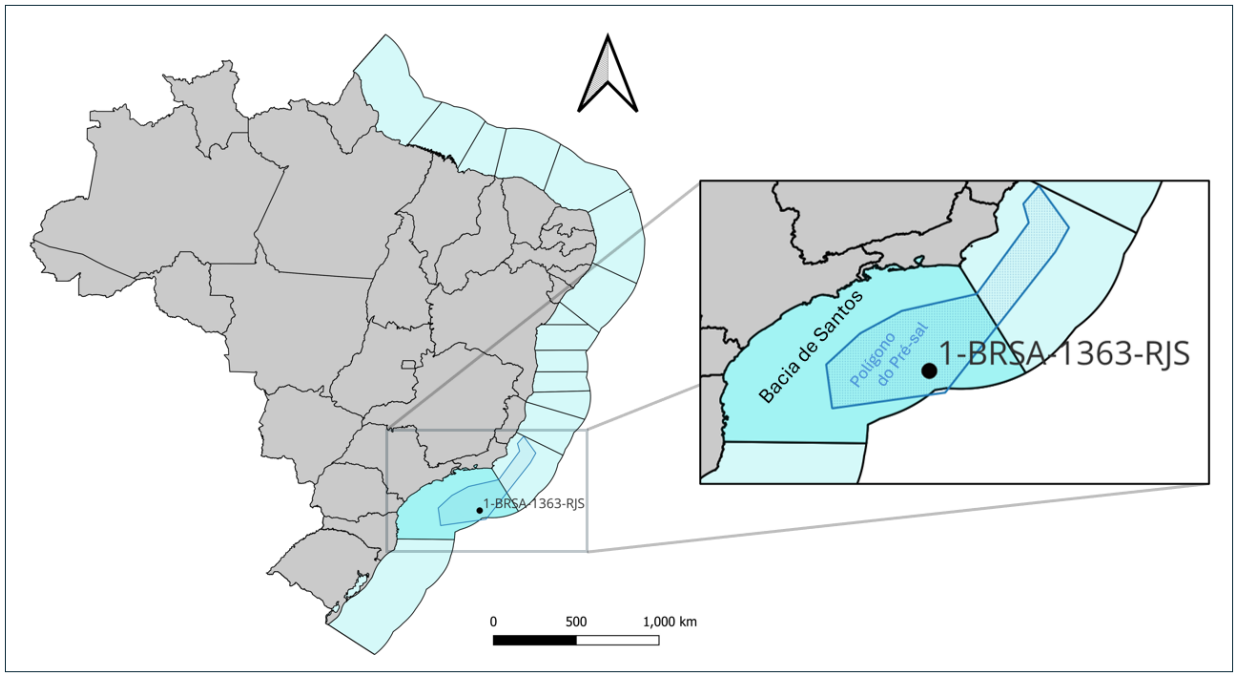


Figura 14: Mapa de localização do poço 1-BRSA-1363-RJS, encontrado ao leste da Bacia de Santos, dentro do polígono do Pré-sal (delimitado em azul escuro).

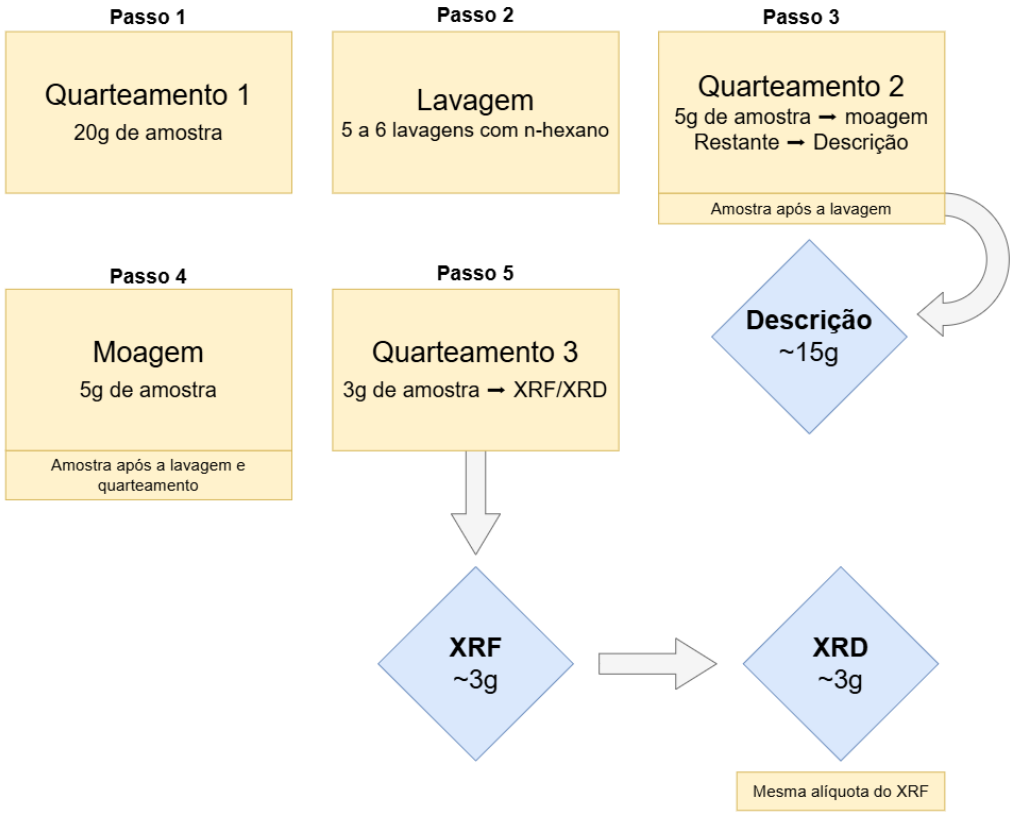


Figura 15: Fluxograma do processamento das amostras de calha para a descrição e análises laboratoriais.

Na Figura 15, é ilustrado um diagrama que sintetiza o fluxo de trabalho utilizado para o processamento das amostras (quadrados amarelos) e aquisição de dados analíticos (losangos azuis).

Além disso, foram utilizados dados recebidos da ANP que consistem em perfil composto, perfil de acompanhamento geológico, dados de perfuração e perfis de poços, com maior detalhamento na seção “6.4 Análise de Perfis Geofísicos de Poços”.

6.1 Processamento das amostras de calha

A seguir será detalhado todo o processamento das amostras de calha para a descrição e análises geoquímicas, etapa que é de suma importância para garantir a qualidade das análises. Segundo Craigie (2018), muitos estudos fracassam devido à preparação inadequada da amostra, seja pela limpeza, pelo quarteamento ou moagem inadequados. Dessa forma, todo o trabalho depende dessa etapa inicial para seu sucesso.

Os primeiros passos da preparação das amostras são a homogeneização e o quarteamento. Como o peso da amostra primária é maior do que o necessário para as análises, é feita a utilização de um método de partilhas sucessivas para a divisão da amostra em alíquotas representativas de menor massa. Para que este processo resulte o mais próximo possível da amostragem ideal do ponto de vista estatístico, foi utilizado um quarteador do tipo Jones (Fig. 16). Este equipamento possui uma série de calhas inclinadas (maior do que 45°) montadas de forma alternada. A amostra passa pelas calhas e é direcionada através de canaletas para caixas de recolhimento do material, as quais recebem metade do volume da amostra. A distribuição da amostra na calha deve ser uniforme, evitando que seja concentrada em uma parte das calhas (Sampaio *et al*., 2007).

O volume total de amostra foi retirado do saco de pano e colocado em um plástico maleável para a homogeneização, que consiste em levantar as pontas do plástico de forma que a amostra deslize sobre si mesma e se misture. Após esta etapa, a amostra é colocada no quarteador tipo Jones sucessivas vezes, até que seja obtido a quantidade de amostra adequada para as análises, definida em 20 g.

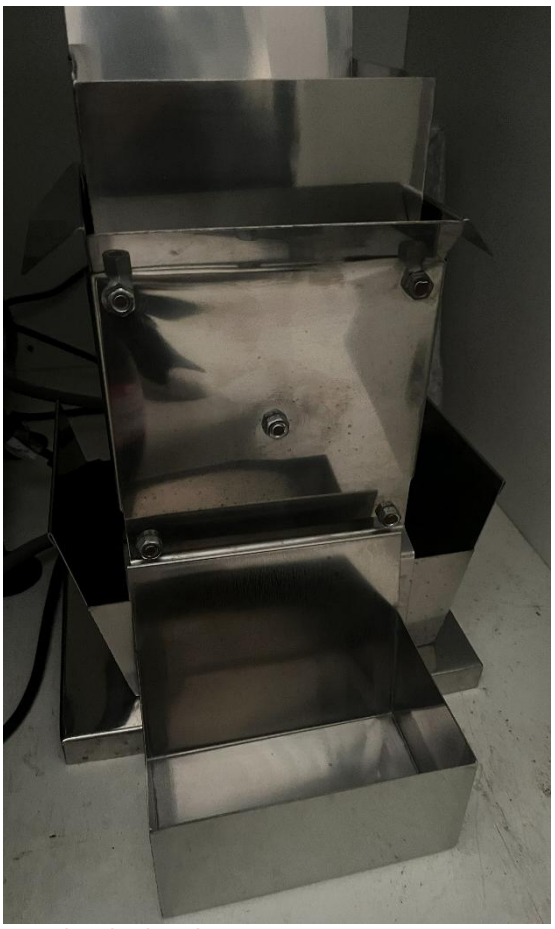


Figura 16: Fotografia do quarteador do tipo Jones.

Nas alíquotas obtidas, foi feita a limpeza com o reagente químico n-hexano para retirada do fluido de perfuração, resquícios de poeira e sujeira (Fig. 17). A amostra foi posicionada em um béquer de vidro e embebida em n-hexano (Fig. 17A). São feitos movimentos circulares com o béquer para agitar o químico e limpar a amostra, de forma que a coloração do líquido fique marrom e turva, para então ser descartada (Fig. 17B, C). Esse processo foi repetido de 5 a 6 vezes em cada amostra, a depender da dificuldade de retirada das impurezas. As amostras então são despejadas em finas camadas em uma folha de papel para secagem do líquido dentro de uma capela. A secagem é rápida (cerca de 10 minutos) e as amostras já estão prontas para serem descritas ou moídas (Fig. 17D).

Após este processo, a amostra foi novamente quarteada para a separação de 5 g de amostra para a moagem, etapa necessária às análises químicas, enquanto cerca de 15 g restantes foram utilizadas para a descrição macroscópica. A moagem é

necessária para diminuir o tamanho dos grãos e tornar a amostra mais uniforme e homogênea.

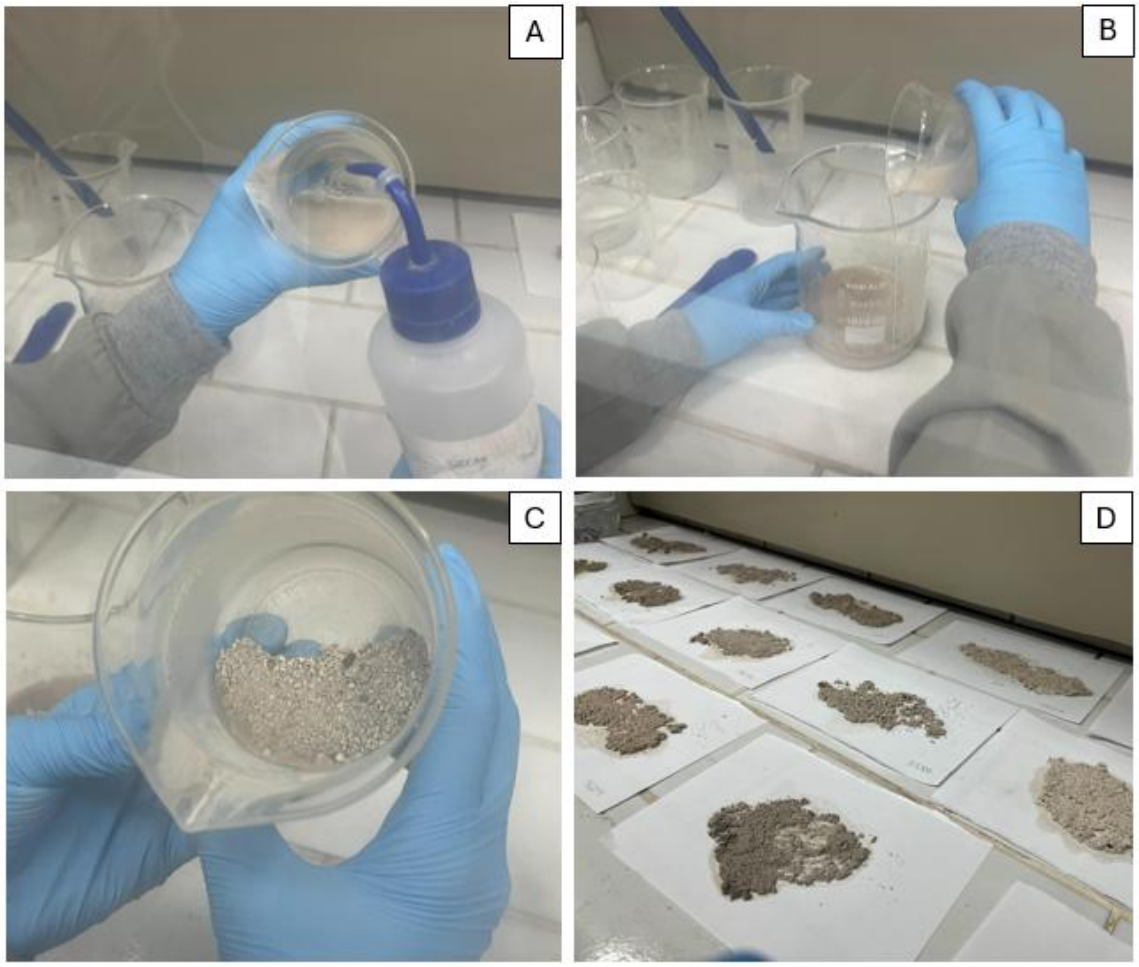


Figura 17: Etapas da limpeza das amostras de calha com o solvente orgânico n-hexano. (A) Amostra embebida com n-hexano; (B) Descarte da parte líquida; (C) Amostra após a limpeza; (D) Secagem na capela.

Para a moagem mecânica, foi utilizado o moinho de bolas do tipo planetário, modelo S1 da Retsch (Fig. 18), contendo 9 esferas de carbeto de tungstênio (WC). As amostras foram moídas a 30 rpm por 5 minutos com o equipamento no modo cíclico. As amostras ainda passam por uma peneira de malha de 106 μm para garantir que as amostras estarão com o tamanho adequado para as análises de XRF e XRD.

As amostras moídas são armazenadas em sacos com fecho Zip Lock (Fig. 19), devidamente etiquetados com o nome do poço e a profundidade da amostra, de forma a evitar contaminação e aumento de umidade.



Figura 18: Imagem do moinho de bolas modelo S1 da Retsch.



Figura 19: Amostra de calha armazenada no saco com fecho Zip Lock.

6.2 Descrição de amostras de calha

O objetivo da descrição das amostras de calha é identificar de forma visual e com experimentos simples a mineralogia principal e secundária, cores, coesão, estruturas, feições deposicionais e diagenéticas, além de artefatos (cimento, contaminação por fluido de perfuração, pedaços de broca, lascas de tinta, borracha, ferrugem etc.).

Foi feita a descrição macroscópica considerando mineralogia, características diagenéticas (dolomitização e silicificação) e possíveis estruturas, com o auxílio de estereomicroscópio binocular modelo Stemi 508 com câmera fotográfica acoplada Axiocam ERc 5s, ambos da Zeiss (Fig. 20). Neste equipamento, também pode-se obter fotografias das amostras com zoom de 0.63x até 5.0x, conforme a necessidade de registro em maior detalhe.

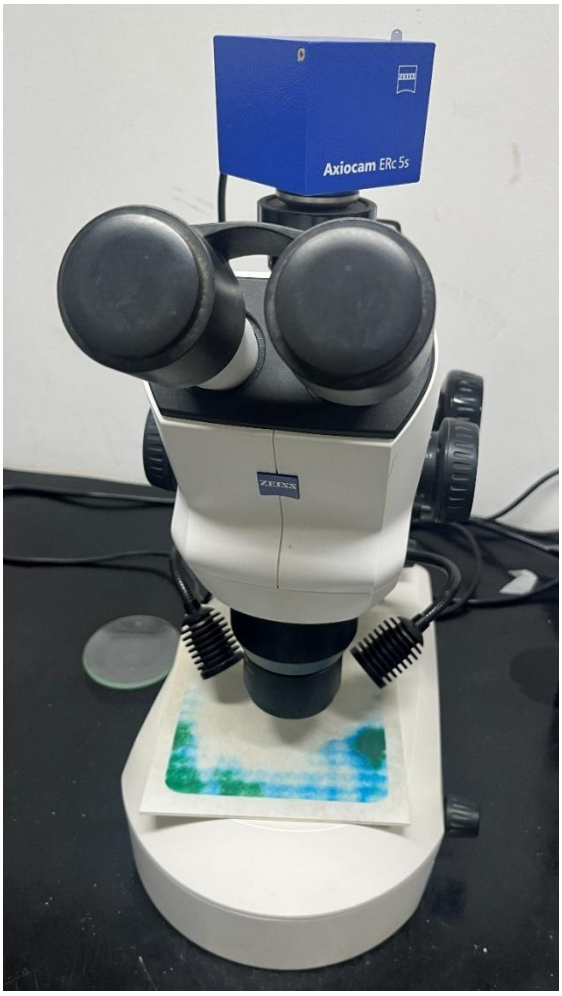


Figura 20: Estereomicroscópio binocular modelo Stemi 508 com câmera fotográfica acoplada Axiocam ERc 5s, da Zeiss.

Para a descrição, as amostras de calha são posicionadas em uma superfície (geralmente bandejas ou calhas metálicas) e novamente umidificadas, desta vez com álcool isopropílico, para que facilite a visualização dos grãos. Ao total, foram descritas 91 amostras, com a confecção de uma tabela que contém as características observadas nas amostras de calha: litologia principal e secundária, porcentagem, cor segundo a escala de cores de Munsell, cor segundo a tonalidade no espectro RGB, granulometria, textura, arredondamento, seleção, esfericidade, porosidade aparente e coesão.

6.3 Caracterização química e mineralógica

Foram realizados dois tipos de análises semiquantitativas nas amostras para caracterização química e mineralógica: a Fluorescência de Raios X (*X-ray Fluorescence* – XRF) e a Difratometria de Raios X (*X-ray Diffractometry* – XRD). Como se trata de métodos não destrutivos, para ambas as análises, utilizou-se a mesma alíquota de amostra moída, o que facilitou a comparação de resultados e otimizou o fluxo de trabalho.

6.3.1 Fluorescência de Raios X (*X-ray Fluorescence* – XRF)

Para a análise da química elementar através de XRF, foi utilizado o equipamento EPSILON 1 da Malvern Panalytical (Fig. 21). Este equipamento utiliza o material em pó solto, que é disposto em um porta amostras de plástico de diâmetro interno de 30 mm, que deve ser confeccionado com a união de duas partes plásticas com um filme de polipropileno entre elas. O filme formará o fundo da cápsula e esta é a parte que estará em contato com o leitor do equipamento. Ainda adicionamos uma terceira parte plástica que é uma tampa para fechar a cápsula e evitar a contaminação da amostra antes de colocar o recipiente na câmara interna do equipamento.

O funcionamento do instrumento tem como princípio o bombardeamento de raios X na amostra. As leituras são feitas em uma atmosfera de ar, com capacidade de obter elementos químicos desde o magnésio (Mg) até urânio (U), portanto de número atômico 12 a 92. Há a aquisição de dados em elementos maiores e menores em porcentagem, enquanto elementos traço estão em ppm.

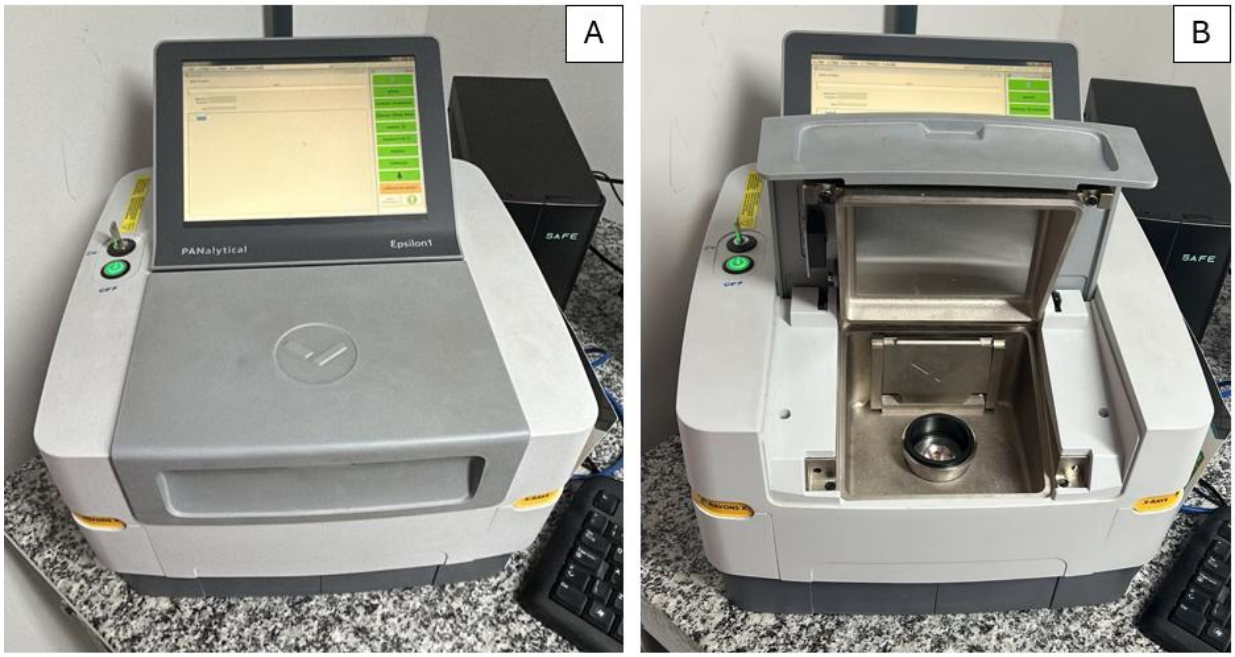


Figura 21: Fotografia do equipamento EPSILON 1 da Malvern Panalytical. Em (A), o equipamento está com a tampa fechada. Em (B), apresenta a câmara para posicionamento da amostra para análise.

Alguns controles de qualidade foram aplicados a essa técnica. O primeiro foi a realização de uma amostra em duplicata a cada 10 amostras analisadas, verificando se os valores não ultrapassam um erro de até 5%. O próprio equipamento realiza uma verificação de calibração interna a cada 24 horas.

Além disso, foi utilizada a metodologia proposta por Oliveira *et al*. (2022) para estimar a quantidade de baritina nas amostras do Pré-sal, por meio de uma equação que considera a separação de Fe oriundo da baritina, Fe litológico e o conteúdo de Al (Equação 2). Neste caso, quando a quantidade de baritina fosse maior do que 10%, o recomendado é descartar a amostra, pois estaria contaminada demais para ser utilizada. No presente estudo, todas as amostras puderam ser utilizadas.

$$\beta\,(\%) = \frac{Ba\,(ppm)}{588400} + \frac{Fe\,(\%) - 1.1671 \times Al\,(\%)}{69.94} \qquad \text{(Equação 2)}$$

6.3.2 Difratometria de raios X (*X-ray Diffractometry* – XRD)

As análises de XRD foram feitas com o equipamento Bruker D2 Phaser equipado com um detector Lynxeye-2, operado a 30 kV e 10 mA com radiação CuKα (λ = 1.54060 Å). O instrumento foi configurado com as fendas primárias e secundárias de Soller de 2.5°, fenda de divergência primária de 0.2 mm, fenda de espalhamento de 1 mm, e filtro de Ni Kβ. Dados foram obtidos entre o alcance de 4°–90° 2θ, com step de 0.02° e tempo de contagem de 3 s por step.

Esses dados foram analisados utilizando dois softwares da DIFFRAC.SUITE da Bruker. O software DIFFRAC.EVA foi utilizado para a identificação de minerais através dos picos característicos, com a utilização do DIFFRAC.TOPAS v5 para a quantificação dos minerais através do método de refinamento de Rietveldt (Rietveld, 1969; Cheary and Coelho, 1992). As estruturas de referência utilizados encontram-se na *Crystallographic Open Database* (COD) e no ICDD PDF-4+. Foi utilizado o pico de quartzo para ajustes nos difratogramas, com o alinhamento entre o pico de quartzo da database com o pico de quartzo obtido nas amostras.

6.4 Análise de perfis geofísicos de poços

Os dados geofísicos foram obtidos por perfilagem a cabo (WL) ou LWD e adquiridos no formato .dlis, posteriormente convertidos para .las pela equipe do COPEGEO da UFF utilizando o software Interactive Petrophysics (IP), seguindo a metodologia utilizada por Amorim *et al.* (2025) para ajuste das curvas WL com a profundidade LWD, que têm como referência a broca utilizada na perfuração.

A partir dos arquivos .las, foram geradas curvas no software em desenvolvimento pela UFF Avaliação de Perfis em Python (APPy), com posterior processamento dos dados no software para a criação de curvas representativas de intervalos de 3 m, a fim de tornar comparável a escala dos perfis com as amostras de calha. Para alguns gráficos, foi utilizado um programa em Python encontrado na biblioteca Stoneforge do GIECAR/UFF.

Este trabalho realizou a interpretação dos perfis geofísicos de Raios Gamma (Gamma Ray – GR), cáliper (HCAL), densidade (RHOZ), neutrão (NPHI), resistividade rasa, média e profunda (RES30, RES60, RES90), fator fotoelétrico (PEFZ), sônico

(DTCO); Gamma Espectral, composto por tório (HTHO), urânio (HURA) e potássio (HFK); e Ressonância Magnética Nuclear (NMR).

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados e discussões desta dissertação serão apresentados através de um artigo disposto na subseção 7.1, que está em processo de submissão para revistas científicas. O artigo trata da integração de dados químicos, mineralógicos e perfis de poço para a caracterização de um análogo natural de injeção de CO_2 em rochas do Pré-sal da Bacia de Santos.

7.1. Artigo Científico

INTEGRATION OF WELL LOGS, MINERALOGY AND GEOCHEMICAL ANALYSIS OF A NATURAL ANALOGUE OF CO_2 INJECTION IN THE BRAZILIAN PRE-SALT RESERVOIR (APTIAN BARRA VELHA FORMATION) USING CUTTING SAMPLES

Ana Luiza Silva Moreira[1], Bruno de Sá Nobre Rocha[1], Raphael da Rocha Silveira[1], Bruna Maia Imbuzeiro[1], Fabia Emanuela Rafaloski Bobco[1], Paloma De Queiroz Cardoso[1], Carla Semiramis Silveira[1], Filipe Vidal Cunha Santa Rosa Soares de Oliveira[1], Victor Matheus Joaquim Salgado Campos[1], Antonio Fernando Menezes Freire[1]

[1] Universidade Federal Fluminense (UFF)

Abstract

The injection of CO_2 into depleted reservoirs is a carbon capture and storage technique. The interaction between host rocks and CO_2 causes dissolution and precipitation of minerals. Therefore, the complexity of the system depends upon the host rock. Carbonates are challenging host rocks as they are highly reactive, and many parameters can affect the mineralogy of those rocks and the interaction with injected CO_2. Considering that simulations and experiments have a limited time range of observation, natural analogues are valuable sources to comprehend the resulting mineralogy on a long-term scale after a CO_2 injection, but they are scarce. In Brazil, the intense activity of the oil and gas industry in carbonate reservoirs of Pre-salt

represents enormous potential storage volume for carbon capture purposes. Based on that, this work aims to characterize a natural analogue to a CO_2 injection in the Barra Velha Formation, reservoir rocks of Santos Basin, Brazil. Cutting samples from a drilling well were used for lithological description, X-ray Fluorescence (XRF) and X-ray Diffractometry (XRD) analysis, which were interpreted alongside well logs data. The results showed an intense dolomitization with different types of dolomites, presence of dawsonite and lack of Mg-clay minerals. This can be an indicator that CO_2 provoked a new diagenetic stage that intensified the dissolution of clayey matrix, with the precipitation of new phases of dolomite and dawsonite.

Keywords: CO_2; dolomite; dawsonite; Barra Velha Formation; Santos Basin

Introduction

Carbon Capture, Utilization, and Storage (CCUS) is a relevant topic to reduce the impact of the emission of greenhouse gases in the environment. Considering the possibilities on the oil and gas industry, the injection of CO_2 into depleted reservoirs is an option to storage those gases permanently in geological formations. In this technique, the host rocks and the CO_2 interact, causing dissolution and precipitation of minerals, changing permeability and porosity of the rocks (Assayag et al., 2009; Kampman et al., 2013; Hellevang et al., 2014; Santos Neto et al., 2025). The chemical reaction between minerals and CO_2 will be influenced by certain parameters, such as pH, temperature, ionic strength, texture and composition of rocks, which will determine the dissolution rates and the preferable precipitation of new minerals. The more complex the system, the more challenging it is to predict those reactions.

When comparing host rocks, carbonates are highly reactive, reason why siliciclastic deposits are considered more stable to CO_2 injection (Zhang et al., 2009; Luquot and Gouze, 2009; Kim et al., 2018). However, the enormous discovery of oil and gas in carbonate reservoirs produced many wells that are potential candidates for carbon capture purposes (Gharbi et al., 2013; Pereira Nunes et al., 2024). Considering the potential of those rocks, it is important to predict how carbonates will change during time after the injection of CO_2.

Previous studies on CCUS in carbonate deposits mainly focus on understanding the mechanical response of the rocks, where dissolution and precipitation rates are related to porosity and permeability. Pokrovsky et al. (2005) measured the dissolution rate of calcite, dolomite and magnesite in aqueous solutions at acid to neutral pH, between 25°C to 150°C. Deeper evaluation of the changes in permeability and porosity after CO_2 injection were made by Luquot and Gouze (2009), Gharbi et al. (2013), and Kim et al. (2018).

In addition to that, some studies highlighted the importance of mineralogy in CO_2 sequestration, such as Tulapan et al. (2025) in Mae Moh Basin, and Massarweh et al. (2025) in Indiana limestone. Yao et al. (2024) utilizes simulations to compare the dissolution of limestones and dolostones, and Khather et al. (2017) studied petrophysical changes in dolomite-rich rocks. However, some minerals are not at equilibrium even after 100 years (Cantucci et al., 2009). Considering the limited time range of simulations and experiments, there is a lack of understanding of the outcomes from the carbonate host rock and injected CO_2 in time scale of millions of years. In this scenario, natural analogues are valuable sources of information to comprehend interactions between fluid-rock-CO_2 on a long-term scale, but they are scarce.

The discoveries in Brazilian Pre-salt changed completely the scenario of oil and gas exploration in the region. The reserves are responsible for 4,276 million barrels of oil equivalent per day (BOEPD - ANP, 2025), mostly concentrated in Aptian carbonates of Barra Velha Formation (BVE). BVE is composed of calcite aggregates (shrubs and spherulites), in-situ or reworked, and syngenetic Mg-clays, all susceptible to dissolution and replacement (Tosca & Wright, 2018; Gomes et al., 2020; Carramal et al., 2022; Schrank et al., 2024). The most important products of diagenetic changes in those rocks are dolomitization and silicification, which are commonly related to changes in reservoir properties as they can control size, shape, and connectivity of pores (Herlinger et al., 2017; Farias et al., 2019; Plantz et al., 2024, Freitas et al., 2026). Considering the complexity of this system, it is a great challenge to understand how new parameters such as a CO_2 injection would affect those rocks.

Therefore, this work proposes to study rocks considered a natural analogue to a CO_2 injection in Santos Basin, Brazil, focusing on the effects of CO_2 on the carbonate reservoir rocks of Barra Velha Formation in long-term scale. The main lithological

material used is cutting samples from a drilling well, which were integrated with well logs data.

The studied object is the picture of millions of years of interaction between CO_2 and the complex Pre-salt rocks. Chemical and mineralogical analyses are valuable material to understand how this complex system changed after the interaction with CO_2.

Geological Settings

Santos Basin is in southeast of Brazil, comprehending the coastal zones of the states Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná and Santa Catarina, with approximately 350.000 km² and up to 3.000 m of water depth (Moreira et al., 2007). The north is limited by Cabo Frio High, which separates Campos Basin, while the south limit is the Florianopolis High, separating the Pelotas Basin (Moreira et al*.,* 2007).

The origin of the basin is associated with the break-up of Gondwana and the South Atlantic opening during Lower Cretaceous. It was divided into three stages (or supersequences) by Moreira et al. (2007): rift, post-rift and drift. Underlaying the studied rocks, the rift sequence comprehends the Piçarras Formation and Itapema Formation (Araújo et al., 2024; Amorim et al., 2025). The top of the rift supersequence is marked by the Pre-Alagoas Unconformity (Discordância Pré-Alagoas - DPA).

The post-rift phase, also known as sag stage, is composed by the Aptian Barra Velha Formation (Moreira et al., 2007), made of autochthonous limestones predominated by calcareous or dolomitic carbonates (shrubstones, spherulitestones, and laminated limestones) and reworked facies (rudstones, grainstones, and packstones). It also presents siliciclastic or calcareous mudstones and marls, and it can contain Mg-clay, dolomitization, and silicification (Gomes et al., 2020).

The Barra Velha Formation can be divided in lower and upper sequences by the Intra-Alagoas Unconformity (Discordância Intra Alagoas - DIA), a regional unconformity identified on seismic sections (Moreira et al., 2007; Wright & Barnett, 2015). Overlaying those rocks, there is an extensive sequence of evaporites, containing mainly anhydrite and halite, called the Ariri Formation, followed by the drift supersequence (Moreira et al., 2007).

The rifting process in Santos Basin resulted in a hyperstretched continental crust, sometimes with large igneous intrusions, associated with deep-seated faults. This setting controlled the migration of mantle derived CO_2 that reached the reservoir rocks (Santos Neto et al., 2012; Gamboa et al., 2019; Ferraz et al., 2019; De Freitas et al., 2022; Santos Neto et al., 2025). The highest content of CO_2 of the entire basin is found at Peroba block, reaching 96% concentration (De Freitas et al., 2022).

Materials and Methods

This work used well log data and cuttings samples from the Barra Velha Formation interval in well 1-BRSA-1363-RJS, provided by the Brazilian National Agency for Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP). Sampling depths were determined using the lag-time depth control methodology (Bourgoyne et al., 1986; Lapeyrouse, 2002; Mitchell et al., 2011). The well was drilled by Petrobras at the Peroba prospect, east of Santos Basin, approximately 327 km offshore Rio de Janeiro (Fig. 1). Cuttings were available since the Ariri Formation at 3642 m, reaching its maximum depth at Piçarras Formation at 6131 m. The drilling stopped without reaching the economic basement (Camboriú Formation). The BVE in this well comprises the interval 5367/5640 m.



Fig. 1 – Location of the well 1-BRSA-1363-RJS, east of Santos Basin, Brazil (Amorim et al., 2025).

For the main purpose of the work, we have used 91 cutting samples collected every 3-meters in the mentioned interval of BVE Formation (5367/5640 m), which were all used for lithological characterization by sample description and X-ray fluorescence (XRF) analyses. Additionally, three samples were analyzed with XRF for accurate delimitation of the top of Itapema Formation (ITP)/bottom of BVE. For X-ray diffractometry (XRD), the samples were analyzed every 9 meters (5370/5460 m), with one additional sample at 5463 m, a total of 31 analyses. The following table summarizes the samples analyzed in this work (Table 1).

Table 1 – Summary of analyzed samples at the well 1-BRSA-1363-RJS.

Lithological Description	**XRF**	**XRD**
First sample: 5370 m	**First sample:** 5370 m	**First sample:** 5370 m
Last sample: 5640 m	**Last sample:** 5649 m	**Last sample:** 5640 m
Interval of analysis: 3 m	**Interval of analysis**: 3 m	**Interval of analysis**: 9 m
Additional sample: N/A	**Additional sample:** N/A	**Additional sample:** 5463 m
Total of samples: 91	**Total of samples:** 94	**Total of samples:** 31

The logs were acquired by wireline (WL). This work uses gamma ray (GR), caliper (CAL), resistivity (RES), bulk density (RHOZ), neutron porosity (NPHI), photoelectric factor (PEFZ), compressional sonic (DTCO), and nuclear magnetic resonance parameters, including free fluid (NMRFF), capillarity (NMRCAP), and clay-bound water (NMRCWB) logs for interpretation.

All rock samples are from cuttings. Thus, it was necessary to adjust the depth of WL logs using the LWD gamma ray (GR) curve as a reference, applying a shift factor (SF) calculated in Interactive Petrophysics® (IP). This method is explained in Amorim et al. (2025) and it is important for correlation between cuttings, LWD and WL logs, to reference the logs according to the drill bit depth. For the same reason, to compare well logs to cuttings, logs were converted into 3-meter intervals in the software Avaliação de Perfis em Python (APPy), developed by the Group of Exploratory Interpretation and Reservoir Characterization (GIECAR) from the Fluminense Federal University (UFF). The downscale method consists in making a log with the average of

all the values in 3-meter intervals, so the logs and cuttings could be in the same resolution.

Sample preparation started with quartering 20 g of cuttings, which were manually washed with organic solvent n-hexane to remove contamination by drilling fluid. This process consisted in adding n-hexane to a glass beaker until samples were covered up, shaking softly the liquid until it gets turbid, and then discarding it. To completely clean the samples, it was necessary to repeat this process 6 times. Cuttings were displaced in paper to dry inside a fume hood. After this, 15 g of material was separated for description, and 5 g was milled for geochemical analysis.

Samples were wet with 99.8% pure isopropyl alcohol and then observed with Zeiss Stemi 508 Greenough binocular stereomicroscope. Description followed the carbonate structures found at the classification of Gomes et al. (2020).

For geochemical analyses, samples were milled using a planetary ball mill with tungsten carbide media (WC), and dry-sieved in a <106 μm sieve.

The equipment used for Energy Dispersive X-ray Fluorescence (XRF) analysis was Malvern Panalytical EPSILON 1 EDXRF spectrometer with an Ag anode. The method used was loose powder, with samples being irradiated for 15 minutes in air for major and minor elements, and additional 15 minutes for trace elements. The elements obtained are major and minor oxides (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, K_2O, TiO_2, P_2O_5) in percentage (%). Analyses were performed at the Center for Research and Development in Geological Well Operations (COPEGEO/GIECAR/UFF).

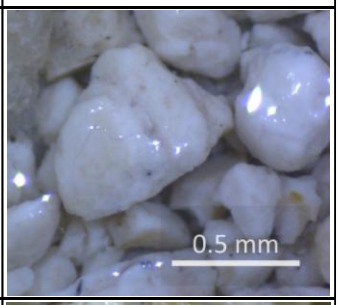
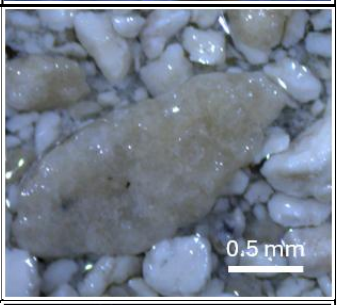
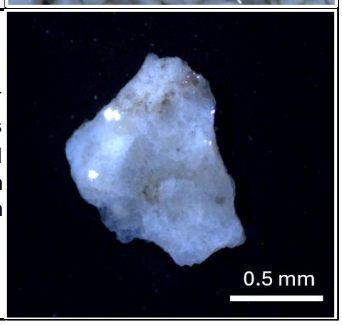
X-ray diffraction (XRD) analyses were performed using a Bruker D2 Phaser diffractometer equipped with a Lynxeye-2 detector, operated at 30 kV and 10 mA with CuKα radiation (λ = 1.54060 Å). The instrument was configured with primary and secondary Soller slits of 2.5°, a primary divergence slit of 0.2 mm, a scattering slit of 1 mm, and a Ni Kβ filter. Data was collected over the 4°–90° 2θ range, with a step size of 0.02° and a counting time of 3 s per step. XRD equipment belongs to the Laboratory of Mineralogy by X-ray Diffraction (Lamix/UFF).

Results

Cuttings Description

In the studied interval, five main lithotypes were identified (Table 2).

Table 2 – Main characteristics of the five lithotypes identified in well 1-BRSA-1363-RJS.

Name	Description	Picture
F1: Undiferentiated limestone without structures	Undiferentiated limestone, white, sometimes grayish or bluish white, no visible structures. It can present punctually some content of organic matter. Grain size from 0,5 mm to 3,0 mm.	
F2: Undiferentiated limestone with structures	Undiferentiated limestone, white, sometimes light brown, with internal dolomitized and silicified spheric structures, shrubs and/or spherulites. Grain size from 0,5 mm to 3,0 mm.	
F3: Undiferentiated limestone with organic matter	Undiferentiated limestone, medium brown, sometimes dark brown to black, with internal dolomitized and silicified spheric structures, shrubs and/or spherulites. It can present levels of organic matter, lamination/crenulation and dolomitization. Grain size from 0,5 mm to 2,5 mm.	
DOL: Dolomite grains	Grains with predominance of dolomite. There are different types of dolomite, with different colors and habits. The grains can contain silicification and calcite. Grain size from 0,5 mm to 3,0 mm. Some cavings can present up to 15,0 mm.	
QTZ: Quartz grains	Grains with predominance of quartz or other SiO_2 minerals, such as microcrystalline quartz and amorphous silica. The grains can contain dolomite and calcite. Grain size from 0,5 mm to 2,5 mm.	

The general aspect of lithotype F1 is predominantly white grains, varying only in size, sometimes natural, sometimes artificially provoked by the drill bit. Some grains can contain small content of organic matter (Fig. 2A). The homogeneity of the grains makes it difficult to visualize structures with the methods applied for description. Considering the material, part of the primary growth structures certainly was obliterated by the methods of acquisition.

Lithotype F2 is like F1, but it shows contrast in colors between white calcitic parts and brown dolomitized parts (Fig. 2B). This contrast highlights the difference between matrix and grains, helping to identify structures, such as spherulites and shrubs. It is also possible to see this contrast with silicified parts as quartz has different shine and color than calcite. In this lithotype, sometimes shrubs are found in all white grains, predominantly calcitic.

Lithotype F3 can be distinguished from others by its very light to medium brown color and the higher content of organic matter. Sometimes, it presents lamination, and it can show a different type of dolomitization in comparison with F2 (Fig. 2C). In addition, lithotype F3 displays a darker color of dolomites than F2, and sometimes it presents layers following lamination.

The other lithotypes (DOL and QTZ) are found in detached grains. For operational reasons, the different types of dolomites found were aggregated as one lithotype in the sample description (Fig. 2D, E). Samples that contain QTZ (Fig. 2F) show those grains as rare or trace, representing less than 5% of the sample's content.

Thin sections were made to identify structures and better differentiate textures of calcite, especially in lithotype F1. Unfortunately, petrographic description of samples showed that calcite is obliterated due to bit commethamorphism caused during the acquisition of cuttings. For this reason, the classification of Gomes et al. (2020) could not be entirely adopted when describing cuttings, but the main concepts for the classification based on morphology and mineralogy were applied. F1 was probably overestimated and most of the samples do have growth structures, but they were not visible because of the nature of the material.

To visualize sample description data, we made a plot that comprises the percentage of each lithotype described. DOL and QTZ percentages were unified for

visual representativeness, as QTZ content is less than 5%. This result will be presented in the section “Integrated Well Logs”.

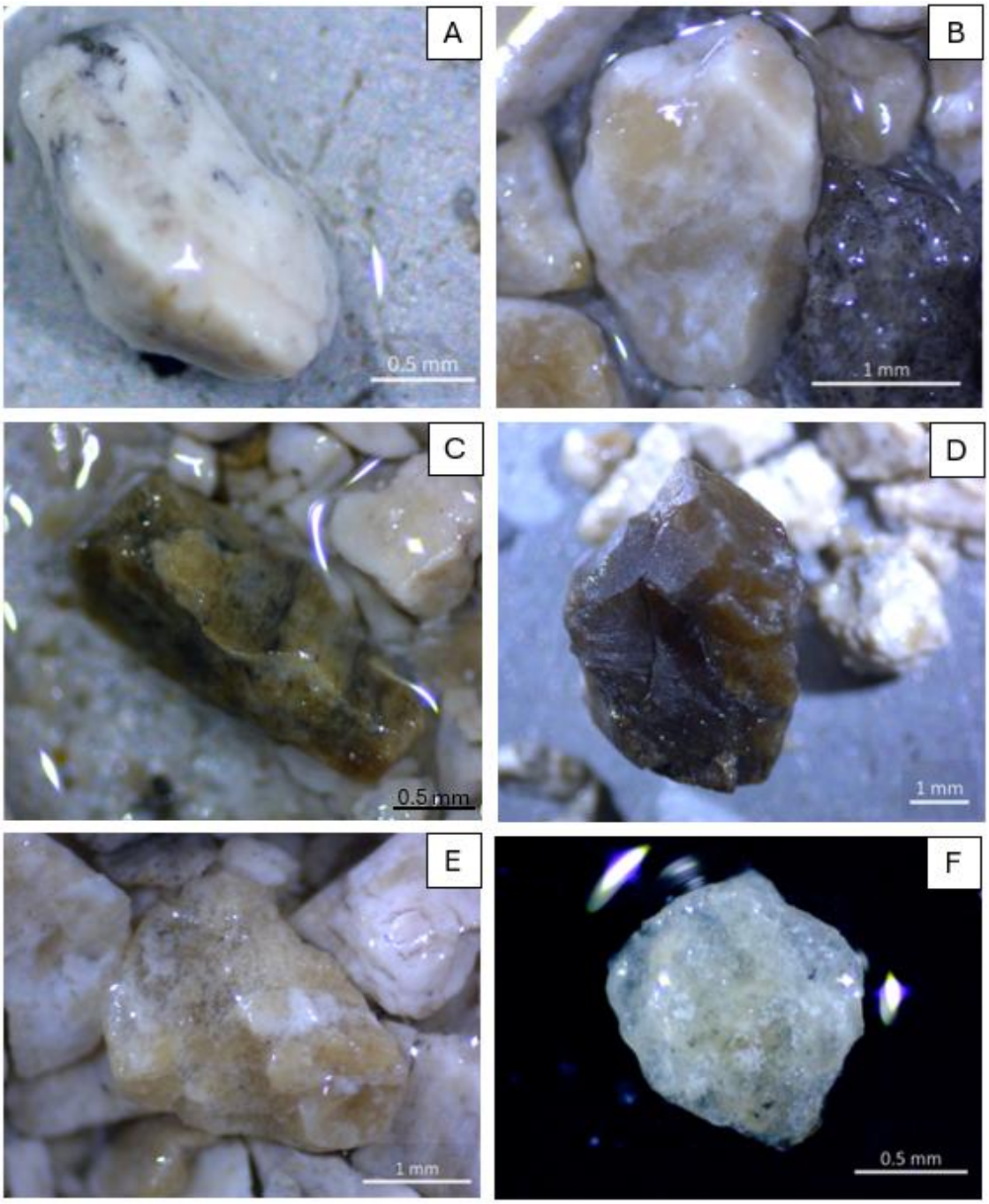


Fig. 2 – Lithotypes found at well 1-BRSA-1363-RJS (Peroba prospect). (A) Representative grain of F1; (B) Representative grain of F2; (C) Representative grain of F3; (D) Dolomite grain; (E) Grain with the predominance of dolomite, presenting some quartz and calcite; (F) Grain with predominance of quartz, presenting some dolomite and calcite.

Mineralogy and Lithogeochemistry

Some of the XRF and XRD results are presented table 3. The visual representation of the analysis will be present alongside well logs in the next section “Integrated Well Logs”.

The predominant minerals are calcite, dolomite and quartz, with all XRD results containing different proportions of them. Dawsonite is found at this interval, from the base of BVE until depth 5550 m.

Integrated Well Logs

The well logs were plotted alongside sample description, XRF and XRD results graphic representation. Six zones were defined in the studied interval based on the trends found in well logs compared to lithological, mineralogical and chemical results (Fig. 3, 4). The zonation will be better explained in the section “Discussion – Zones” of this work. Note that the well logs continue further than the studied interval to show the contact between Itapema Formation and BVE, what will be discussed later.

Table 3 – XRD quantification and XRF analysis results of cuttings (3m interval).

Bulk mineralogy (wt%)	5397 m	5406 m	5424 m	5442 m	5478 m	5487 m	5514 m	5532 m	5550 m	5568 m	5604m	5622 m	5640m
Analcime	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5
Anhydrite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Aragonite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Barite	0.6	0.2	0.3	0.4	0.5	0.3	0.6	1.2	0.4	0.5	0.6	0.1	0.5
Calcite	59.8	68.7	59.8	70.6	54.1	62.6	45.1	43.7	42	34.5	54.1	63.3	59.9
Dawsonite	0	0	0	0	0	0	0	0	1.3	2	1.1	1.6	1.6
Dolomite	25.8	23.4	25.2	21.5	31.9	23.9	40.9	33.5	36.7	39.8	29.2	27.4	22.8
Graphite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gypsum	0	0.7	0	0.7	0	0.5	0	1.2	1.1	0.3	0.5	0	0
Halite	0.5	0.7	0.6	0.9	0.9	0.8	1.1	1.5	1	1.2	0.7	0.6	0.9
Ilmenite	0	0	0	0	0.3	0	0	0	0.5	0	0	0	0
K-feldspar	0	0	0	0	1.1	0	0	0	0.3	1.6	0	0	2.4
Muscovite	0	0	0	0	0	0	0.1	0.1	0	0.2	0.3	0	0.3
Plagioclase	0.5	0	0	0	0	0	0	1.2	0	0	0	0	0
Pyrite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Quartz	12.7	6.3	14.1	5.9	11.3	11.8	12.2	17.6	17.2	20.3	13.4	8.6	12.6
Talc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Chemical Assay (wt%)													
SiO2	14.31	6.75	10.37	6.68	16.04	10.26	15.53	23.34	20.75	27.6	15.21	9.75	16.7
Al2O3	2.14	1.84	2.02	1.83	2.71	2.04	2.12	3.03	2.78	3.85	2.75	2.18	2.9
Fe2O3	0.92	0.53	0.72	0.47	1.48	0.89	1.1	1.78	1.32	1.85	1.21	0.75	1.32
MnO	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.08	0.11
MgO	10.84	9.87	9.68	8.12	11.94	8.7	13.8	11.26	10.55	14.91	11.59	9.55	7.83
CaO	71.75	81.07	77.11	82.92	66.89	77.92	67.31	59.82	63.98	50.89	68.76	77.59	69.99
K2O	0.08	0.04	0.13	0.08	0.78	0.27	0.1	0.53	0.42	0.52	0.37	0.24	0.98
TiO2	0.01	0	0.04	0.01	0.15	0.05	0.03	0.12	0.14	0.25	0.13	0.06	0.2
P2O5	0	0	0	0	0	0	0	0.06	0	0.08	0	0	0

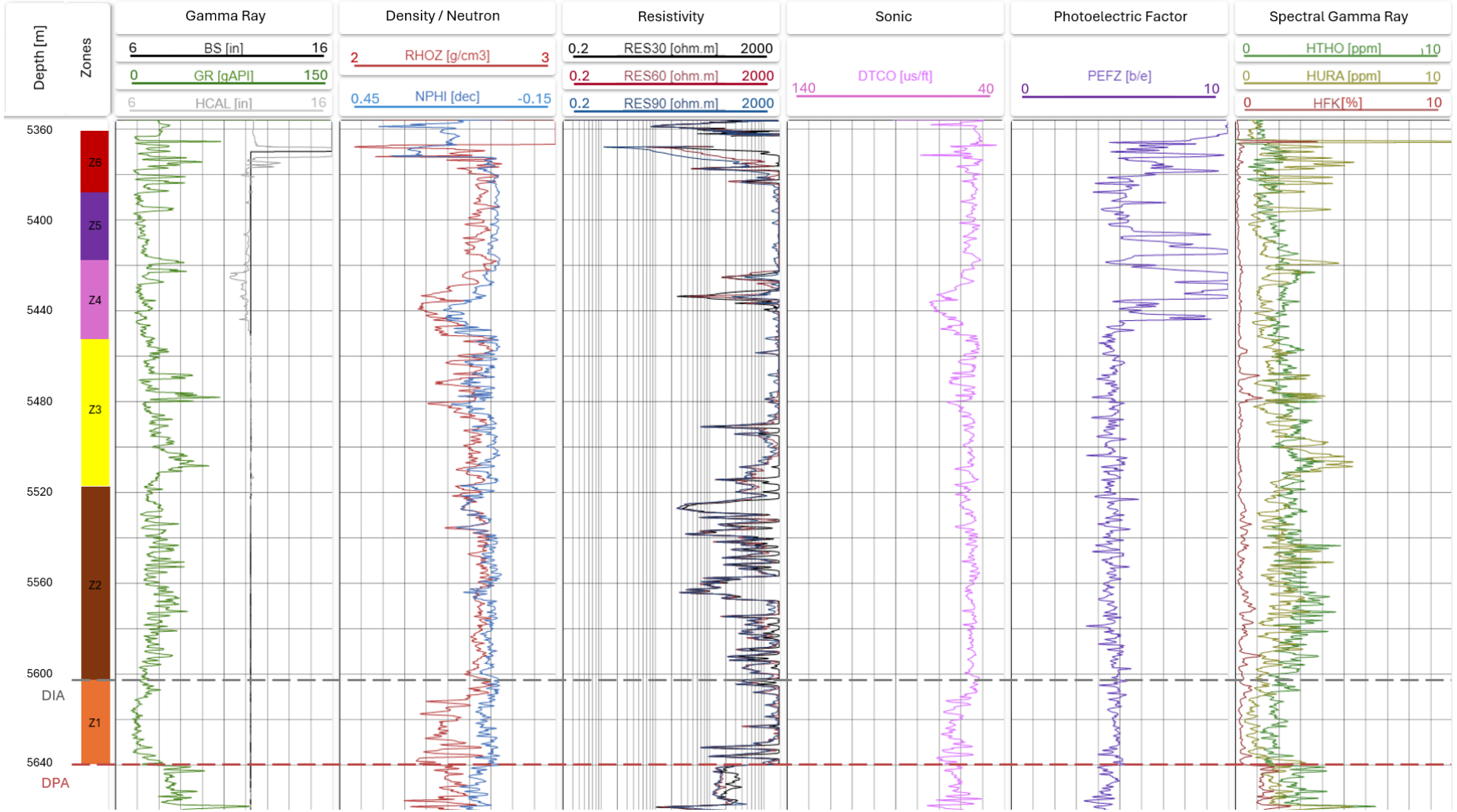


Fig. 3 – Well log plots with the proposed zones in well 1-BRSA-1363-RJS. Pre-Alagoas Unconformity (DPA) and Intra-Alagoas Unconformity (DIA) are shown in dotted lines.

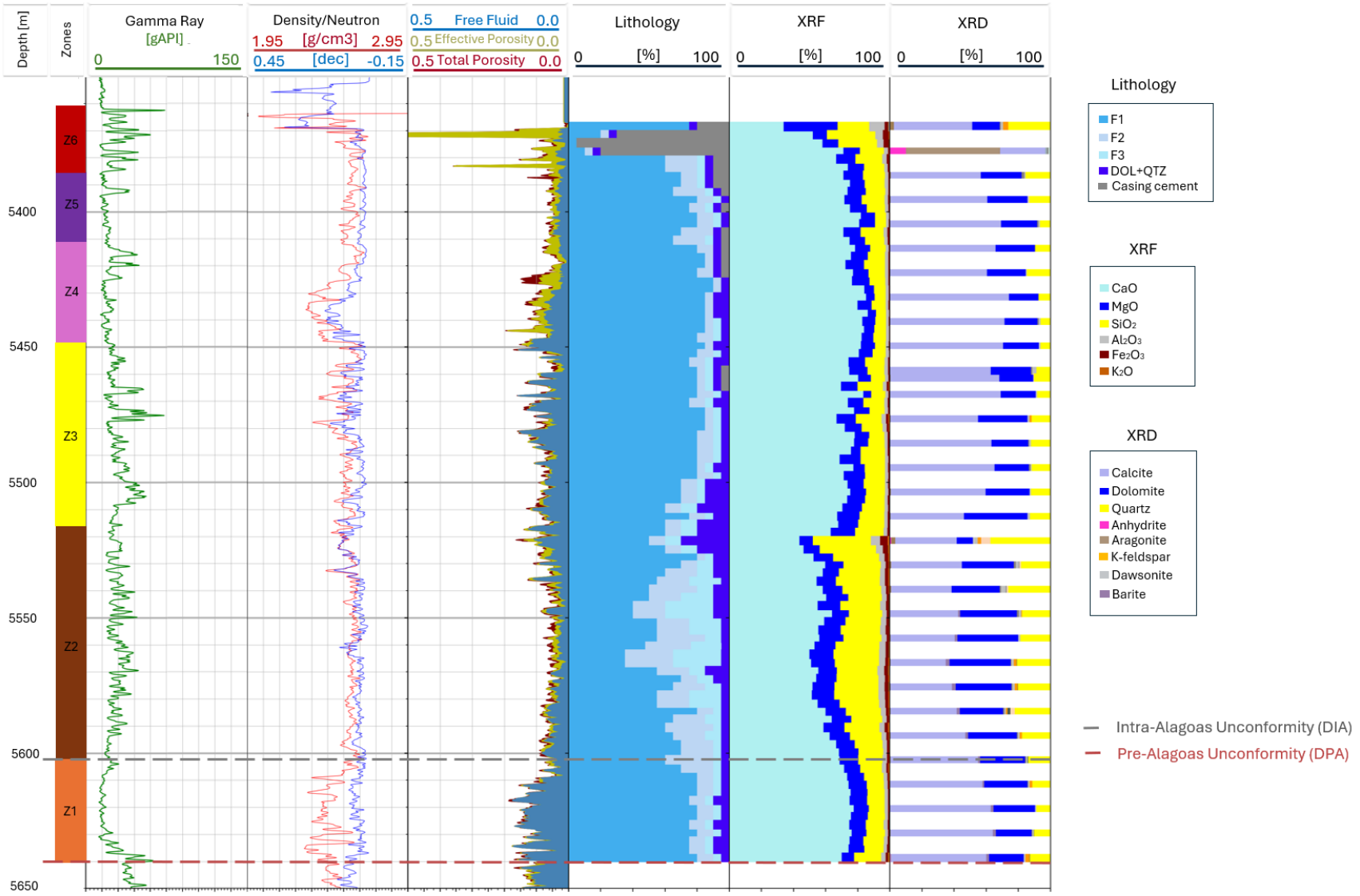


Fig. 4 – Integration of well logs, sample description, XRF and XRD graphic results.

Discussion

The characteristics of the studied analogue natural reservoir for CO_2 injection are obtained by the integration of well logs zonation, sample description, chemical analysis and mineralogy. The main aspects of each zone will be discussed in detail in this section.

Zones

Z1: The first zone is delimited by the DPA (Pre-Alagoas Unconformity) on the base, a regional unconformity that delimits ITP and BVE. DPA was initially defined by GR curve and confirmed with XRF analyses by the characteristic very high values of potassium in the underlying Itapema Formation below Z1 (Fig. 3). The bottom of this zone has higher GR, with lower resistivity, and slightly lower PEFZ and sonic (5630/5640 m). Trend changes to the top, where GR stabilizes in lower values and resistivity increases (5610/5630 m).

Density and Neutron appear to show cross-over all the interval (Fig. 5). This effect happens when density and neutron curves are plotted in the same well log track, with the scale of 1.95 to 2.95 g/cm³ (or 2 to 3 g/cm³) for density log, and 0.45 to -0.15 for neutron log. When density curve appears on the left while neutron curve is on the right, it means that they are in cross-over, generally related to arenites in siliciclastic deposits.

Regarding Zone Z1, there is evidence of natural gas in this interval, meaning that the cross-over is not a lithological response, but related to CH_4 gas effect (Ellis & Singer, 2008), provoking lower density values. Sample description and mineralogy confirms that the entire interval's lithology is carbonate.

At the same time, neutron log shows stable values because CO_2 is not identified by this tool. Free Fluid is high, related to the gases dissolved in the pores. At this zone, there is a clear predominance of Lithotype F1 (Fig. 6A, B), but still presenting high content of dolomite and quartz, aspect that is confirmed by XRD analyses.

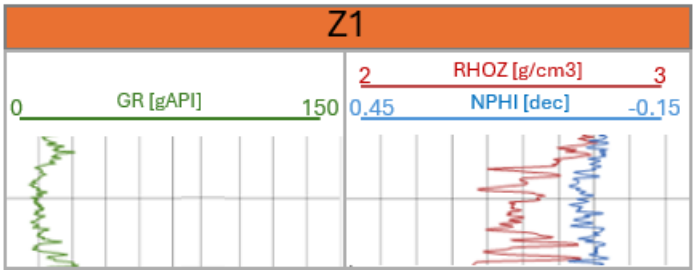


Fig. 5 – Characteristics of well log plots to identify Z1: slightly GR increase on the bottom and the top, and NPHI and RHOZ showing cross-over.

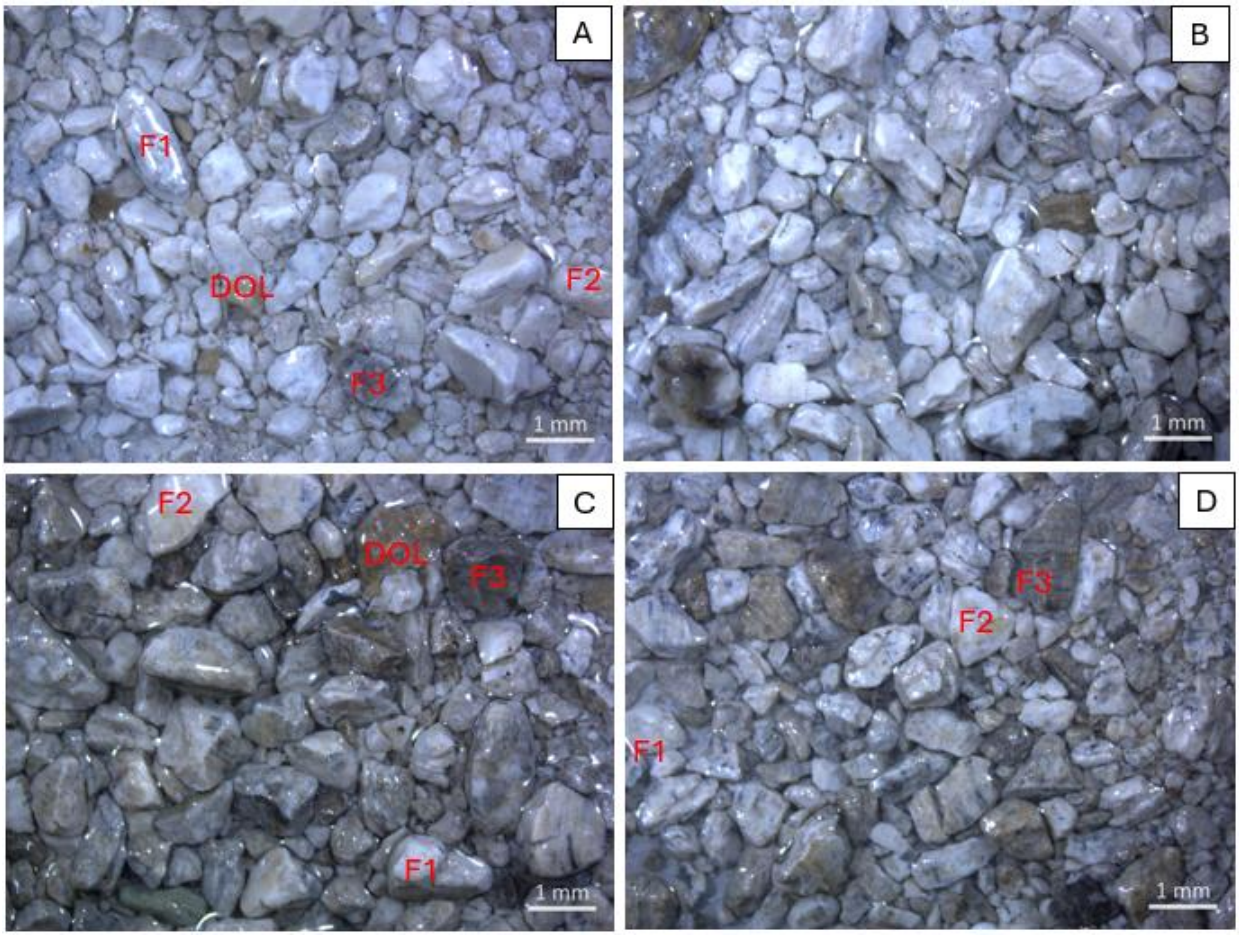


Fig. 6 – Pictures of cuttings from Z1 (A, B) and Z2 (C, D). Some lithotypes are identified in red.

Z2: The second zone shows relative stability in NPHI, RHOZ, and DTCO. NPHI and RHOZ are closer but still showing cross-over (Fig. 7). Resistivity has several peaks, probably related to mineralogy, as cuttings description shows a heterogenous interval (Fig. 6C, D; Fig. 7), with higher presence of Lithotypes F3 and F2, and a noticeable increase in dolomite and quartz, while calcite drops. GR shows the trend of increasing values from bottom of Z2 (5605 m) towards the middle of the zone (up to

5570 m), and then shows the opposite trend with decreasing values in 5560/5570 m. From 5560 m to the top (up to 5525 m), GR is relatively stable while resistivity shows peaks, which seem to be a response to mineralogy. Porosity is considerably low when compared to other zones, probably because of diagenetic minerals, what can explain why CO_2 is not affecting much NPHI and RHOZ. Z2 will be discussed in more detail at the section “Absence of Mg-clays”.

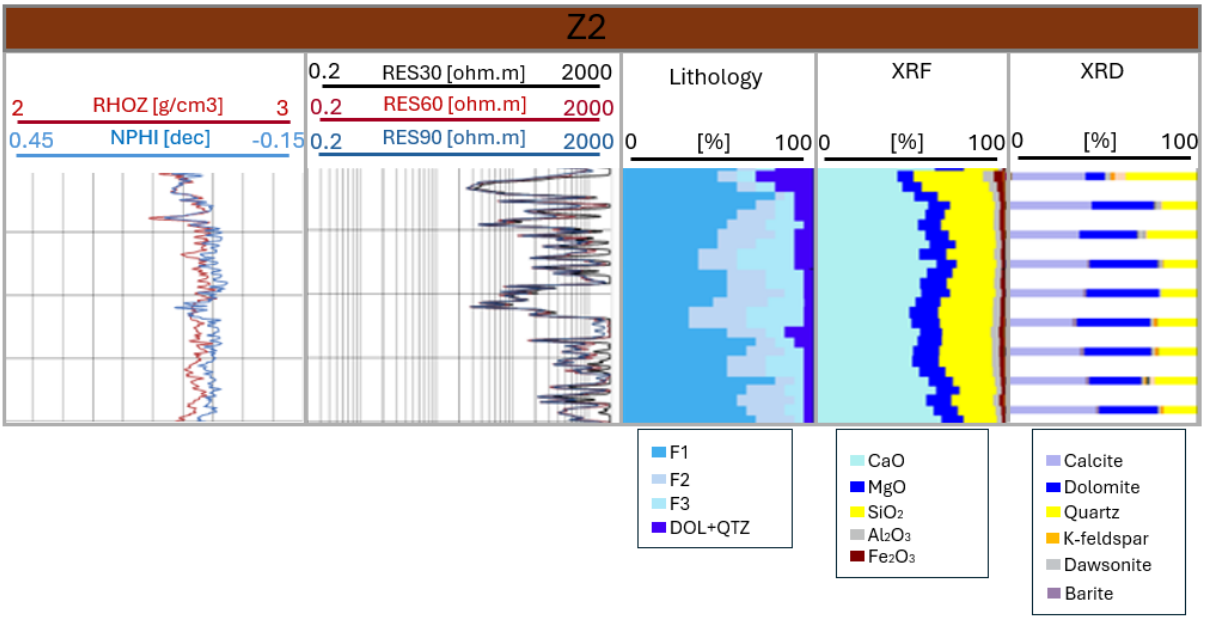


Fig. 7 – Characteristics of well log plots to identify Z2: NPHI and RHOZ curves are plotted closely, and resistivity shows peaks related to changes in mineralogy. Increase in dolomitization and silicification.

Z3: This zone has similar PEFZ and DTCO to Z2, and the bottom of the zone has similar NPHI and RHOZ behavior. Trends change to the top, with lower RHOZ and higher NPHI values, while resistivity increases (5450/5490 m). GR is slightly higher, but the general trend is decreasing to the top (5450/5510 m). There are peaks of GR related to potassium and uranium, also matching changes in NPHI and RHOZ (Fig. 8). Free Fluid increases when compared to Z2. Regarding mineralogy, there is an increase in calcite content from bottom (5510 m) towards top (5455 m), with dolomite and quartz decreasing. The description shows more Lithotype F1 when compared to Z2, and F3 content is rare. At this zone, the bottom contains samples with higher dolomite content

(Fig. 9B) and to the top there are samples with F2, F3 and DOL being more homogeneously distributed (Fig. 9A).

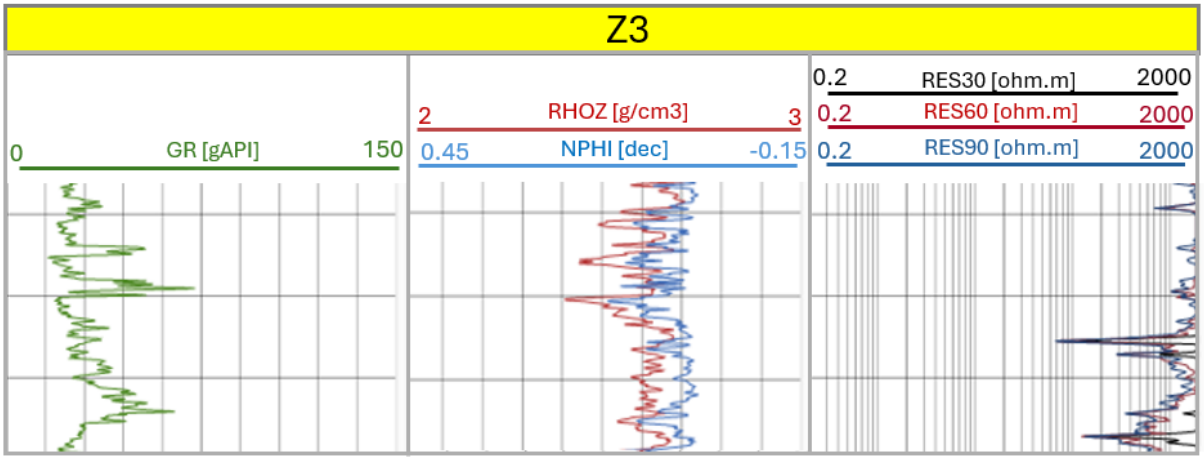


Fig. 8 – Characteristics of well log plots to identify Z3: GR, NPHI and RHOZ peaks. Lower resistivity on the bottom, increasing to the top.

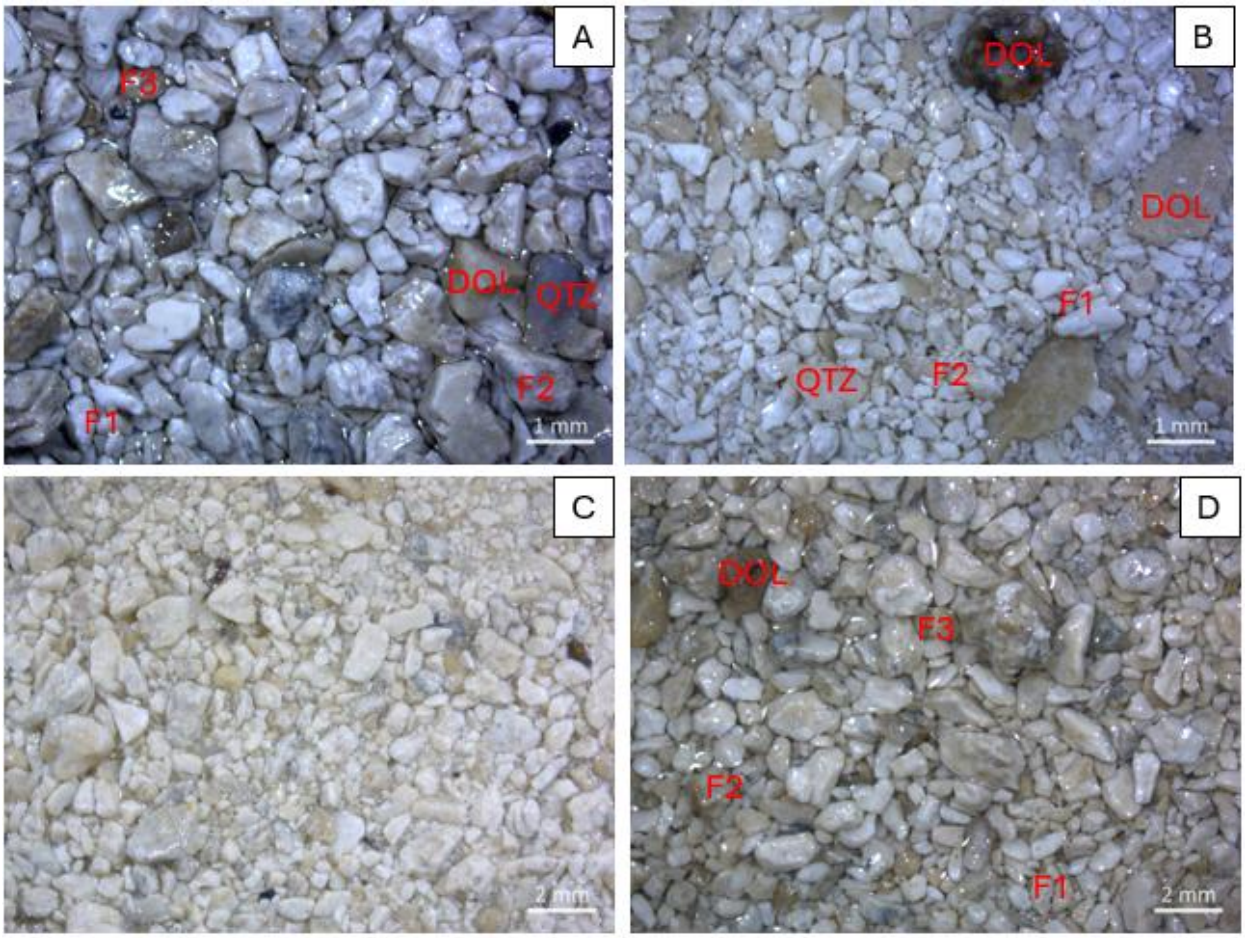


Fig. 9 – Pictures of cuttings from Z3 (A, B) and Z4 (C, D). Some lithotypes are identified in red.

Z4: The fourth zone differs from the others because NHPI, RHOZ and DTCO have very distinct trend, making a “C” shape (Fig. 10), while PEFZ gets very high values. Caliper shows that mud cake was generated, which means that the anomalous values in PEFZ can’t be related to break out. Some cross-over in NPHI and RHOZ related to gas effect are observed, and resistivity is also affected by this effect. There is evidence confirming the presence of hydrocarbon gas at this portion. As expected, GR seems to not follow those trends. Additionally, the mineralogy seems stable, not explaining the change in PEFZ.

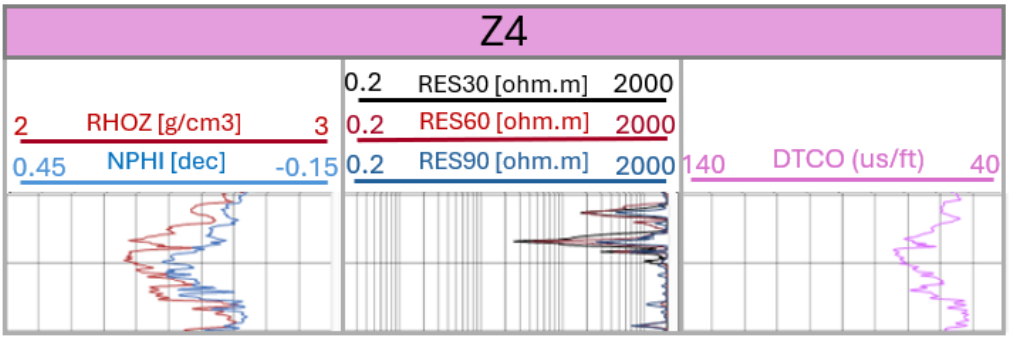


Fig. 10 – Characteristics of well log plots to identify Z4: NHPI, RHOZ and DTCO “C” shape, with resistivity changing to the top.

Z5: In this zone, NPHI and RHOZ still show cross-over, probably related to CO_2, but not CH_4, as the cross-over is not so expressive (Fig. 11). GR values are low, with some peaks related to uranium increase. Resistivity is high and stable, while DTCO is low. PEFZ is erratic and unrelated to expected values for the mineralogy found. A slight increase in dolomite and quartz was noticed when compared to Z4, which could explain the decrease in porosity.

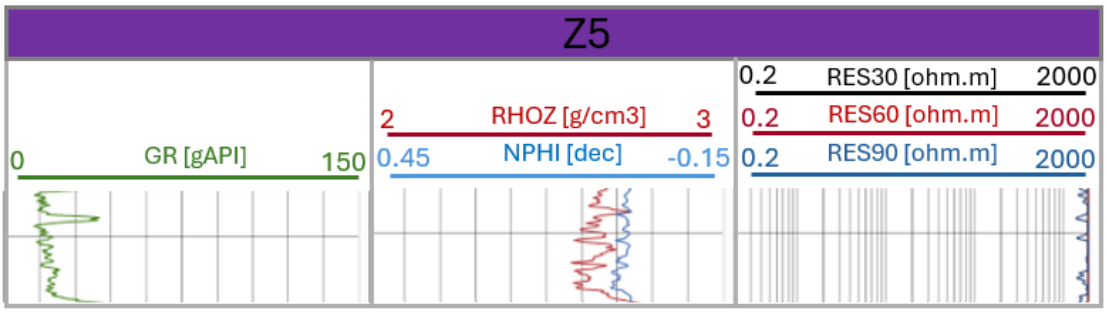


Fig. 11 – Characteristics of well log plots to identify Z5: GR peak on the top and stability in resistivity. NPHI and RHOZ are closely plotted, but still showing cross-over.

Z6: This zone represents the regional marker named “Lula’s Fingers”, presenting the characteristic nine GR peaks (Neves et al., 2019; Fig. 12). Caliper readings are bigger than bit size, meaning that there is break out, explaining density and resistivity anomalous high peaks. Cuttings description revealed that there is a high amount of cement from casing cementation (Fig. 13D), which will interfere in the acquisition of data, making this interval’s well logs and chemical analysis not representative of lithology. This portion presented evidence of natural gas during drilling.

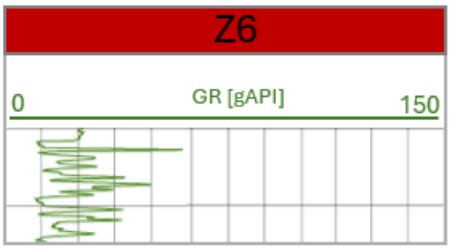


Fig. 12 – Characteristics of well log plots to identify Z6: GR peaks marking “Lula’s Fingers” regional marker.

The difference in trends between zones has a clear influence related to mineralogy and the presence of CO_2, sometimes alongside CH_4. The effects of CH_4 in well logs include underestimation of density and porosity, what indicates that zones with CH_4 content tend to increase the cross-over effect, such as Z1 and Z4, while zones with lower porosity show less influence.

Regarding the influence of CO_2 on the well logs, it shows the effect of underestimation of density values, and CO_2 response will differ from CH_4 when analyzing neutron log. Considering that the acquisition of NPHI log requires interaction with hydrogen, the CO_2 present in pores would not be identified by the tool. In the studied well, neutron values are relatively stable, and it does not follow trends related to anomalous effect provoked by CO_2, while density log is sensitive to those changes. In general, the provoked cross-over is mostly related to the effect of CO_2 or CH_4 in density log.

Another point to be considered is that diagenetic minerals can grow filling pores, what can be related to the decrease in porosity in Z2 and Z5. The diagenetic products of this well will be discussed further.

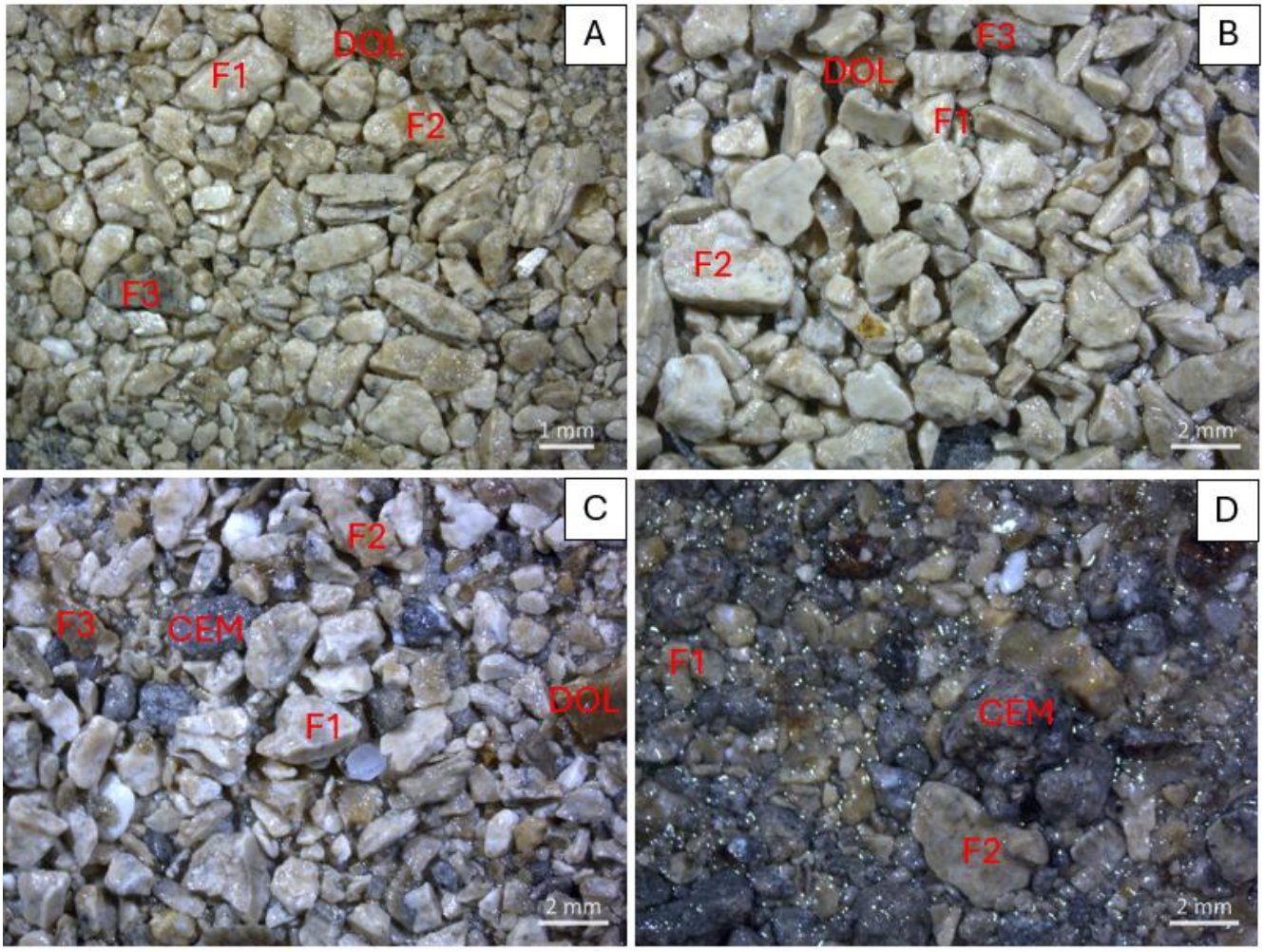


Fig. 13 – Pictures of cuttings from Z5 (A, B) and Z6 (C, D). Some lithotypes are identified in red.

Diagenesis

The Barra Velha Formation diagenesis is studied by many authors with special interest in changes in reservoir quality. The most important products of diagenetic changes in those rocks are dolomitization and silicification, which are commonly related to changes in size, shape, and connectivity of pores (Herlinger et al., 2017; Farias et al., 2019; Plantz et al., 2024, Freitas et al., 2026).

In Pre-salt rocks, dolomite is mostly interpreted as the product of diagenetic processes such as dissolution, cementation, replacement and compaction (Freitas et al., 2026). Considering its abundance, there are many examples of dolomitization in macro and microscale on its lithological characterization (Farias et al., 2019; Azeredo et al., 2021; Carramal et al., 2022; Plantz et al., 2024; Freitas et al., 2026). Different types of dolomites have been studied in BVE rocks in more detail ,because of its relevance , which suggest different processes during diagenesis, which are responsible for their formation (Schrank et al., 2024; Gomes et al., 2025).

Syngenetic and diagenetic processes occur simultaneously in the Pre-salt deposits (Carvalho et al., 2022; Gomes et al., 2025). The deposition of BVE shrubstones, spherulitestones and the precipitation of Mg-clay simultaneously occured during the early diagenesis, such as dolomite and silica replacement of shrubs and spherulites, matrix and carbonate dissolution accompanied by precipitation of dolomite (Gomes et al., 2025). Those processes occurred in Peroba, and additionally the area suffered other modifications related to the CO_2 natural injection.

In this scenario, the studied rocks presented some particularities that could be related to this late diagenetic influence caused by CO_2: the extensive dolomitization with different types of dolomites, the lack of magnesian clays, and the presence of dawsonite.

Origin of the CO2

Isotopic analysis made by Santos Neto et al. (2012, 2025) indicated that the CO_2 found at Santos Basin has mantellic origin, showing strong mantle signature ($\delta^{13}C \approx -5.5‰ < \delta^{13}C < -6.0‰$ and coeval $^{3}He/^{4}He \approx 1.81 < R/Ra < 5.60$). This occurrence is intimately related to the structural controls of the basin. The CO_2 would have been carried to the Pre-salt rocks by a NE-SW deep fault system, associated with crustal stretching originated by a hyperextension process, alongside magmatism. All those settings allowed the migration of mantellic fluid until reaching Pre-salt rocks, which also correspond to the increase of CO_2 to the east of the basin, matching the stretched crustal domain (Ferraz et al., 2019; Gamboa et al., 2019; De Freitas et al., 2022). Portions of the basin with thinner crust are preferable, and certain conditions of permeability and porosity helped migration (Santos Neto et al., 2025).

Shallower reservoirs from the Post-salt have a smaller amount of CO_2, with less than 5% of content, while many Pre-salt reservoirs in Santos Basin show a content of more than 40% (De Freitas et al., 2022). This can be an indicator that the salt from Ariri Formation worked as a trap for the CO_2, but further investigations are needed to confirm that.

It is also important to notice that accumulations with similar traps do not have similar CO_2 content, because the flux from the mantle and the efficiency of the seals are not the only parameter influencing migration and accumulation. The losses due to sinks have a role in that process (Santos Neto et al., 2025). This shows that Peroba faced very specific conditions to reach its 96% content of CO_2 (De Freitas et al., 2022), while other areas accumulated lower amounts of that gas.

Dolomitization

In BVE rocks it is very common to observe calcite aggregates being replaced by dolomite. There are registers of mimetic replacement of calcite by microcrystalline (<4 μm) dolomite in spherulites and shrubs in the Santos and Campos basins (Lima & De Ros, 2019; Lima et al., 2020; Gomes et al., 2025). Depending on Mg content on calcite, the rate of recrystallization of dolomite might vary. When high-Mg calcite loses Mg, it tends to form low-Mg calcite and dolomite (when in Mg-rich fluids), which can be seen in dolomite replacement of spherulites and shrubs (Boggs, 2009; Gomes et al., 2025). If occurring on a low-Mg calcite, the process can result in pseudomorphism, preserving initial characteristics of calcite aggregates (Schrank et al., 2024; Freitas et al., 2026). If happening on a high-Mg calcite, it can result in neomorphism, not preserving any of the original orientation (Schrank et al., 2024).

Another diagenetic process well studied in BVE rocks is the replacement of Mg-clays by dolomite (Tosca & Wright, 2018; Schrank et al., 2024; Gomes et al., 2025; Freitas et al., 2026). A well-known characteristic of BVE is a portion with higher Mg-clay content, named as Zone BVE200 (Pozo & Calvo, 2018; Tutolo & Tosca, 2018; Gomes et al., 2020; Schrank et al., 2024; Madrucci et al., 2024). Mg-silicates are chemically labile (Tosca and Wright, 2015), which allows the fine matrix to be partially or completely obliterated, creating the adequate substrate for dolomite and quartz precipitation. Some works brought evidence of dolomite occurrence associated with

Mg-clays as pseudomorphs, partially preserving the original lamination and sometimes deforming layers of the clays, indicating that they have formed after the deposition of clay minerals (Wright & Barnett, 2020; Pietzsch et al., 2020). The dissolution of the matrix culminates in the formation of cement composed by dolomite and various types of silica. Those minerals cement or replace calcites and fill the current pores (Gomes et al., 2025; Freitas et al., 2026).

In summary, there are many possibilities to form dolomite by common diagenetic process in BVE. They can be replacing calcite aggregates (shrubs and spherulites), preserving or not those growth structures, and/or the clayey matrix. They can also be filling and rimming pores. The different formation of dolomite results in different textures of this mineral, which petrographic aspects are object of studies (Schrank et al., 2024; Gomes et al., 2025).

In this work, we identified different types of dolomites in cuttings (Fig. 2D, E; Fig. 14). In BVE rocks, grainstones are commonly cemented by dolomite or quartz (Pietzsch et al., 2020), and the same can be found at Peroba (Fig. 14).

Gomes et al. (2025) described four different stages of BVE diagenesis closely related to different types of dolomites using thin sections from cores as material. Based on that, we can infer that the different types of dolomites found at Peroba cuttings may represent different phases of diagenesis, formed under different conditions. Representing the frequent diagenetic processes, there are examples of the replacement of calcitic grains by dolomite preserving growth structures (Fig. 14A, B, C). Those grains are very distinct from the other types of dolomites described (Fig. 2D; Fig. 14E, F, G, H), considering aspects such as color, growth, and habit. This can indicate that the CO_2 influx created a fifth stage of diagenesis, with the dissolution and precipitation of mineral phases that are not related to the common diagenetic process found at BVE.

It was not in the scope of this research to associate the described dolomite grains with petrographic aspects of dolomites, but that can be further explored in a future work, including finding if a different texture of dolomite is related to the changes caused by the interaction with CO_2.

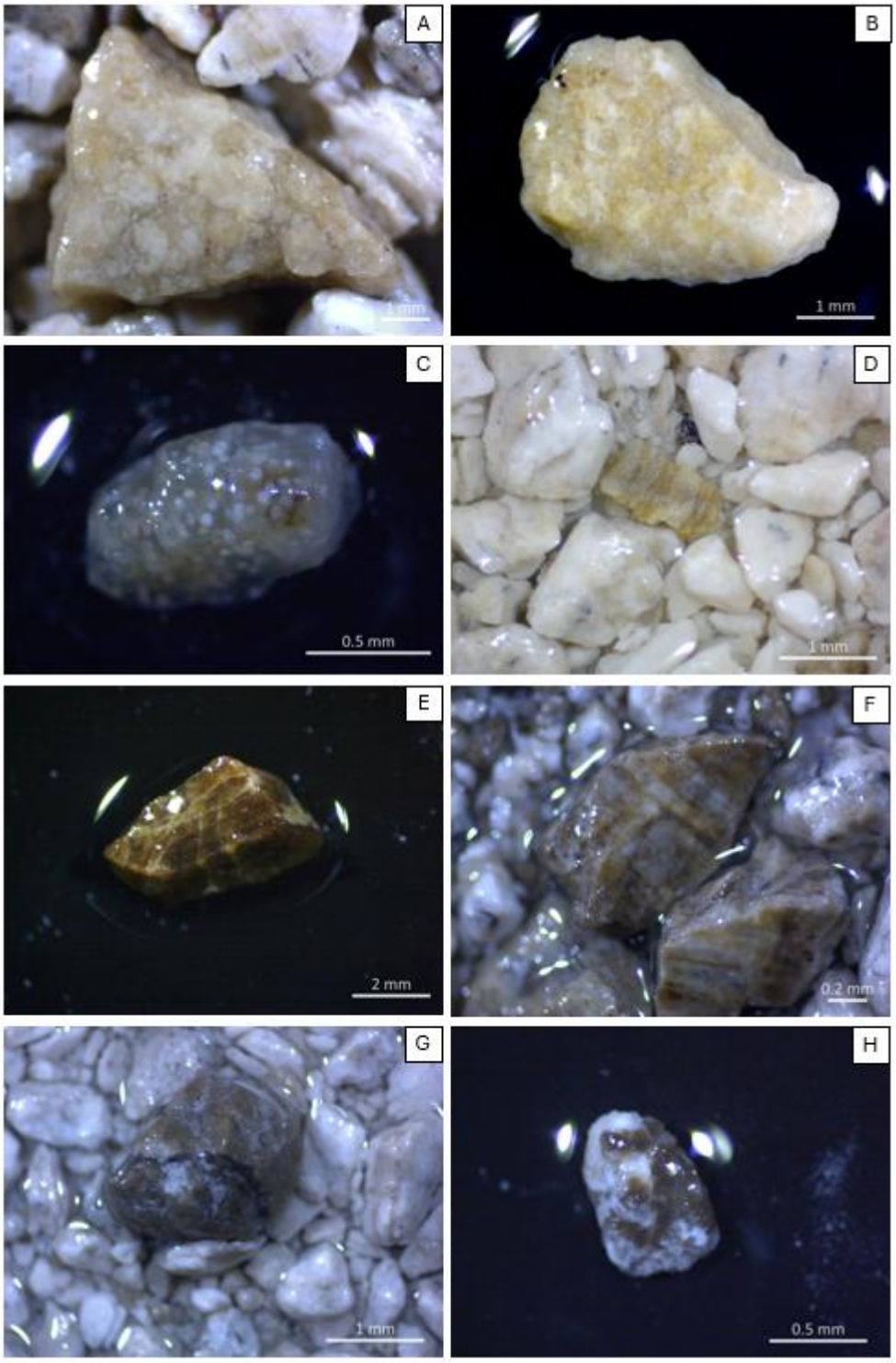


Fig. 14 – Different types of dolomite grains. (A), (B) and (C) show dolomitized grainstones; (D) Dolomitized grain in the center with levels of dolomite in a different color; (E) Dolomite grain in darker brown and blocky habit; (F) Dolomitized grains with calcitic spheric parts; (G) Dolomite grain with organic matter level; (H) Dark brown dolomite substituting calcite in a grain.

Absence of Mg-clays

In Peroba well, we can identify that Z2 has a lower CaO content, and a higher SiO_2 and MgO when compared to the other zones. At this point, it was expected to find the portion of BVE with high content of Mg-clays (BVE200), meaning that the DIA (Intra-Alagoas Unconformity) could be between Z1 and Z2.

However, XRD results proved that there is no clay content in this interval. Instead, intense dolomitization and silicification are found in Z2. The increase in those diagenetic minerals was observed in the sample descriptions, characterized by the increase in lithotypes F2 and F3 when compared to F1, a strong characteristic of Z2 (Fig. 4; Fig. 6C, D).

The replacement of clayey matrix with dolomite and quartz is common, but it is expected that some parts of the original matrix would still be found, which was not the case for the studied well. We believe that the CO_2 injection was the cause of the complete dissolution of Mg-clays. Probably some clay minerals would still be found at this well if CO_2 was not a factor for continuous dissolution. If that is the case, the increase in dolomite and quartz at this portion means that previously there were Mg-clays. Those minerals were the source of the elements required for precipitation of the new mineral phases, and Z2 could be the zone BVE200. In addition to that, dawsonite is present in Z1 and Z2, what could be another indicator of clayey matrix dissolution. This topic will be discussed further.

Dawsonite

Dawsonite ($NaAl(CO_3)(OH)_2$) is considered a common mineral in nature, but it is difficult to identify because of its small crystal size and usual habit, facilitating it to be misidentified with other minerals (Hallevang et al., 2014). Its natural occurrence is associated with hydrothermal alteration of igneous or sedimentary rocks, and the interaction with CO_2-rich alkaline solutions (Bénézeth et al., 2007; Hallevang et al., 2014). To form dawsonite it is necessary a source of aluminum and sodium, high CO_2 concentration, high alkalinity, low chloride, high ionic strength, and rapid change in conditions (Worden, 2006; Hellevang et al., 2014). Those aspects can be associated

with magmatic, volcanic or hydrothermal activity (Stevenson and Stevenson, 1965, 1978; Du, 1982; Baker et al., 1995; Moore et al., 2005; Golab et al., 2006).

In the beginning of the study of CO_2 injection in wells, it was expected that dawsonite would be a common product of the interaction between CO_2-rock-fluid. Numerical simulations predicted the precipitation of dawsonite in many deposits (Cantucci et al., 2009; Xu et al., 2004; White et al., 2005; Zerai et al., 2006; Okuyama et al., 2013). However, the experiences with real injections and laboratory experiments showed that dawsonite does not form that extensively after CO_2 injection (Hellevang et al., 2014).

Deposits with extensive volumes of dawsonite (more than 20%) confirm that this mineral growth is propitiated at a highly alkaline environment. As an example, the shales of Green River Formation in the USA have deposited under evaporitic alkaline conditions, with considerably low temperature ca. 40º C (Smith and Milton, 1966; Hellevang et al., 2014). The dawsonite found in those rocks is related to the reaction of clays with Na^+HCO_3-rich brines, and with CO_2 (in this case, of organic origin), resulting in the precipitation near the sediment-water interface (Beard et al., 1974; Smith & Young). Laboratory experiments protocols use a high-alkaline environment and temperatures up to 75º C to produce dawsonite, otherwise the mineral does not precipitate (Bénézeth et al., 2007; Hellevang et al., 2014).

The specific conditions to form dawsonite could explain why this mineral did not form as much as expected during CO_2 injection (Hellevang et al., 2014). Thermodynamic conditions, nucleation and growth rate are factors that limit the formation of dawsonite (Bénézeth et al., 2007; Hellevang et al., 2014). Additionally, other secondary minerals growth rates can reduce dawsonite precipitation (Maher et al., 2009).

Dawsonite is a frequent diagenetic trace mineral found in Pre-salt carbonate rocks (Farias et al., 2019). Many works register the presence of dawsonite in those carbonates, commonly relating this mineral to hydrothermal interaction (Farias et al., 2019; Lima & De Ros, 2019; Carvalho et al., 2022; Rossoni et al. 2024; Schrank et al., 2024; Plantz et al., 2024).

The carbonates of BVE were deposited under alkaline conditions, with reactive clay minerals as a matrix. Those conditions are adequate for dawsonite formation.

Theoretically, the complete dissolution of Mg-silicate would result in Mg (30%), Si (60%), Na (3%), and water (Tosca & Wright, 2018). We believe that the dissolution of the clayey matrix intensified by the CO_2 injection was the source of the elements that would form dawsonite. More abundant than sodium, elements such as silica and magnesium were available to also form dolomite and quartz. At the studied interval, the amount of dawsonite found can reach up to 2.35% of the rock. This is an indicator that the initial available elements from the source material dissolution and the final mineralogical and chemical result presented by our analysis are consistent.

Santos Neto et al. (2025) attributed the presence of dawsonite as an indicator of the intense CO_2 flux in the Pre-salt reservoirs. We believe that the CO_2 has an important role in the complete dissolution of the clayey matrix in the studied material, which we conclude to be the main source for available elements to form dawsonite.

Another point that is worth mentioning is that analcime also occurs at Peroba prospect. On laboratory experiments, depending on the conditions, the formation of analcime occurs instead of dawsonite (Kaszuba et al., 2005). This could mean that, at this specific point, some variables changed some of the conditions to form dawsonite, and preferably analcime precipitated. There is a possibility that this mineral precipitated provoked by drilling conditions, such as drill bit metamorphism, but it is necessary to investigate further this mineral to confirm its origin.

Conclusion

The studied rocks have extensive diagenetic influence, not only because of common processes found at BVE, but also because of the natural CO_2 injection that affected the minerals found there. Those rocks register the changes provoked by rock-fluid-CO_2 interaction in millions of years, surpassing the limited interval of time observed in laboratory experiments and simulations.

The deposition of the carbonate rocks occurred concomitantly to authigenic magnesian clay, which were at first dissolved by common diagenetic processes, forming mainly dolomite and quartz. The interaction with mantellic CO_2 provoked the complete dissolution of the clayey matrix, intensifying the deposition of dolomite, found

in different habits. Those rocks also register the presence of dawsonite, which can be related to the intense dissolution of the matrix caused by the CO_2 influx.

Acknowledgements

The authors thank Petrobras for financing our R&D projects, the Brazilian National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP) for providing data used in this research, and BP Brasil for donating drilling cuttings from the 1-BRSA-1363-RJS well. We also thanks Faperj [grant number: E-26/210.354/2024] and CNPq for all the support given to science in the Rio de Janeiro State and Brazil, respectively. This work is part of the Master's research conducted by the main author within the Graduate Program in Ocean and Earth Dynamics (PPG-DOT) at Fluminense Federal University (UFF).

References

AGÊNCIA NACIONAL DE PETRÓLEO (ANP). **Boletim da produção de Petróleo e Gás Natural.** 2025. In: https://www.gov.br/anp/pt-br/centrais-deconteudo/publicacoes/boletins-anp/arquivos-bmppgn/2025/outubro.pdf

AMORIM, J. C.; VIDAL, F.; NEUMANN, R.; SILVEIRA, C. S.; SILVA, C. G.; FREIRE, F.; SALGADO-CAMPOS, V. **Paleoenvironmental and paleoclimatic evolution of the Piçarras Formation, Santos Basin, Brazil, from cuttings and well logs**. Petroleum Science, 2025.

ARAÚJO, C.C.; MADRUCCI, V.; MORETTI JÚNIOR, P.A.; SILVA FILHO, R.P.; SPADINI, A.R.; HOMEWOOD, P.; METTRAUX, M.; RAMNANI, C.W. **Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos**, In: Chagas, A.A.P.; Araújo, C.C.; Santos, L.A., eds., As grandes descobertas do Pré-sal no Atlântico Sul, Brasil, Rio de Janeiro: Petrobras, p. 471-565, 2024.

ASSAYAG, N.; MATTER, J.; ADER, M.; GOLDBERG, D.; AGRINIER, P. **Water–rock interactions during a CO2 injection field-test: implications on host rock dissolution and alteration effects**. Chemical Geology, v. 265, n. 1-2, p. 227-235, 2009.

AZEREDO, A. C.; DUARTE, L. V.; SILVA, A. P. **The challenging carbonates from the Pre-Salt reservoirs offshore Brazil: facies, palaeoenvironment and diagenesis**. Journal of South American Earth Sciences, v. 108, p. 103202, 2021.

BAKER, J. C.; Bai, G. P.; Hamilton, P. J.; Golding, S. D.; Keene, J. B. **Continental-scale magmatic carbon dioxide seepage recorded by dawsonite in the Bowen-Gunnedah-Sydney Basin system, eastern Australia**. Journal of Sedimentary research, v. 65, n. 3a, p. 522-530, 1995.

BEARD, T. N.; TAIT, D. B.; SMITH, J. W. **Nahcolite and Dawsonite Resources in the Green River Formation, Picenace Creek Basin, Colorado**. Rocky Mountain Association of Geologists, Guidebook, p. 101-110, 1974.

BÉNÉZETH, P.; PALMER, D. A.; ANOVITZ, L. M.; HORITA, J. **Dawsonite synthesis and reevaluation of its thermodynamic properties from solubility measurements: Implications for mineral trapping of CO_2.** Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 71, n. 18, p. 4438-4455, 2007.

BOGGS, J. S**. Dolomites**. In: Petrology of sedimentary rocks. Cambridge University Press, 2nd edition. Cambridge: Cambridge University Press, pp. 382–407, 2009.

BOURGOYNE JR., A. T.; MILLHEIM, K. K.; CHENEVERT, M. E.; YOUNG JR., F. S. **Applied Drilling Engineering: Society of Petroleum Engineers**, 544 p., 1986.

CANTUCCI, B.; MONTEGROSSI, G.; VASELLI, O.; TASSI, F.; QUATTROCCHI, F.; PERKINS, E. H. **Geochemical modeling of CO2 storage in deep reservoirs: The Weyburn Project (Canada) case study**. Chemical Geology, v. 265, n. 1-2, p. 181-197, 2009.

CARRAMAL, N. G.; OLIVEIRA, D. M.; CACELA, A. S.; CUGLIERI, M. A.; ROCHA, N. P.; VIANA, S. M.; DE ROS, L. F. **Paleoenvironmental insights from the deposition and diagenesis of Aptian pre-salt magnesium silicates from the Lula Field, Santos Basin, Brazil**. Journal of Sedimentary Research, v. 92, n. 1, p. 12-31, 2022.

CARVALHO, A. M. A.; HAMON, Y.; DE SOUZA JR; O. G.; CARRAMAL, N. G.; COLLARD, N. **Facies and diagenesis distribution in an Aptian pre-salt carbonate reservoir of the Santos Basin, offshore Brazil: A comprehensive quantitative approach**. Marine and Petroleum Geology, v. 141, p. 105708, 2022.

DE FREITAS, V. A.; DOS SANTOS VITAL, J. C; RODRIGUES, B. R.; RODRIGUES, R. **Source rock potential, main depocenters, and CO_2 occurrence in the pre-salt section of Santos Basin, southeast Brazil**. Journal of South American Earth Sciences, v. 115, 2022.

DU, Y. H. **Secondary Dawsonite in Shengli Oil Field, China**. Scientia Geologica Sinica, n. 4, p. 434-&, 1982.

DUNHAM, R. J. **Classification of carbonate rocks according to depositional texture**. 1962.

ELLIS, D. V.; SINGER, J. M. **Well logging for earth scientists**. Springer, 2ª ed, 2008.

FARIAS, F.; SZATMARI, P.; BAHNIUK, A.; FRANCA, A. B. **Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin–Genesis and tectonic implications**. Marine and Petroleum Geology, v. 105, p. 251-272, 2019.

FERRAZ, A.; GAMBOA, L.; SANTOS NETO, E. V. D.; BAPTISTA, R. **Crustal structure and CO2 occurrences in the Brazilian basins**. Interpretation, v. 7, n. 4, p. SL37-SL45, 2019.

FREITAS, W. D. S.; DOS SANTOS, T.; TROMBETTA, M. C.; ALTENHOFEN, S. D.; SCHRANK, A. B. S.; MARTINEZ, G. A.; BARILI, R. **Porosity evolution and geometry in Santos Basin Aptian presalt petrofacies**. AAPG Bulletin, v. 110, n. 1, p. 51-77, 2026.

GAMBOA, L.; FERRAZ, A.; BAPTISTA, R.; SANTOS NETO, E. V. **Geotectonic controls on CO2 formation and distribution processes in the Brazilian pre-salt basins**. Geosciences, v. 9, n. 6, p. 252, 2019.

GHARBI, O.; BIJELJIC, B.; BOEK, E.; BLUNT, M. J. **Changes in pore structure and connectivity induced by CO_2 injection in carbonates: A combined pore-scale approach**. Energy Procedia, v. 37, p. 5367-5378, 2013.

GOLAB, A. N.; CARR, P. F.; PALAMARA, D. R. **Influence of localized igneous activity on cleat dawsonite formation in Late Permian coal measures, Upper Hunter Valley, Australia**. International Journal of Coal Geology, v. 66, n. 4, p. 296-304, 2006.

GOMES, J.P.; BUNEVICH, R.B.; TEDESCHI, L.R.; TUCKER, M.E.; WHITAKER, F.F. **Facies Classification and Patterns of Lacustrine Carbonate Deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-Salt**. Marine and Petroleum Geology, v. 113, p. 105176, 2020.

GOMES, J. P. B.; BUNEVICH, R. B.; SARTORATO, A. C. L.;TEDESCHI, L. R.; TONIETTO, S. N.; TUCKER, M. E.; WHITAKER, F. **Early diagenetic evolution based on petrography and stable isotope analysis in the Barra Velha Formation of the Brazilian Pre-salt.** The Depositional Record, v. 11, n. 1, p. 70-94, 2025.

HELLEVANG, H.; AAGAARD, P.; JAHREN, J. **Will dawsonite form during CO_2 storage?.** Greenhouse Gases: Science and Technology, v. 4, n. 2, p. 191-199, 2014.

HERLINGER JR, R.; ZAMBONATO, E. E.; DE ROS, L. F. **Influence of diagenesis on the quality of Lower Cretaceous pre-salt lacustrine carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil.** Journal of Sedimentary Research, v. 87, n. 12, p. 1285-1313, 2017.

KAMPMAN, N.; BICKLE, M.; WIGLEY, M.; DUBACQ, B. **Fluid flow and CO_2–fluid–mineral interactions during CO_2-storage in sedimentary basins.** Chemical Geology, v. 369, p. 22-50, 2014.

KASZUBA, J. P.; JANECKY, D. R.; SNOW, M. G. **Experimental evaluation of mixed fluid reactions between supercritical carbon dioxide and NaCl brine: Relevance to the integrity of a geologic carbon repository**. Chemical Geology, v. 217, n. 3-4, p. 277-293, 2005.

KHATHER, M.; SAEEDI, A.; REZAEE, R.; NOBLE, R. R.; GRAY, D. **Experimental investigation of changes in petrophysical properties during CO_2 injection into dolomite-rich rocks.** International Journal of Greenhouse Gas Control, v. 59, p. 74-90, 2007.

KIM, K.; VILARRASA, V.; MAKHNENKO, R. Y**. CO_2 injection effect on geomechanical and flow properties of calcite-rich reservoirs.** Fluids, v. 3, n. 3, p. 66, 2018.

LIMA, B. E. M.; DE ROS, L. F. **Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil**. Sedimentary Geology, v. 383, p. 55-81, 2019.

LIMA, B. E. M.; TEDESCHI, L. R.; PESTILHO, A. L. S.; SANTOS, R. V.; VAZQUEZ, J. C.; GUZZO, J. V. P.; DE ROS, L. F. **Deep-burial hydrothermal alteration of the Pre-Salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil: evidence from petrography, fluid inclusions, Sr, C and O isotopes**. Marine and Petroleum Geology, v. 113, p. 104143, 2020.

LUQUOT, L.; GOUZE, P. **Experimental determination of porosity and permeability changes induced by injection of CO_2 into carbonate rocks**. Chemical Geology, v. 265, n. 1-2, p. 148-159, 2009.

MADRUCCI, V.; RAMNANI, C. W.; ARAÚJO, C. C.; SANTOS, J. F.; VASQUEZ, G.; SPADINI, A. R.; DOS ANJOS, S. C.; DA SILVA, Y. P. **Argilominerais magnesianos do Pré-sal: caracterização, gênese e modelo deposicional no andar Alagoas da Bacia de Santos, Brasil**. In: CHAGAS, A. A. P.; ARAÚJO, C. C.; SANTOS, L. A. As grandes descobertas do Pré-sal no Atlântico Sul. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2024.

MAHER, K.; STEEFEL, C. I.; WHITE, A. F.; STONESTROM, D. A. **The role of reaction affinity and secondary minerals in regulating chemical weathering rates at the Santa Cruz Soil Chronosequence, California**. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 73, n. 10, p. 2804-2831, 2009.

MASSARWEH, O.; ALHERBAWI, M.; AL-ANSARI, T.; ABUSHAIKHA, A. S. **Comparative effects of CO_2 exposure on limestone and sandstone relevant to carbon sequestration in subsurface reservoirs**. Ore and Energy Resource Geology, p. 100-110, 2025.

MITCHELL, R. F.; MISKA, S,; AADNY, B. S. **Fundamentals of drilling engineering**, Society of Petroleum Engineers, p. 696, 2011

MOORE, J.; ADAMS, M.; ALLIS, R.; LUTZ, S.; RAUZI, S. **Mineralogical and geochemical consequences of the long-term presence of CO2 in natural reservoirs: an example from the Springerville–St. Johns Field, Arizona, and New Mexico, USA**. Chemical Geology, v. 217, n. 3-4, p. 365-385, 2005.

MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; PINHEIRO MACHADO, M.A. **Bacia de Santos**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-550, 2007.

NEVES, I. A.; LUPINACCI, W. M.; FERREIRA, D. J. A.; ZAMBRINI, J. P. R.; OLIVEIRA, L. O. A.; AZUL, M. O.; FERRARI, A. L., PIERANTONI, L. A. **Presalt reservoirs of the Santos Basin: cyclicity, electrofacies, and tectonic-sedimentary evolution**. Interpretation, Special section: Brazil v. 7 (4), p. 1–11, 2019.

OKUYAMA, Y.; TODAKA, N.; SASAKI, M.; AJIMA, S.; AKASAKA, C. **Reactive transport simulation study of geochemical CO2 trapping on the Tokyo Bay model–With focus on the behavior of dawsonite**. Applied geochemistry, v. 30, p. 57-66, 2013.

PEREIRA NUNES, J. P.; SEABRA, G. S.; DE SOUSA JUNIOR, L. C. **A review of CO2-injection projects in the Brazilian Pre-Salt — Storage capacity and geomechanical constraints**. International Journal of Greenhouse Gas Control, v. 137, p. 104232, 2024

PIETZSCH, R.; TEDESCHI, L. R.; OLIVEIRA, D. M.; DOS ANJOS, C. W. D.; VAZQUEZ, J. C.; FIGUEIREDO, M. F. **Environmental conditions of deposition of the Lower Cretaceous lacustrine carbonates of the Barra Velha Formation, Santos Basin (Brazil), based on stable carbon and oxygen isotopes: a continental record of pCO_2 during the onset of the Oceanic Anoxic Event 1a (OAE 1a) interval?.** Chemical Geology, v. 535, p. 119457, 2020.

PLANTZ, J. B.; DA SILVA, M. C. A. S.; SANTOS, J.; DOS SANTOS, H. N.; BORGHI, L. **Depositional and diagenetic characteristics of the Lula's Fingers: Evidences of microbial activity and exposure during final pre-salt depositional in Santos Basin**. Journal of South American Earth Sciences, v. 134, p. 104731, 2024.

POKROVSKY, O. S.; GOLUBEV, S. V.; SCHOTT, J. **Dissolution kinetics of calcite, dolomite and magnesite at 25ºC and 0 to 50 atm pCO_2.** Chemical geology, v. 217, n. 3-4, p. 239-255, 2005.

POZO, M.; CALVO, J. P. **An overview of authigenic magnesian clays**. Minerals, v. 8, n. 11, p. 520, 2018.

ROSSONI, R. B.; PORCHER, C. C.; KOESTER, E.; SOBIESIAK, J. S.; DA SILVA, L. A.; MEXIAS, A. S.; DE ROS, L. F. **The role of compaction in the diagenetic evolution of Pre-Salt Aptian deposits of Santos Basin, Brazil**. Sedimentary Geology, v. 466, p. 106650, 2024.

SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; PRINZHOFER, A. **Origin of CO_2 in Brazilian Basins**. AAPG Annual Convention and Exhibition, Article n. 40969, 2012.

SANTOS NETO, E. V.; BAPTISTA, R. J.; MELLO, S. L.; BRITO, M. C.; BRANDÃO, D. R.; JAHNERT, R. J.; REINER, O. R.; SILVA, C. G.; FERRAZ, A. E.; GAMBOA, L. A. P.; **Origin, Geological Controls and Interactions of CO_2 with Hydrocarbons and Pre-Salt Reservoirs, Santos Basin, Brazil.** Geological Journal, 2025.

SCHRANK, A. B. S.; DOS SANTOS, T.; ALTENHOFEN, S. D.; FREITAS, W.; CEMBRANI, E.; HAUBERT, T.; DE ROS, L. F. **Interactions between clays and carbonates in the Aptian Pre-salt reservoirs of Santos Basin, eastern Brazilian margin**. Minerals, v. 14, n. 2, p. 191, 2024.

SMITH, J. W.; MILTON, C. **Dawsonite in the Green River formation of Colorado**. Economic Geology, v. 61, n. 6, p. 1029-1042, 1966.

SMITH, J. W.; YOUNG, N. B. **Dawsonite: its geochemistry, thermal behavior, and extraction from Green River oil shale**. Colorado School of Mines Quarterly Reportv. 70, n. 3, 1975.

STEVENSON, J. S.; STEVENSON, L. S. **The petrology of dawsonite at the type locality, Montreal.** The Canadian Mineralogist, v. 8, n. 2, p. 249-252, 1965.

STEVENSON, J. S.; STEVENSON, L. S. **Contrasting dawsonite occurrences from Mont St-Bruno, Quebec.** The Canadian Mineralogist, v. 16, n. 3, p. 471-474, 1978.

TOSCA, N. J.; WRIGHT, V. P. **Diagenetic pathways linked to labile Mg-clays in lacustrine carbonate reservoirs: a model for the origin of secondary porosity in the Cretaceous pre-salt Barra Velha Formation, offshore Brazil.** Geological Society, London, Special Publications, n. 435, p. 33–46, 2018.

TULAPAN, M.; THANASAKSUKTHAWEE, V.; TAPANYA, C.; TOSUAI, T.; JIANG, J.; HARBOTTLE, D.; TANGPARITKUL, S. **Effects of CO_2-induced geochemical reactions on sandstone and limestone reservoirs in Mae Moh Basin: insights from subcore to core scale analyses**. Energy & Fuels, v. 39(22), p. 10518-10525, 2025.

TUTOLO, B. M.; TOSCA, N. J. **Experimental examination of the Mg-silicate-carbonate system at ambient temperature: Implications for alkaline chemical sedimentation and lacustrine carbonate formation**. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 225, p. 80-101, 2018.

WHITE, S. P.; ALLIS, R. G.; MOORE, J.; CHIDSEY, T.; MORGAN, C.; GWYNN, W.; ADAMS, M. **Simulation of reactive transport of injected CO_2 on the Colorado Plateau, Utah, USA.** Chemical geology, v. 217, n. 3-4, p. 387-405, 2005.

WORDEN, R. H. **Dawsonite cement in the Triassic Lam Formation, Shabwa Basin, Yemen: A natural analogue for a potential mineral product of subsurface CO_2 storage for greenhouse gas reduction**. Marine and Petroleum Geology, v. 23, n. 1, p. 61-77, 2006.

WRIGHT, P.; TOSCA, N. **A geochemical model for the formation of the pre-salt reservoirs, Santos Basin, Brazil: implications for understanding reservoir distribution**. AAPG Search and Discovery, v. 51304, 2016.

XU, T.; APPS, J. A.; PRUESS, K. **Numerical simulation of CO_2 disposal by mineral trapping in deep aquifers**. Applied geochemistry, v. 19, n. 6, p. 917-936, 2004.

YAO, J.; CHEN, Z.; JIANG, C.; PENG, X. **An integrated numerical study of CO_2 storage in carbonate gas reservoirs with chemical interaction between CO_2, brine, and carbonate rock matrix**. Applied Sciences, v. 14(14), p. 6002, 2024.

ZERAI, B.; SAYLOR, B. Z.; MATISOFF, G. **Computer simulation of CO_2 trapped through mineral precipitation in the Rose Run Sandstone, Ohio**. Applied Geochemistry, v. 21, n. 2, p. 223-240, 2006.

ZHANG, W.; LI, Y.; XU, T.; CHENG, H.; ZHENG, Y.; XIONG, P. **Long-term variations of CO_2 trapped in different mechanisms in deep saline formations: A case study of the Songliao Basin, China.** International Journal of Greenhouse Gas Control, v. 3, p. 161–180, 2009.

8 CONCLUSÃO

O presente trabalho realizou a integração dos dados de perfis de poço, mineralogia (XRD) e química (XRF) para caracterização do poço 1-BRSA-1363-RJS com o objetivo de identificar como a presença de CO_2 pode influenciar na diagênese

dessas rochas. Os resultados mostram que além dos processos diagenéticos comuns encontrados na Formação Barra Velha, neste poço é possível identificar uma nova etapa de diagênese relacionada a interação rocha-fluido-CO_2, cujas fases minerais já atingiram a estabilidade após milhões de anos. O poço estudado apresenta uma intensa dolomitização com diferentes tipos de dolomita, silicificação e
destaca-se também a presença de dawsonita, um mineral frequentemente encontrado como traço, mas ainda pouco estudado nas rochas do Pré-sal.

Neste trabalho, é feita a associação da precipitação dos minerais diagenéticos com a interação da rocha primária com o CO_2. Com a constatação da completa dissolução de todo o material da matriz lamosa, acredita-se que a interação do CO_2 propiciou a intensificação da dissolução das argilas magnesianas e da calcita, o que resultou na precipitação de dawsonita, quartzo e outras fases de dolomita.

Para melhor entendimento das características desses minerais, em especial a dolomita, necessita-se de investigações futuras com outras técnicas analíticas, como petrografia feita em lâminas delgadas de amostras de calha e de *plugs* laterais, assim como microscopia eletrônica de varredura (MEV) em grãos selecionados nas amostras de calha. Dessa forma, será possível analisar as texturas e identificar qual seria preferencialmente formada nesta fase tardia da diagênese.

Este trabalho também demonstra a diversidade de informações que podem ser obtidas a partir das amostras de calha, que são um material de estudo bastante rico para a caracterização química e mineralógica de diversas formações geológicas, com uma representatividade estatística que atende estudos da escala de poço até regionais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DE PETRÓLEO (ANP). **Site Geomaps**. Disponível em: https://geomaps.anp.gov.br/. Acessado em Novembro de 2024.

AGÊNCIA NACIONAL DE PETRÓLEO (ANP). **Boletim da produção de Petróleo e Gás Natural.** 2025. Disponível em: https://www.gov.br/anp/pt-br/centrais-deconteudo/publicacoes/boletins-anp/arquivos-bmppgn/2025/outubro.pdf

ALKMIM, F. F.; LANA, C. C.; SILVA, M. A.; DIAS-FILHO, D. C.; MENDONÇA, K. R.; ZAMBONATO, E. E.; DE CARVALHO, B. R. B. **U-Pb ages of pre-to post-salt carbonates,**

Santos and Campos basins, SE Brazil: Implications for the evolution of the South Atlantic. Marine and Petroleum Geology, v. 171, p. 107-192, 2025.

AMORIM, J. C.; VIDAL, F.; NEUMANN, R.; SILVEIRA, C. S.; SILVA, C. G.; FREIRE, F.; SALGADO-CAMPOS, V. **Paleoenvironmental and paleoclimatic evolution of the Piçarras Formation, Santos Basin, Brazil, from cuttings and well logs**. Petroleum Science, 2025.

ARAÚJO, C.C.; MADRUCCI, V.; MORETTI JÚNIOR, P.A.; SILVA FILHO, R.P.; SPADINI, A.R.; HOMEWOOD, P.; METTRAUX, M.; RAMNANI, C.W. **Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos**, in Chagas, A.A.P.; Araújo, C.C.; Santos, L.A., eds., As grandes descobertas do Pré-sal no Atlântico Sul, Brasil, Rio de Janeiro: Petrobras, p. 471-565, 2024.

ASSAYAG, N.; MATTER, J.; ADER, M.; GOLDBERG, D.; AGRINIER, P. **Water–rock interactions during a CO2 injection field-test: implications on host rock dissolution and alteration effects**. Chemical Geology, v. 265, n. 1-2, p. 227-235, 2009.

AZEREDO, A. C.; DUARTE, L. V.; SILVA, A. P. **The challenging carbonates from the Pre-Salt reservoirs offshore Brazil: facies, palaeoenvironment and diagenesis**. Journal of South American Earth Sciences, v. 108, p. 103202, 2021.

BENSON, SALLY M.; COLE, DAVID R. **CO2 sequestration in deep sedimentary formations**. Elements, v. 4, n. 5, p. 325-331, 2008.

BORGHI, L.; DA SILVA, M. C. A. S.; FAVORETO, J.; SANTOS, J. **Defining a new common language: a multi-scale classification for the pre-salt carbonates of the Barra Velha Formation**. Proceedings of the Rio Oil & Gas Expo and Conference, Rio de Janeiro, 2022.

BOURGOYNE JR., A. T.; MILLHEIM, K. K.; CHENEVERT, M. E.; YOUNG JR., F. S. **Applied Drilling Engineering: Society of Petroleum Engineers**, 544 p., 1986.

CARMINATTI, M.; WOLFF, B.; GAMBOA, L. **New exploratory frontiers in Brazil**. World Petroleum Congress, p. WPC-19-2802, 2008.

CARMINATTI, M.; DIAS, J.; WOLFF, B. **From turbidites to carbonates: breaking paradigms in deep waters.** Offshore Technology Conference, p. OTC-20124, 2009.

CARMO, I. O.; NUNES, M. C. V.; COSTA, J.; ROS-SETTI, L. M. M.; FORNERO, S. A.; ZUCCHETTI, M.; PEREIRA, N. F.; MARINS, G. M.; SOUZA, R. S. **Caracterização do magmatismo Parati na porção central da Bacia de Santos e perspectivas exploratórias.** Simpósio Técnico de Exploração da Petrobras, 2018.

CARRAMAL, N. G.; OLIVEIRA, D. M.; CACELA, A. S.; CUGLIERI, M. A.; ROCHA, N. P.; VIANA, S. M.; DE ROS, L. F. **Paleoenvironmental insights from the deposition and diagenesis of Aptian pre-salt magnesium silicates from the Lula Field, Santos Basin, Brazil**. Journal of Sedimentary Research, v. 92, n. 1, p. 12-31, 2022.

CARVALHO, M. D.; FERNANDES, F. L. **Pre-salt depositional system: Sedimentology, diagenesis, and reservoir quality of the Barra Velha Formation, as a result of the Santos Basin tectono-stratigraphic development**. AAPG Special Volumes, v. 124, p. 121-154, 2021.

CARVALHO, A. M. A.; HAMON, Y.; DE SOUZA JR; O. G.; CARRAMAL, N. G.; COLLARD, N. **Facies and diagenesis distribution in an Aptian pre-salt carbonate reservoir of the Santos Basin, offshore Brazil: A comprehensive quantitative approach**. Marine and Petroleum Geology, v. 141, p. 105708, 2022.

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

CHEARY, R.W.; COELHO, A. **A fundamental parameters approach to X-ray lineprofile fitting**. J. Appl. Crystallogr. v. 25 (2), p. 109–112, 1992.

CRAIGIE, N. **Principles of elemental chemostratigraphy: a practical user guide**. Switzerland: Springer, 2018.

COATES, G. R., XIAO, L., PRAMMER, M. G. **NMR logging – Principles and applications**, Houston: Haliburton Energy Services, 1999.

CULLITY, B. D. **Elements of X-ray diffraction**. Department of Metallurgical Engineering and Materials Science, University of Nôtre Dame, France: Addison-Wesley Publishing Company, 1978.

DARLING, T. **Well logging and formation evaluation**. Elsevier, 2005.

DE FREITAS, V. A.; DOS SANTOS VITAL, J. C; RODRIGUES, B. R.; RODRIGUES, R. **Source rock potential, main depocenters, and CO_2 occurrence in the pre-salt section of Santos Basin, southeast Brazil**. Journal of South American Earth Sciences, v. 115, 2022.

DEHLER, N. M.; MAGNAVITA, L. P.; GOMES, L. C.; RIGOTI, C. A.; DE OLIVEIRA, J. A. B.; SANT'ANNA, M. V.; DA COSTA, F. G. D. **The 'Helmut'geophysical anomaly: a regional left-lateral transtensional shear zone system connecting Santos and Campos basins, southeastern Brazil.** Marine and Petroleum Geology, v. 72, p. 412-422, 2016.

DE OLIVEIRA, F. V. C. S. R. S; GOMES, R. T. M; SILVA, K. M. S. **Identificação de basaltos e diabásios em poços exploratórios de petróleo utilizando perfis de Densidade e Fator Fotoelétrico**. 49º Congresso Brasileiro De Geologia, Petrobrás, Rio De Janeiro, 2018.

DE OLIVEIRA, F. V. C. S. R. S.; GOMES, R. T. M.; DORIZ, C. E., D.; SILVA, K. M. S.; DE TOLEDO, R. C., **Lithology Identification Through X-Ray Fluorescence (XRF) Analyses on Drill Cuttings Samples During Well Drilling**. SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, 2022.

DE OLIVEIRA, F. V. C. S. R. S. **Identificação De Fácies Ígneas Intrusivas E Extrusivas Através De Perfis Geofísicos Convencionais A Poço Aberto, Nas Bacias De Santos, Parnaíba E Paraná**. Programa de Pós Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, Tese de Doutorado, Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ, 2023.

DE ROS, L. F.; OLIVEIRA, D. M**. An operational classification system for the South Atlantic pre-salt rocks.** Journal of Sedimentary Research, v. 93, n. 10, p. 693-704, 2023.

DIAS, J. L. **Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 13, n. 1, p. 7-25, 2005.

DUNHAM, R. J. **Classification of carbonate rocks according to depositional texture**. 1962.

ELLIS, D. V.; SINGER, J. M. **Well logging for earth scientists**. Springer, 2ª ed, 2008.

EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. **A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT**. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, n. 4, p. 730-781, 1971.

ERTHAL, M.; SWENNEN, R.; CAPEZZUOLI, E. **Travertine shrub structures: origin, diagenetic modifications and petrophysical characteristics-Tivoli case (Central Italy).** 2018.

FARIAS, F.; SZATMARI, P.; BAHNIUK, A.; FRANCA, A. B. **Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin–Genesis and tectonic implications**. Marine and Petroleum Geology, v. 105, p. 251-272, 2019.

FERREIRA, V. H. L. **Caracterização Estratigráfica e Petrofísica da Formação Alagamar na Porção Sudeste da Bacia Potiguar Onshore, Brasil**. Programa de Pós Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ, 2024.

FERRETTI, M. **Princípios e aplicações da espectroscopia de fluorescência de raios-X (FRX) com instrumentação portátil para estudo de bens culturais**. Revista CPC p. 74-98, 2009.

FOLK, R.L. **Practical petrographic classification of limestones**. Bulletin of American Association Petroleum Geologists, v. 43, p. 1–38, 1959.

FREITAS, W. D. S.; DOS SANTOS, T.; TROMBETTA, M. C.; ALTENHOFEN, S. D.; SCHRANK, A. B. S.; MARTINEZ, G. A.; BARILI, R. **Porosity evolution and geometry in Santos Basin Aptian presalt petrofacies**. AAPG Bulletin, v. 110, n. 1, p. 51-77, 2026.

GHARBI, O.; BIJELJIC, B.; BOEK, E.; BLUNT, M. J. **Changes in pore structure and connectivity induced by CO_2 injection in carbonates: A combined pore-scale approach**. Energy Procedia, v. 37, p. 5367-5378, 2013.

GOMES, J.P.; BUNEVICH, R.B.; TEDESCHI, L.R.; TUCKER, M.E.; WHITAKER, F.F. **Facies Classification and Patterns of Lacustrine Carbonate Deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-Salt**. Marine and Petroleum Geology, v. 113, p. 105176, 2020.

GOMES, J. P. B.; BUNEVICH, R. B.; SARTORATO, A. C. L.;TEDESCHI, L. R.; TONIETTO, S. N.; TUCKER, M. E.; WHITAKER, F. **Early diagenetic evolution based on petrography and stable isotope analysis in the Barra Velha Formation of the Brazilian Pre-salt.** The Depositional Record, v. 11, n. 1, p. 70-94, 2025.

HANCOCK, N. J. **Development Geology Reference Manual.** Wireline Methods, v. 10, 1992.

HEINE, C.; ZOETHOUT, J.; MULLER, R. D. **Kinematics of the South Atlantic rift**. Solid Earth, v. 4, p. 215-253, 2013.

HELLEVANG, H.; AAGAARD, P.; JAHREN, J. **Will dawsonite form during CO_2 storage?.** Greenhouse Gases: Science and Technology, v. 4, n. 2, p. 191-199, 2014.

HERLINGER JR, R.; ZAMBONATO, E. E.; DE ROS, L. F. **Influence of diagenesis on the quality of Lower Cretaceous pre-salt lacustrine carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil.** Journal of Sedimentary Research, v. 87, n. 12, p. 1285-1313, 2017.

KAMPMAN, N.; BICKLE, M.; WIGLEY, M.; DUBACQ, B. **Fluid flow and CO_2–fluid–mineral interactions during CO_2-storage in sedimentary basins.** Chemical Geology, v. 369, p. 22-50, 2014.

KHARAKA, Y. K.; COLE, D. R.; HOVORKA, S. D.; GUNTER, W. D.; KNAUSS, K. G.; FREIFELD, B. M. **Gas-water-rock interactions in Frio Formation following CO_2 injection: Implications for the storage of greenhouse gases in sedimentary basins**. Geology, v. 34(7), p. 577-580, 2006.

KHATHER, M.; SAEEDI, A.; REZAEE, R.; NOBLE, R. R.; GRAY, D. **Experimental investigation of changes in petrophysical properties during CO_2 injection into dolomite-rich rocks.** International Journal of Greenhouse Gas Control, v. 59, p. 74-90, 2007.

KIM, K.; VILARRASA, V.; MAKHNENKO, R. Y**. CO_2 injection effect on geomechanical and flow properties of calcite-rich reservoirs.** Fluids, v. 3, n. 3, p. 66, 2018.

KLEIN, C., DUTROW, B. **Manual de ciências dos minerais**. Porto Alegre: Bookman, 23ª ed., 2012.

LAKE, L. W. **Enhanced oil recovery**. United States: 1988.

LAPEYROUSE, N. J. **Formulas and calculations for drilling, production and workover**. Gulf Professional Publishing, v. 3, p. 101-102, 2012.

LIMA, B. E. M.; DE ROS, L. F. **Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil**. Sedimentary Geology, v. 383, p. 55-81, 2019.

LUQUOT, L.; GOUZE, P. **Experimental determination of porosity and permeability changes induced by injection of CO_2 into carbonate rocks**. Chemical Geology, v. 265, n. 1-2, p. 148-159, 2009.

MACEDO, J. M. **Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 3, n. 3, p. 159-173, 1989.

MADRUCCI, V.; RAMNANI, C. W.; ARAÚJO, C. C.; SANTOS, J. F.; VASQUEZ, G.; SPADINI, A. R.; DOS ANJOS, S. C.; DA SILVA, Y. P. **Argilominerais magnesianos do Pré-sal: caracterização, gênese e modelo deposicional no andar Alagoas da Bacia de Santos, Brasil**. In: CHAGAS, A. A. P.; ARAÚJO, C. C.; SANTOS, L. A. As grandes descobertas do Pré-sal no Atlântico Sul. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2024.

METZ, B.; DAVIDSON, O.; DE CONINCK, H. C.; LOOS, M.; MEYER, L. **IPCC special report on carbon dioxide capture and storage.** Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

MOHRIAK, W. U. **Bacias sedimentares da margem continental Brasileira**. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil, v. 3, p. 87-165, 2003.

MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; PINHEIRO MACHADO, M.A. **Bacia de Santos**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-550, 2007.

NAGANAWA, S.; SUZUKI, M.; IKEDA, K.; INADA, N.; SATO, R. **Modeling cuttings lag distribution in directional drilling to evaluate depth resolution of mud logging**. SPE Drilling & Completion, v. 36(01), p. 63-74, 2021

NASCIMENTO FILHO, V. F. **Técnicas analíticas nucleares de fluorescência de raios X por dispersão de energia (ED-XRF) e por reflexão total (TXRF).** Departamento de Ciências Exatas, ESALQ Laboratório de Instrumentação Nuclear, 1999.

NERY, G. G. **Perfilagem Geofísica em Poço Aberto: Fundamentos básicos com ênfase em petróleo**. Rio de Janeiro, 2004.

OJEDA, H. A. O.; ARANHA, L. G. F. **Bacias de Santos integração geológica regional**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1980.

OJEDA, H. A. O.; DE CESERO, P. **Bacia de Santos e Pelotas: Geologia e perspectivas petrolíferas.** Bacias da costa leste do Brasil: geologia e perspectivas petrolíferas. Rio de Janeiro: Petrobras, p. 1-34, 1973.

OJEDA, H. A. O.; SILVA, A. B. **Bacia de Santos e Pelotas, relatório e progresso**. Rio de Janeiro: Petrobras. Rel. Interno. 1975

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. **Bacia de Santos**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 8, n. 1, p. 219-234, 1994.

PEREIRA, M. J.; MACEDO, J. M. **A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 4, n. 1, p. 3-11, 1990.

PIETZSCH, R.; OLIVEIRA, D. M.; TEDESCHI, L. R.; NETO, J. V. Q.; FIGUEIREDO, M. F.; VAZQUEZ, J. C.; DE SOUZA, R. S. **Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil**. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 507, p. 60-80, 2018.

PLANTZ, J. B.; DA SILVA, M. C. A. S.; SANTOS, J.; DOS SANTOS, H. N.; BORGHI, L. **Depositional and diagenetic characteristics of the Lula's Fingers: Evidences of microbial activity and exposure during final pre-salt depositional in Santos Basin**. Journal of South American Earth Sciences, v. 134, p. 104731, 2024.

QIUZI, C.; XIANG, Y.; LI, H. **Bragg's Law and Multifunctional 2D X-Ray Diffractometry**. In: Multifunctional Two-and Three-Dimensional Polycrystalline X-Ray Diffractometry. Bentham Science Publishers, p. 17-33, 2012.

RIDER, M. H. **The geological interpretation of well logs**. Scotland: Rider-French Consulting, 2ª ed., 2002.

RIDING, R. **Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms**. Sedimentology v. 47, p. 179–214, 2000

RIETVELD, H. **A profile refinement method for nuclear and magnetic structures**. Journal of Applied Crystallography, v. 2, p. 65–71, 1969.

RIGOTI, C. A. **Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: Interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria**, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Dissertação de Mestrado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

ROSA, H. **Estudo de Caracterização de Eletrofacies por meio de Perfis Geofísicos de Poços e de Amostras de Testemunhos Utilizando Estatística Multivariada**. Tese de Doutorado, Unicamp, Campinas, SP, 2006.

ROSSONI, R. B.; PORCHER, C. C.; KOESTER, E.; SOBIESIAK, J. S.; DA SILVA, L. A.; MEXIAS, A. S.; DE ROS, L. F. **The role of compaction in the diagenetic evolution of Pre-Salt Aptian deposits of Santos Basin, Brazil**. Sedimentary Geology, v. 466, p. 106650, 2024.

SALLER, A.; RUSHTON, S.; BUAMBUA, L.; INMAN, K.; MCNEIL, R.; DICKSON, J. A. D. **Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola**. AAPG Bulletin, v. 100(7), p. 1135-1164, 2016.

SAMPAIO, J. A.; FRANÇA, S. C. A.; BRAGA, P. F. A. **Tratamento de minérios: práticas laboratoriais.** CETEM/MCT, 2007.

SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; PRINZHOFER, A. **Origin of CO_2 in Brazilian Basins**. AAPG Annual Convention and Exhibition, Article n. 40969, 2012.

SANTOS NETO, E. V.; BAPTISTA, R. J.; MELLO, S. L.; BRITO, M. C.; BRANDÃO, D. R.; JAHNERT, R. J.; REINER, O. R.; SILVA, C. G.; FERRAZ, A. E.; GAMBOA, L. A. P.; **Origin, Geological Controls and Interactions of CO_2 with Hydrocarbons and Pre-Salt Reservoirs, Santos Basin, Brazil.** Geological Journal, 2025.

SCHRANK, A. B. S.; DOS SANTOS, T.; ALTENHOFEN, S. D.; FREITAS, W.; CEMBRANI, E.; HAUBERT, T.; DE ROS, L. F. **Interactions between clays and carbonates in the Aptian Pre-salt reservoirs of Santos Basin, eastern Brazilian margin**. Minerals, v. 14, n. 2, p. 191, 2024.

TERRA, G. J. S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A. B.; SOMBRA, C. L.; ZAMBONATO, E. E.; DA SILVA JUSCHAK; L. C.; WINTER, W. R. **Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 18(1), p. 9-29, 2010.

TULAPAN, M.; THANASAKSUKTHAWEE, V.; TAPANYA, C.; TOSUAI, T.; JIANG, J.; HARBOTTLE, D.; TANGPARITKUL, S. **Effects of CO_2-induced geochemical reactions on sandstone and limestone reservoirs in Mae Moh Basin: insights from subcore to core scale analyses**. Energy & Fuels, v. 39(22), p. 10518-10525, 2025.

WIRTH, K., COLLEGE, M., BARTH, A. **X-Ray Fluorescence (XRF).** Macalester College and Andy Barth, Indiana University Purdue University, Indianapolis, USA, 2009.

WRIGHT, V.P. **A revised classification of limestones**. Sedimentary Geology, v. 76, p. 177–185, 1992.

WRIGHT, V. P. **Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition**. Geological Society, v. 370, 2012.

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. **An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates**. Geological Society, v. 418, 2015.

XIAO, L. **Practical NMR for oil and gas exploration**. United Kingdom: Royal Society of Chemistry, 2023.

YAO, J.; CHEN, Z.; JIANG, C.; PENG, X. **An integrated numerical study of CO_2 storage in carbonate gas reservoirs with chemical interaction between CO_2, brine, and carbonate rock matrix**. Applied Sciences, v. 14(14), p. 6002, 2024.

ZHANG, W.; LI, Y.; XU, T.; CHENG, H.; ZHENG, Y.; XIONG, P. **Long-term variations of CO_2 trapped in different mechanisms in deep saline formations: A case study of the Songliao Basin, China.** International Journal of Greenhouse Gas Control, v. 3, p. 161–180, 2009.