



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ALINE MACRINA DA SILVA

**POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DE CO₂ VIA MECANISMO DE
MINERALIZAÇÃO EM ROCHAS VULCÂNICAS DA FAIXA COSTEIRA DA BACIA
DE PERNAMBUCO**

Recife

2025



**CARACTERIZAÇÃO E SIMULAÇÃO DE RESERVATÓRIOS, ENERGIAS RENOVÁVEIS
E BIOTECNOLOGIA AMBIENTAL**

Apoio



Gestão



**POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DE CO₂ VIA MECANISMO DE
MINERALIZAÇÃO EM ROCHAS VULCÂNICAS DA FAIXA COSTEIRA DA BACIA
DE PERNAMBUCO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geociências.

Orientador (a): Prof. Dr. José Antonio Barbosa

Coorientador (a): Profa. Dra. Carla Joana Barreto

Recife

2025

.Catalogação de Publicação na Fonte. UFPE - Biblioteca Central

Silva, Aline Macrina da.

Potencial de armazenamento de CO₂ via mecanismo de mineralização em rochas vulcânicas da Faixa Costeira da Bacia de Pernambuco / Aline Macrina da Silva. - Recife, 2025.

89f.: il.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa em Pós-Graduação em Geociências, 2025.

Orientação: José Antonio Barbosa.

Coorientação: Carla Joana Barreto.

Inclui referências e apêndices.

1. CCS Brasil; 2. Mineralização de CO₂; 3. Suíte Magmática Ipojuca; 4. Reações hidroquímicas; 5. GCS em rochas máficas; 6. GCS na Bacia Pernambuco. I. Barbosa, José Antonio. II. Barreto, Carla Joana. III. Título.

UFPE-Biblioteca Central

ALINE MACRINA DA SILVA

**POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DE CO₂ VIA MECANISMO DE
MINERALIZAÇÃO EM ROCHAS VULCÂNICAS DA FAIXA COSTEIRA DA BACIA
DE PERNAMBUCO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geociências.

Aprovada em: 25/03/2025.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. José Antonio Barbosa (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Abel Gámez Rodríguez (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof^ª. Dr^ª. Anelise Losangela Bertotti (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Leonardo José do Nascimento Guimarães (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Esse trabalho é dedicado à minha avó, Macrina Rodolfo Ferreira, que hoje com certeza está em festa nos planos espirituais por ter sua primeira neta mestra, e a minha mãe, Flávia Ferreira. As maiores incentivadoras dos meus sonhos, muito obrigada por todo amor, investimento e apoio incondicional, amo vocês.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a minha mãe, Flávia Ferreira pelo apoio na minha trajetória acadêmica e no incentivo sem medida em diversos âmbitos na minha vida. A tia Luciana Victor e Edson D'Angelo que nesses últimos anos foram que me fizeram ficar de pé novamente, com as fisioterapias, e ter forças para continuar. Ao meu irmão, José Neto, que é a minha pessoa no mundo, e que apesar da distância física, está sempre presente em minha vida. Ao meu pai Alex Moreira, meu padrasto Maurício Muniz, minha tia Maria das Neves e minha madrinha Daniela Serpa, pelo suporte de sempre. Amo muito todos vocês.

Ao meu orientador Antonio Barbosa, que tanto me inspira profissionalmente e como pessoa, que acreditou no meu trabalho e me abriu horizontes no mundo acadêmico, possibilitando com que as ideias propostas nesse trabalho fossem de fato concretizadas, sempre me estimulando e me desafiando. Com ele, pude experienciar de fato o que é ser orientada, e entender a importância de uma rede de apoio na universidade para se fazer um trabalho de qualidade. Ao Laboratório GEOQUANTT, e todos que fazem parte, Emmanuel Felinto, Germano Mário, Jeffersson Tavares e Roberta Samico, obrigada por todo apoio e companheirismo nessa trajetória.

A minha coorientadora Carla Barreto, que ao me aproximar e conhecer de perto o seu trabalho, me deixou encantada, estimulando diversos alunos a conhecer, viver e permanecer nas geociências. Agradeço todo o aprendizado, as oportunidades durante minha trajetória de mestrado e ao incentivo e apoio na idealização de novas etapas. Aos amigos do Vulcano, Ana Beatriz, Clara Menezes, Felipe Mature, Ivanna Montterazo, Jully Viviane e Sara Costa, por terem me abraçado e fazerem com que rapidamente eu me sentisse acolhida por esse grupo tão coeso e determinado.

Ao professor Leonardo Guimarães, por sempre me apoiar e incentivar em todas as fases da minha pesquisa, me proporcionando o reator, diversos equipamentos para a parte experimental e me incluindo em seu laboratório. Aos professores e amigos do LMCG, Analice França, Anny Virgínia, Guilherme Teotônio, Leila Brunet, Rose Mary, Tallys Mineiro e Victória Farçal muito obrigada pelo suporte nos experimentos. Ao Antonio Brito, por me ajudar e quebrar a cabeça comigo em cada parte das montagens e desmontagens do experimento.

Ao professor Antonio Antonino, pelo suporte em diversas etapas da caracterização das amostras, sempre me recebendo em seu laboratório e abrindo diversas portas. Aos amigos do LTCRX-UFPE, Bruno Carvalho, Daniel Amâncio, Márcio paixão e Raquel Milani, muito

obrigada por todos os ensinamentos e auxílios de diversas formas, dentro e fora do laboratório, para que minha pesquisa fosse executada da melhor maneira.

A Yolice e Eusébio do DQF-UFPE, que me auxiliaram nas montagens de STUBs para as análises de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV). Ao Elverson e Sérgio do DF-UFPE com o apoio na metalização das amostras para uso do MEV. Ao Nielson do PGMTR e Janaína do INTM pelas análises de MEV. A Tarcyla do DF-UFPE e ao Prof. Valdomiro Souza do PPGCS da UFRPE pelas análises de Difractometria de Raios X, obrigada pela paciência e auxílio na interpretação das diversas técnicas utilizadas neste trabalho.

Aos meus amigos Jessica Cesario, Maria Priscila Martins, Marivalda Amanda, Roberta Samico, Tallys Mineiro, Victória Farçal e Walter Nascimento Jr., que durante esses dois anos estiveram, quase que diariamente, me acompanhando na pesquisa. Não só ouvindo, como também apoiando, estimulando e compartilhando dos diversos sentimentos que cada fase me trouxe. A presença de vocês foi fundamental para que este título fosse alcançado.

Aos amigos do SENAC, Acacia Sofia, Brenda Beatriz, Joffre Quintas e Thiago Martins por estarem diariamente comigo, por um ano e meio, na jornada de proficiência em inglês, fazendo com que o processo seja mais tranquilo e prazeroso.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – ANP, à Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, por meio do Programa de Formação de Recursos Humanos da ANP para o Setor de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – PRH-ANP/FINEP, suportado com recursos provenientes do investimento de empresas petrolíferas qualificadas na Cláusula de P, D&I da Resolução ANP N° 50/2015. Em particular ao PRH 48.1 “Caracterização e Simulação de Reservatórios, Energias Renováveis e Biotecnologia Ambiental” (PROCESSOS ANP N°48610.201019/2019-38 e FAPESP N°2024/10544-2), sediado no Departamento de Energia Nuclear do Centro de Tecnologia e Geociências da UFPE, pelo apoio financeiro.

Ao apoio financeiro fornecido pelo projeto de Pesquisa e desenvolvimento Investigação do Potencial de rochas vulcânicas da Suíte Magmática Ipojuca para armazenamento geológico de carbono (GCS) na Região do Complexo Industrial-Portuário de SUAPE, PE (CO₂PE) (Processo N° 2024/00117-0) apoiado com recursos de investimento da Petrobras.

Ao apoio do Projeto de Pesquisa “Cátedra de Pesquisa Industrial Energi Simulation em Modelagem de Reservatório e Otimização Robusta” sob o Acordo de Parceria 13/20-FADE/UFPE/ENERGI SIMULATION - CONVÊNIO: 53/2020 UFPE.

Ao apoio da taxa de bancada do professor José Antonio Barbosa, fornecida pelo Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq (315343/2020–6),

fundamental para a aquisição de insumos para a pesquisa. Todos estes financiamentos foram de fundamental importância para a conclusão deste trabalho.

”A minha vida seguiu um caminho e fui me deixando levar para muito longe do que tinha imaginado. E isso foi bom para mim, que tinha conseguido coisas com as quais os pretos nem sonhavam, não porque sonhassem pequeno, mas porque não sabiam que tais sonhos eram possíveis.”

(Gonçalves, A. M., 2006)

RESUMO

O armazenamento geológico de CO₂ representa um dos pilares do esforço para reduzir as emissões de carbono atmosférico. Uma das tecnologias empregadas para o armazenamento, e que apresenta vantagens em termos de segurança na retenção do gás e menor impacto em termos de custos, é a injeção de CO₂ em rochas vulcânicas. A fixação do carbono se baseia nos processos reativos que envolvem a dissolução da rocha e a formação de minerais que incorporam o carbono. Esta pesquisa apresenta um estudo com amostras de rochas vulcânicas, basalto e traquibasalto, que compõem a Suíte Magmática Ipojuca, localizada na faixa costeira da Bacia de Pernambuco. Objetivou-se analisar o potencial destas rochas como reservatórios para armazenamento de CO₂ com foco em aspectos químicos e mineralógicos. Foram conduzidos estudos de reatividade em reator de alta pressão, com a exposição das amostras a condições de reservatório em solução carbonatada (CO₂ subcrítico). Estes permitiram observar os efeitos de dissolução e precipitação de fases minerais. As amostras foram analisadas antes dos experimentos por meio estudo petrográfico e Difratomia de Raios X (DRX). Após os experimentos as amostras foram analisadas por meio de microscopia eletrônica com apoio de microsonda para investigar as fases minerais. Simulações numéricas foram conduzidas no software PHREEQC para reproduzir os resultados dos experimentos, e investigar a influência de aspectos importantes para o efeito de mineralização como temperatura, salinidade e superfície reativa. Os resultados demonstraram que as duas litologias oferecem potencial de mineralização de CO₂ a partir da formação de calcita e magnesita. As simulações numéricas dos ensaios permitiram reproduzir os ensaios e avaliar o impacto das condições impostas. A variação hipotética da salinidade demonstrou que esta não altera de forma significativa a quantidade de mineralização. Da mesma forma, a temperatura apresenta um fator secundário no controle da mineralização. Entretanto, a variação da superfície reativa sob condições similares apresenta um impacto importante no volume de mineralização. As contribuições alcançadas podem subsidiar mais estudos com foco no uso destas rochas para projetos de armazenamento de CO₂.

Palavras-chave: reações hidroquímicas, armazenamento geológico, mineralização de CO₂, superfície reativa, rochas máficas.

ABSTRACT

The geological storage of CO₂ represents one of the pillars of efforts to reduce atmospheric carbon emissions. One of the technologies employed for storage, which offers advantages in terms of gas retention safety and lower cost impact, is the injection of CO₂ into volcanic rocks. Carbon fixation is based on reactive processes involving rock dissolution and the formation of minerals that incorporate carbon. This research presents a study using samples of volcanic rocks, basalt, and trachybasalt, which constitute the Ipojuca Magmatic Suite, located along the coastal zone of the Pernambuco Basin. The objective was to analyze the potential of these rocks as reservoirs for CO₂ storage, focusing on chemical and mineralogical aspects. Reactivity studies were conducted in a high-pressure reactor, exposing the samples to reservoir conditions in a carbonated solution (subcritical CO₂). These experiments allowed the observation of dissolution effects and the precipitation of mineral phases. The samples were analyzed before the experiments through petrographic studies and X-ray diffraction. After the experiments, the samples were analyzed using electron microscopy with microprobe support to investigate the mineral phases. Numerical simulations were conducted using the PHREEQC software to reproduce the experimental results and investigate the influence of important factors on mineralization, such as temperature, salinity, and reactive surface area. The results demonstrated that both lithologies offer potential for CO₂ mineralization through the formation of calcite and magnesite. The numerical simulations successfully replicated the experiments and evaluated the impact of imposed conditions. A hypothetical variation in salinity demonstrated that it does not significantly alter the amount of mineralization. Similarly, temperature plays a secondary role in controlling mineralization. However, variations in reactive surface area under similar conditions have a significant impact on the volume of mineralization. The findings from this study may support further research focused on using these rocks for CO₂ storage projects.

Keywords: hydrochemical reactions, geological storage, CO₂ mineralization, reactive surface area, mafic rocks.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Formas de aprisionamento do CO ₂ após a injeção em meio poroso. O gás no estado supercrítico escoar na forma de pluma dentro do reservatório. A) Mecanismos de aprisionamento. B) Aprisionamento do CO ₂ conforme os diferentes mecanismos no tempo, após a injeção em reservatório siliciclástico.....	20
Figura 2 - Formação de uma pluma de CO ₂ a partir da injeção em um reservatório siliciclástico.	20
Figura 3 - A) Conceito esquemático da injeção de CO ₂ supercrítico em rochas sedimentares porosas; B) Injeção em rochas vulcânicas que apresentam potencial para liberação de íons que permitem o aprisionamento do CO ₂ na forma de minerais.....	22
Figura 4 - Distribuição de rochas máficas (Snæbjörnsdóttir <i>et al.</i> , 2020), com a estimativa do potencial de armazenamento de CO ₂ (círculos verde, ver números na tabela 1) para as principais províncias basálticas (Dessert <i>et al.</i> , 2003; Snæbjörnsdóttir <i>et al.</i> , 2014.....	23
Figura 5 - Gráfico de correlação de parâmetros de controle de reações hidroquímicas realizadas em reatores com rochas vulcânicas com o objetivo de estudar o seu potencial de dissolução e consequente formação de minerais envolvendo o CO ₂	25
Figura 6 - Gráfico dos benefícios diretos e indiretos, em milhões de dólares por ano e em números de empregos por ano, para a economia brasileira a partir da futura criação de HUBs de CCUS no país.....	27
Figura 7 - Geologia da faixa costeira da Bacia de Pernambuco. A e B) Localização da bacia marginal de Pernambuco na região Nordeste do Brasil e na borda leste da Província Borborema, C) Mapa geológico da faixa costeira e embasamento adjacente, D) coluna estratigráfica simplificada de baixa faixa costeira. Os polígonos vermelhos indicam rochas aflorantes da Suíte Magmática Ipojuca (SMI)	29
Figura 8 - A) Mapa geológico da faixa costeira da Bacia de Pernambuco, mostrando a localização do CIP SUAPE, e, B) Imagem de satélite mostrando o detalhado CIP SUAPE e suas principais unidades industriais e valores estimados de emissões de CO ₂ destas fontes principais de acordo com os dados da plataforma GIS CCUS Brasil (2024) (https://www.pucrs.br/ipr/projetos/plataforma-gis-ccus-brasil/).....	31
Figura 9 - Afloramentos da Formação Cabo, Aptiano. A) Paraconglomerado, B) Conglomerados cortados por um dique de riolito. C) Arenitos grossos com pulsos conglomeráticos (setas amarelas indicam blocos de rocha do embasamento), D) Arenitos cortados por um dique de traquito subvertical (setas amarelas), E) Conglomerado cortado por um fino dique de riolito (setas pretas).	33
Figura 10 - Afloramento na região do Porto de SUAPE mostrando um derrame de Riolito cortado por diques de traquito (polígonos amarelos). No lado direito do painel fotográfico ocorre um derrame de traquito (polígono amarelo) recoberto por rochas sedimentares (polígono laranja). A e B) Detalhes do dique de traquito.....	33
Figura 11 - Mapa de anomalia Bouguer residual da faixa costeira da Bacia de Pernambuco. A) Mapa não interpretado mostrando os grabens do rifte interno, B) Interpretação de falhas normais e de transferência associadas	

à tectônica rifte, C e D) diagrama de rosetas mostrando o comportamento de falhas ligadas a ZCPE, e a tectônica rifte.	34
Figura 12 - Etapas desenvolvidas para a caracterização das amostras, sendo estas separadas em processos pré, experimental e pós-experimental para uma facilitação no desenvolvimento e entendimento das etapas.	36
Figura 13 - Afloramento às margens da PE-060, próximo à cidade de Sirinhaém, de onde foram coletadas amostras de traquibasalto. A) Vista geral do afloramento. B) Detalhe das rochas que apresentam aspecto maciço, fraturas tardias e disjunções colunares. C) Detalhe de amostra de traquibasalto vista em microscópio digital, mostrando cristais de olivina.	37
Figura 14 - Experimentos de reatividade. A) placas cortadas das amostras de basalto, B) mostra de pó de rocha, C) reator de alta pressão utilizado para a realização dos ensaios, cujo vaso tem capacidade de 1,5 L, incluindo o sistema de aquecimento da camisa (chiller) e o cilindro de CO ₂ que fornece o gás para o reator.	41
Figura 15 - Fluxograma esquemático mostrando o desenvolvimento das simulações numérica baseada nos parâmetros utilizados nos experimentos de reator, a partir do software PHREEQC.	43
Figura 16 - Fotomicrografia da amostra de basalto da Suíte Magmática Ipojuca utilizada no estudo. A) Olivinas anédricas fraturadas; B) Pórfiro cristal de ortopiroxênio; C - D) Olivinas com bordas de piroxênio; E) Cristais de clinopiroxênio com bordas de anfibólio; F) Textura coronítica do clinopiroxênio; G) Olivina com textura esquelética; H) Fenocristais com textura traquítica pilotaxítica.	45
Figura 17 - Fotomicrografia da amostra de traquibasalto da Suíte Magmática Ipojuca utilizada no estudo. A) Microfenocristais de plagioclásio, sanidina e piroxênio. B) Textura porfírica demonstradas por microfenocristais de sanidina. C-D) Cristais de plagioclásio e cristais de sanidina (textura poiquilítica). E-F-G) Ripas de plagioclásio radiais. H) Presença de óxido de ferro.	46
Figura 18 - Difratomogramas selecionados para demonstrar a composição mineralógica das rochas testadas. A) Difrátograma de amostra de basalto, no qual foram identificados principalmente albita, diopsídio, forsterita e faialita. B) Difrátograma da amostra de traquibasalto, no qual foi identificado as fases principais, sanidina, albita e piroxênio.	48
Figura 19 - Proporção das principais fases minerais extraídas a partir do processamento dos dados de DR-X. A) Basalto (BPE-AM-P-SI-04.1), e, B) Traquibasalto (BPE-AM-P-SR-03.1).	49
Figura 20 - Amostra de basalto e plugue (superior), e amostra de traquibasalto e plugue (inferior). As rochas apresentam textura maciça e planos de fraturas criados pelo resfriamento.	50
Figura 21 - Cristais de calcita formados por reações de carbonatação em amostras de plugue de basalto, a partir do experimento AM BA 01, onde a esquerda temos a visualização através do MEV e a direita é possível observar os elementos em destaque, através do EDS.	51
Figura 22 - Agregado de cristais de calcita formados como uma incrustação na superfície da do fragmento analisado, a partir do ensaio AM BA 01 realizado em amostra de Basalto.	52
Figura 23 - Cristais de calcita formados durante o experimento AM BA P 01-04 com a amostra de placas de basalto unidas.	52

Figura 24 - Cristais de calcita e magnesita formados a partir do ensaio AM BA PO R3, realizado com o pó de basalto. O mapa de elementos obtido por EDS, a direita, mostra as concentrações dos elementos Ca, Mg, Ti e O, na superfície dos minerais.	53
Figura 25 - Micrografias de MEV mostrando cristais secundários identificados como calcita e magnesita formados sobre as superfícies das amostras de basalto e traquito. Os cristais, e agregados de cristais, apresentam formato irregular ou romboédrico em alguns casos, e raramente cúbico. O tamanho dos cristais varia de 1 a 8 µm.	54
Figura 26 - Detalhe de cristais de calcita magnesiana formados a partir do ensaio AM TB PO R2, realizado com amostras de traquibasalto. Após o ensaio o pó foi colado com cola de prata sobre o suporte para a realização do escaneamento.	54
Figura 27 - Gráfico de simulação do experimento AM BA PO R3, observa-se o volume de minerais precipitados no tempo em relação a temperatura usada no ensaio (60 °C), e mais duas temperaturas hipotéticas (90 e 120 °C), considerando o uso de salmoura e uma superfície reativa padrão (Apêndice A).	56
Figura 28 - Gráfico de simulação do experimento AM BA PO R3, observa-se o volume de minerais precipitados com a temperatura de 60°C, salinidade de NaCl de 2% durante 30 dias, em relação à mudança no parâmetro de área reativa. SR - Superfície Reativa original, 2SR Superfície Reativa x 2, 4SR Superfície Reativa x 4.	57
Figura 29 - Gráfico de simulação do experimento AM BA PO R2/AM BA PO R3, observa-se o volume de minerais precipitados, com temperatura de 60°C, superfície reativa padrão (Apêndice A) e à mudança do parâmetro de salinidade em relação ao tempo. SZ - água deionizada, NaCl - 2%, 2NaCl - 4%, 4NaCl - 8%.	58
Figura 30 - Gráfico de simulação do experimento AM BA PO R2, onde observa-se o volume de minerais precipitados o tempo em relação à mudança do parâmetro de temperatura considerando água deionizada como fluido de reação, mas mantendo a superfície reativa padrão.	59
Figura 31 - Gráfico de simulação do experimento AM BA PO R3, observa-se o volume de minerais precipitados na temperatura de 60°C, considerando água deionizada como o fluido de reação, no decorrer do tempo em relação à mudança do parâmetro de superfície reativa.	60
Figura 32 - Gráfico de variação de pH do sistema hidroquímico a partir da injeção do CO ₂ , em diferentes combinações de parâmetros físicos (temperatura, salinidade e superfície reativa).	61
Figura 33 - Gráfico que mostra a modificação das fases minerais no experimento ao longo do tempo, envolvendo a dissolução dos minerais originais, e a formação de novos minerais, considerando o experimento AM BA PO R3.	62
Figura 34 - Gráfico que mostra o comportamento calculado da saturação de CO ₂ na forma de carbonato (HCO ₃ ⁻) na solução aquosa a partir da injeção do gás no sistema, considerando vários arranjos de fatores (temperatura, salinidade, área reativa) e o mesmo valor de pressão.	63
Figura 35 - Gráfico da simulação de valores de pH da solução aquosa obtido a partir da reação do traquibasalto. Foram considerados os parâmetros reais do experimento AM TB PO R1 (Tabela 3).	64
Figura 36 - Gráfico da simulação do efeito de dissolução de fases minerais e de formação de fases secundárias a partir do processo reativo hidroquímico para a amostra de traquibasalto. Nos resultados obtidos não houve a	

formação de minerais secundários, ocorreu a dissolução de uma pequena fração do mineral sanidina, e não houve dissolução do mineral albita.	64
Figura 37 - Gráfico síntese obtido a partir de simulação de reações hidroquímicas, no qual se compara a eficiência de mineralização de CO ₂ a partir de diferentes razões de massa entre fluido e rocha, e diferentes condições iniciais de alcalinidade da solução.	66
Figura 38 - Comparação da composição química de rochas dos projetos CARBFIX (Hellisheidi, Islândia) e Wallula (Washington, EUA), com rochas da SMI, Pernambuco. As informações pertinentes à composição foram plotadas em um gráfico TAS (relação de álcalis totais x sílica), utilizado para classificar rochas ígneas vulcânicas (Alfredsson <i>et al.</i> , 2013; Fox, 2022; Nascimento, 2003). As setas amarelas indicam fraturas nas amostras. a) Basalto; b) Traquiandesito; c) Traquito porfírico.	67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Associação das áreas de superfície basálticas (Figura 4) por Dessert et al. (2003), mas seguindo as abordagens de Snæbjörnsdóttir et al. (2014) para o potencial de armazenamento de CO ₂	24
Tabela 2 - Medidas das placas e plugues preparados a partir das amostras de basalto, e que foram utilizadas nos três primeiros experimentos de reator.	38
Tabela 3 - Parâmetros e dados petrofísicos utilizados no reator de alta pressão durante os 7 experimentos executados, sendo todos eles em temperatura de 60°C	40
Tabela 4 - Dados petrofísicos de Densidade de Bulk, Porosidade e Permeabilidade de basaltos e traquibasaltos da SMI.....	49
Tabela 5 - Proporção dos minerais principais identificados na amostra AM BA PO R0 (sem ensaio de reatividade) através de dados de DRX e o valor da superfície reativa. Cálculos detalhados no apêndice A.....	55
Tabela 6 - Proporção dos minerais principais identificados AM TB PO R0 (sem ensaio de reatividade) através de dados de DRX e o valor da superfície reativa.	63

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	18
1.1 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO.....	31
1.2 JUSTIFICATIVA.....	34
1.3 OBJETIVO GERAL.....	35
1.3.1 Objetivos específicos.....	35
2. METODOLOGIA.....	35
2.1 ETAPAS PRÉ-EXPERIMENTO.....	36
2.1.1 Aquisição de amostras.....	36
2.1.2 Análise Petrofísica	38
2.1.3 Análise Petrográfica	39
2.1.4 Difratometria de Raios-X.....	39
2.2 EXPERIMENTOS DE REATOR.....	39
2.3 ETAPAS PÓS-EXPERIMENTO.....	41
2.3.1 Análise de Difratometria de Raios X e MEV	41
2.3.2 Simulação hidroquímica	42
3. RESULTADOS.....	44
3.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS ANALISADAS.....	44
3.2 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA DAS ROCHAS ANALISADAS.....	47
3.3 PARÂMETROS PETROFÍSICOS.....	49
3.4 ANÁLISE DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) DOS MATERIAIS APÓS OS EXPERIMENTOS DE REATIVIDADE.....	50
3.5 RESULTADOS DA SIMULAÇÃO NUMÉRICA DOS EXPERIMENTOS.....	55
4. DISCUSSÃO.....	65
5. CONCLUSÕES.....	74
REFERÊNCIAS.....	76
APÊNDICES.....	87

1. INTRODUÇÃO

O relatório do IPCC (2018) “*Global Warming of 1.5°C*” aponta que a ação antropogênica está produzindo um incremento de CO₂ atmosférico que resultou em um aumento de 0.78 °C no período de 2000 a 2015, acima das médias registradas no período de 1850 a 1900. O relatório sugeriu que ocorreu um aumento de 0.2 °C por década no último século, e que, se medidas mais fortes de redução de emissões não forem adotadas, os efeitos produzidos por essa elevação das temperaturas globais trarão enormes riscos para a sustentabilidade da civilização.

A partir das evidências e da observação dos efeitos das mudanças climáticas um maior número de ações tem sido demandado de governos e do setor produtivo com o objetivo de reduzir e até mesmo alcançar emissões negativas em relação à situação atual (Bataille *et al.*, 2020). Para alcançar estas metas a civilização precisará evitar a emissão de centenas de milhões de toneladas/ano de CO₂ a um ritmo crescente na próxima década (Martin-Roberts *et al.*, 2021), e as empresas de energia serão forçadas a buscar por soluções para a redução das emissões de CO₂, rumo a meta de Zero Emissões Líquidas (Net-Zero Emissions) (Bataille *et al.*, 2020).

O armazenamento geológico de CO₂ (GCS - Geological Carbon Storage) representa uma das ações fundamentais para reduzir emissões, em especial para o setor industrial (Gíslason *et al.*, 2018; Hauber, 2023; Stephenson *et al.*, 2019). Após a captura/separação do CO₂ nas fontes estacionárias ou em usinas de captura é possível realizar a sua concentração e em seguida o seu armazenamento definitivo em formações geológicas por meio da injeção controlada (Leung *et al.*, 2014). O custo operacional por tonelada de CO₂ injetado é um dos fatores críticos para a adoção desta solução em larga escala no planeta (Gunnarsson *et al.*, 2018; Rubin *et al.*, 2013; 2015), o que envolve vários aspectos como a capacidade prevista e os riscos do projeto.

Além disso, se o CO₂ precisar ser transportado (por dutos, trens ou caminhões tanques) do local onde foi capturado para outro onde será feita a injeção, estes custos também podem inviabilizar o empreendimento (Kelemen *et al.*, 2019; Rubin *et al.*, 2013; Snæbjörnsdóttir *et al.*, 2020; 2024; Steinhorsdóttir *et al.*, 2024). Por isso, a relação espacial entre o local de captura e a localização das formações geológicas adequadas para receber o gás é uma peça-chave na execução de projetos de GCS (Chen *et al.*, 2024; Kelemen *et al.*, 2019; Raza, *et al.*, 2022).

O processo pode ser conduzido com a injeção de CO₂ diluído em água ou na forma supercrítica em aquíferos profundos, cavernas de sal artificiais, camadas de carvão e reservatórios de gás e óleo depletados (Ajayi *et al.*, 2019; Bashir *et al.*, 2024; Kelemen *et al.*, 2019, 2020; Leung *et al.*, 2014;). A injeção de CO₂ na forma supercrítica implica que o gás

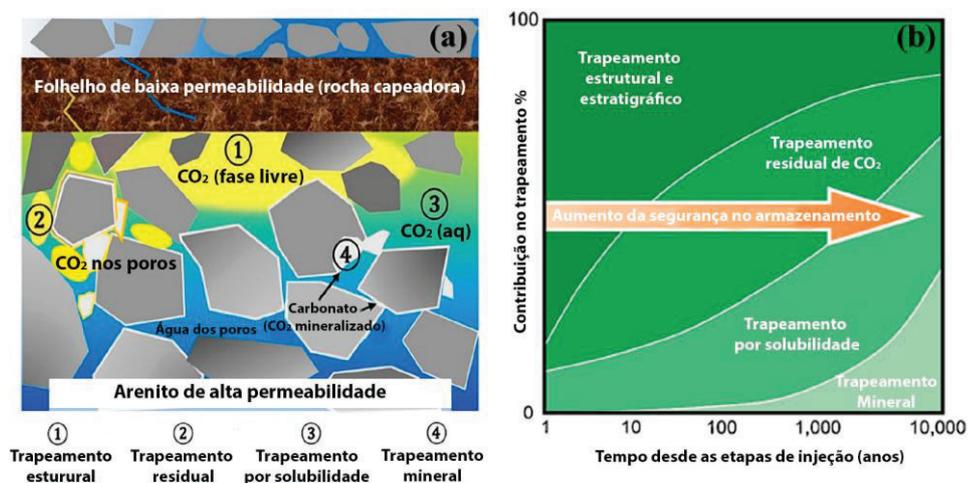
escoa pelo reservatório e continua livre na forma de uma pluma que ascende em direção à superfície, e precisa ser contido por rochas selantes e estruturas geológicas (Prasad *et al.* 2023).

Por este motivo projetos de GCS com CO₂ supercrítico, ou de uso e armazenamento de CO₂ – CCUS (*Carbon Capture Use and Storage*), que são executados em rochas siliciclásticas, por exemplo, precisam ser monitorados para garantir que parte do gás não escape do reservatório. Desta forma, o monitoramento, que é realizado a partir de diversos métodos geofísicos, faz parte dos projetos de GCS durante o tempo da operação de injeção, e muitas décadas depois da conclusão do projeto. Isto ocorre porque os mecanismos de aprisionamento do CO₂, efeito capilar, mineralização e dissolução, levarão centenas a milhares de anos para fixar o CO₂ no reservatório, a depender do tipo de rocha, como pode ser visto na Figura 1. Nesta, também é possível observar que, com o deslocamento da pluma, parte do CO₂ fica preso no espaço capilar, parte se dissolve na água da formação, e parte é fixada definitivamente pela formação de minerais.

A Figura 1b mostra a proporção de aprisionamento definitivo que cada mecanismo realiza no tempo. No caso de rochas arenosas, serão necessários centenas a milhares de anos para que uma parte significativa do CO₂ seja aprisionado definitivamente e não haja mais risco de vazamento. A forma mais segura, que é a mineralização, apresenta o maior tempo de desenvolvimento neste tipo de formação, porque o sistema rocha-fluido das formações arenosas normalmente não dispõe de íons (Ca²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺) para acelerar a formação de minerais envolvendo a reação com o CO₂ (Clark *et al.*, 2020; Gíslason *et al.*, 2018; Kelemen *et al.*, 2019; Miller e Schaef, 2022).

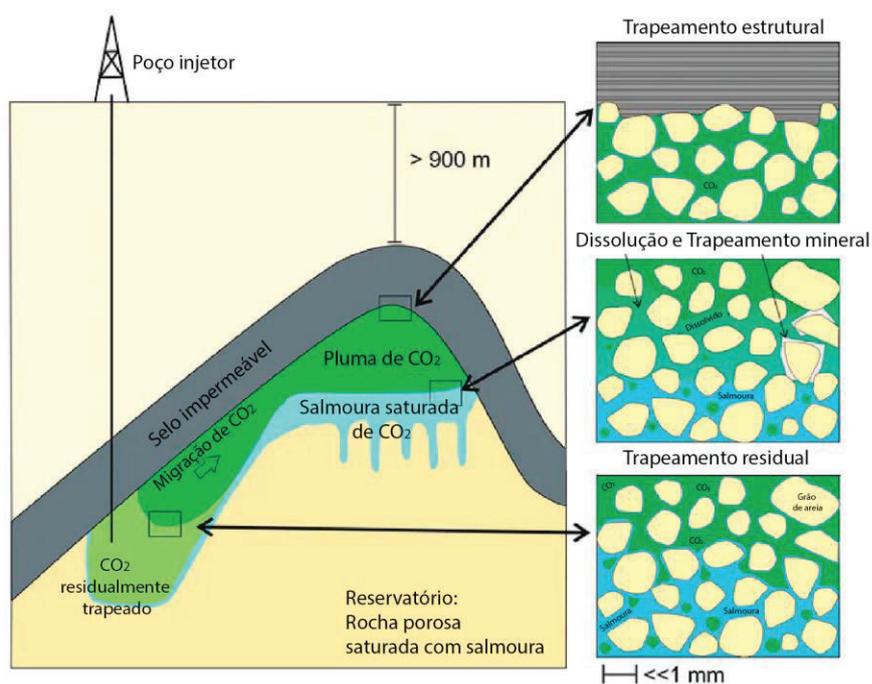
A Figura 2 mostra de forma esquemática o comportamento do CO₂ gasoso após sua injeção em meio geológico poroso saturado por salmoura. Neste processo, ocorre a formação de uma pluma que escoa em direção a superfície, e os mecanismos de dissolução e de aprisionamento capilar atuam e retêm uma parte do gás livre. A maior parte do gás flui através do meio poroso e é contido no topo do reservatório pela camada de rocha selante (trapeamento estratigráfico e estrutural). A integridade da camada selante é crucial para evitar vazamentos e acidentes (Sun *et al.*, 2023; Wu *et al.*, 2021).

Figura 1 - Formas de aprisionamento do CO₂ após a injeção em meio poroso. O gás no estado supercrítico escapa na forma de pluma dentro do reservatório. A) Mecanismos de aprisionamento. B) Aprisionamento do CO₂ conforme os diferentes mecanismos no tempo, após a injeção em reservatório siliciclástico.



Fonte: Bashir *et al.*, 2024

Figura 2 - Formação de uma pluma de CO₂ a partir da injeção em um reservatório siliciclástico.



Fonte: Adaptado de Khandoozi *et al.*, 2023

A injeção em cavernas artificiais de sal representa uma alternativa de alto custo devido ao processo de escavação das estruturas. Mesmo a rocha salina não garante a exclusão de potenciais vazamentos que podem ocorrer devido a complexa geologia dos depósitos evaporíticos e a danos que podem ocorrer nos poços (Bérest *et al.*, 2019; Dinescu *et al.*, 2021; Viglio *et al.*, 2017).

Questões inerentes a migração natural dos fluídos e a competência das camadas e estruturas selantes apresenta riscos à garantia da permanência do gás no reservatório o que implica a necessidade de monitoramento de longo prazo (Damen *et al.*, 2006; Harbert *et al.*, 2016; Michie *et al.*, 2024), focadas na resposta mecânica e química dos meios porosos a permanência do gás no meio poroso (Ajayi *et al.*, 2019; Gholami *et al.*, 2021; Ndlovu *et al.*, 2024).

Entretanto, na última década uma série de experimentos e projetos pilotos demonstraram que a injeção de CO₂ em rochas vulcânicas e plutônicas máficas portadoras de minerais de Cálcio e Ferro em sua composição (olivina, piroxênio, wollastonita) resulta na dissolução e liberação de íons de Ca²⁺, Fe²⁺ e Mg²⁺. Estes íons, possibilitam a rápida formação de minerais de carbonato (CaCO₃, FeCO₃, MgCO₃) (Figura 3) (Clark *et al.*, 2020; Kelemen *et al.*, 2019, 2020; White *et al.*, 2020), além de outros tipos de minerais como silicatos e sais (Moita *et al.*, 2020; Raza *et al.*, 2022). Este processo permite uma forma segura de armazenamento (fixação) permanente do CO₂ na forma de minerais.

Estes projetos sugerem que de 50 a 70% do CO₂ injetado (milhares de toneladas de CO₂) nos projetos CARBFIX I - Islândia, e Wallula (mil toneladas de CO₂) no estado norte americano de Washington, foram aprisionados permanentemente na forma de minerais em um período de 2 a 3 anos (Figura 3) (Clark *et al.*, 2020; White *et al.*, 2020). Esta alternativa apresenta algumas vantagens em relação às outras tecnologias de armazenamento como o menor custo no monitoramento e o menor risco de escape do CO₂ após a operação de injeção. Entretanto, a capacidade de mineralização (volume de CO₂ que pode ser armazenado) depende dos sistemas porosos das rochas vulcânicas disponíveis, em geral dominados por fraturamento, da composição química e aspecto textural dos litotipos e das condições de reservatório (pressão, temperatura, pH) (Berndsen *et al.*, 2024; Kelemen *et al.*, 2019; Raza *et al.*, 2022; Tutolo *et al.*, 2021).

Contudo, mesmo com uma expressiva quantidade de estudos já realizados sobre esta forma de armazenamento geológico, vários fatores ainda permanecem em aberto, como eventuais problemas de injetividade, a possibilidade de que a cimentação de minerais em fraturas e poros reduza a capacidade de fluxo, e problemas mecânicos tais como sismicidade ou faturamento de rochas selantes, os quais podem influenciar a viabilidade dos projetos (Kelemen *et al.*, 2019; Steinthorsdottir *et al.*, 2024; Tutolo *et al.*, 2021).

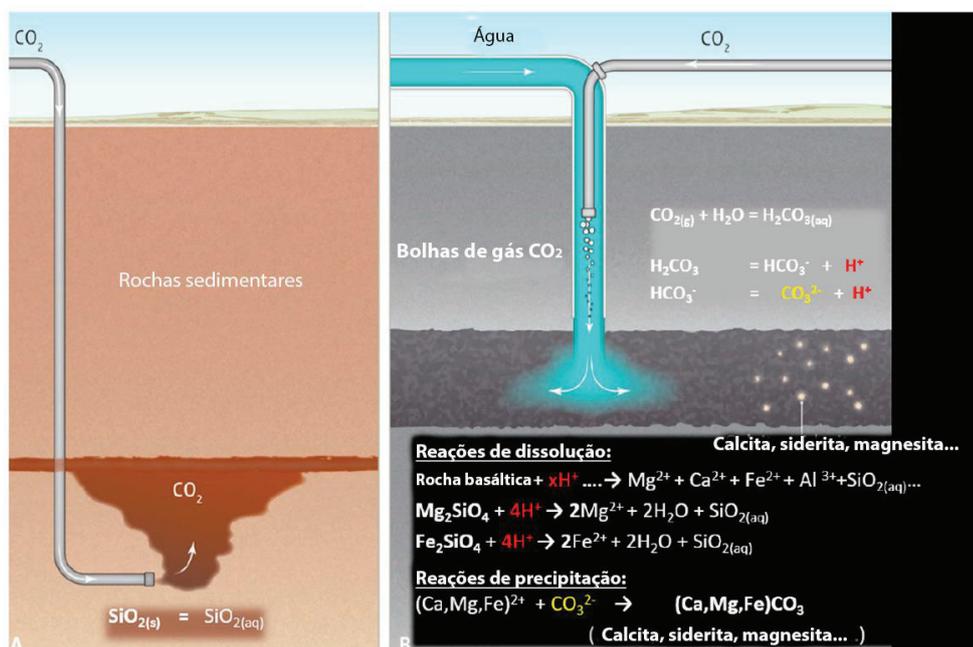
No caso dos projetos desenvolvidos na Islândia, CarbFix I e II, a tecnologia escolhida se baseou na injeção de CO₂ diluído em água na proporção de cerca de 5%. Neste caso, o gás depois de separado a partir de uma planta de geração geotermal (Hellisheidi SW-Islândia), é

misturado com água resultante do processo de geração de energia que é reinjetada dentro do reservatório vulcânico (Snæbjörnsdóttir *et al.*, 2018).

A escolha pela utilização de água carbonatada apresenta como vantagem o fato de esse fluido, por ser mais denso do que a salmoura presente no reservatório, tender a se deslocar para camadas inferiores e se diluir (Figura 3b). Por já estar dissolvido, não existe risco de o CO₂ escapar do reservatório (Gíslason *et al.*, 2018; Snæbjörnsdóttir *et al.*, 2018; Xing *et al.*, 2021). Contudo, existe a limitação do uso de água para o processo de injeção, quando não for possível dispor de uma fonte subterrânea adequada em termos de volume.

Além disso, também existe o custo da pré-diluição do CO₂ em termos de transporte e energia, e existe o fator mais importante que é a limitação do volume injetado por poço em relação a injeção do CO₂ puro na forma supercrítica (Gunnarsson *et al.*, 2018; Kelemen *et al.*, 2019; Raza *et al.*, 2022).

Figura 3 - A) Conceito esquemático da injeção de CO₂ supercrítico em rochas sedimentares porosas; B) Injeção em rochas vulcânicas que apresentam potencial para liberação de íons que permitem o aprisionamento do CO₂ na forma de minerais.



Fonte: Gíslason *et al.*, 2018.

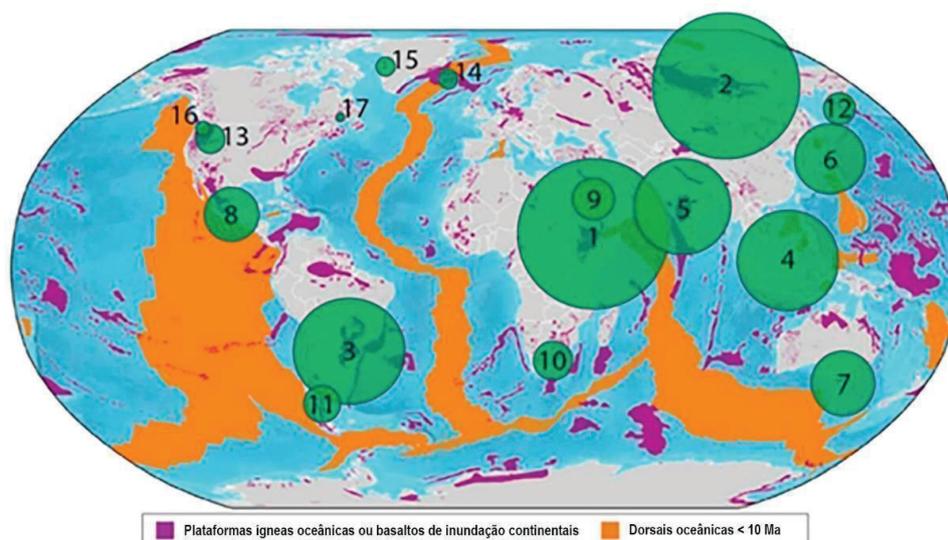
Alternativamente, a injeção de CO₂ em regiões marinhas apresenta a vantagem de que poderia ser possível usar a água do mar sem prejuízo para o uso da água doce em regiões continentais (Ramos *et al.*, 2023). Os projetos em andamento na Europa, que preveem a injeção de milhões de toneladas de CO₂ em crosta oceânica, devem adotar a abordagem da água carbonatada (Oelkers *et al.* 2022; Sigfusson *et al.*, 2015; Snæbjörnsdóttir *et al.*, 2020). Ao passo

que, na América do Norte, projetos como o CARBSAFE que preveem a injeção de CO₂ em formações vulcânicas em regiões continentais e marinhas devem adotar a abordagem de injetar o CO₂ puro em estado supercrítico (Cao *et al.*, 2023; Goldberg *et al.*, 2010; Polites *et al.*, 2022; White *et al.*, 2020).

Neste contexto, países que veem um potencial positivo no uso de formações vulcânicas para desenvolver projetos de GCS tem buscado estudar a relação geográfica entre estas formações, nos domínios continentais e marinhos, e a localização de grandes centros emissores como complexos industriais, centros de refino de combustíveis, usinas termelétricas, entre outros. (McGrail *et al.*, 2014; 2017; Polites *et al.*, 2022; White *et al.*, 2020). Na Figura 4 é mostrado um mapa da superfície do planeta que contém a distribuição das principais províncias magmáticas conhecidas e as regiões de dorsais oceânicas que também apresentam potencial para injeção de CO₂. Neste mapa estão ainda colocadas as regiões de maior potencial para armazenamento, ou seja, que apresentam expressivos volumes de rochas basálticas em proximidade com grandes centros industriais (fontes emissoras).

Por exemplo, destaca-se neste mapa a região sul do Brasil que apresenta concentração de centros industriais e fontes emissoras localizadas no contexto das rochas vulcânicas formadas a partir da Província Magmática Paraná-Etendeka, na Bacia do Paraná (Figura 4).

Figura 4 - Distribuição de rochas máficas (Snæbjörnsdóttir *et al.*, 2020), com a estimativa do potencial de armazenamento de CO₂ (círculos verde, ver números na tabela 1) para as principais províncias basálticas (Dessert *et al.*, 2003; Snæbjörnsdóttir *et al.*, 2014)



Fonte: Carbfix. Report on CO₂-SO₂/H₂S storage capacity within basaltic rocks in Europe and globally. European Union's:

<https://ec.europa.eu/research/participants/documents/downloadPublic?documentIds=080166e5d228dc7d&appId=PPGMS> Acessado em: 23 de dezembro de 2024.

Tabela 1 - Associação das áreas de superfície basálticas (Figura 4) por Dessert et al. (2003), mas seguindo as abordagens de Snæbjörnsdóttir et al. (2014) para o potencial de armazenamento de CO₂.

	Províncias basálticas (Dessert et al., 2003)	Área (km ²)	Potencial de armazenamento (GtCO ₂)*	
			Mínimo	Máximo
1	Etiópia	807.000	15.172	39.328
2	Sibéria, Rússia	796.000	14.965	38.792
3	Paraná, Brasil	568.000	10.678	27.681
4	Ásia (SE)/Indonésia	538.000	10.114	26.219
5	Deccan, Índia	532.000	10.002	25.926
6	Japão/Rússia	373.000	7.012	18.178
7	Austrália/Tasmânia	327.000	6.148	15.936
8	América central	309.000	5.809	15.059
9	Península Arábica	219.000	4.117	10.673
10	África do sul	216.000	4.061	10.526
11	Patagônia, Argentina e Chile	209.000	3.929	10.185
12	Kamchatka, Rússia	173.000	3.252	8.431
13	Columbia river, USA	154.000	2.895	7.505
14	Iceland	103.000	1.936	5.020
15	Greenland	99.000	1.861	4.825
16	Cascade/Snake river, USA e Canadá	81.000	1.523	3.947
17	Canadá	38.000	714	1.852

* De acordo com os dados de MIN/MAX da Snæbjörnsdóttir et al (2014)

Fonte: Adaptado de CARBFIX. Report on CO₂-SO₂/H₂S storage capacity within basaltic rocks in Europe and globally. European Union's, 2014. Disponível em:

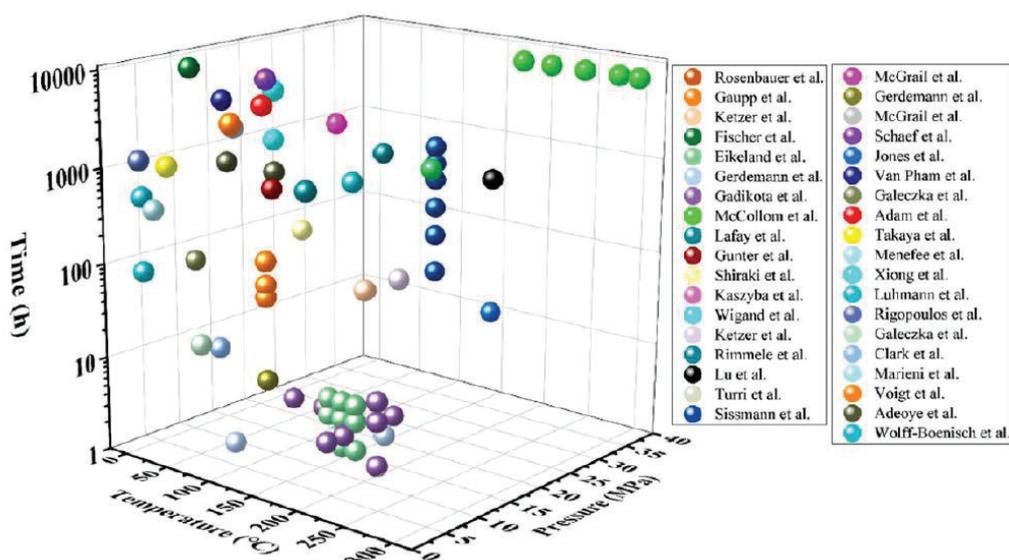
<https://ec.europa.eu/research/participants/documents/downloadPublic?documentIds=080166e5d228dc7d&appId=PPGMS>. Acessado em: 23 de dezembro de 2024.

A existência de rochas máficas a intermediárias passou a apresentar importância para o contexto de descarbonização, considerando os critérios mencionados acima. Entretanto, vários aspectos influenciam o potencial de conversão de CO₂ em minerais, e a composição da rocha e quais as condições de reservatório são cruciais para uma avaliação adequada (Raza *et al.*, 2022; Tutolo *et al.*, 2021). Nas últimas duas décadas vários trabalhos procuraram avaliar os fenômenos de formação de minerais a partir da dissolução da rocha hospedeira sob diversas combinações de condições (fluido, temperatura e pressão) (Berndsen *et al.*, 2024; Gudbrandsson *et al.*, 2011; Hellevang *et al.*, 2017). Os experimentos de forma geral compreendem o confinamento de amostras de rocha na forma de pó, plugues ou fragmentos, em reatores estáticos (batch) sob condições de reservatórios, alta pressão e temperatura, onde é realizada a injeção de CO₂ (Aydin e Akin., 2023; Berndsen *et al.*, 2024; Galeczka *et al.*, 2013). A pressão e a temperatura exercem importância crítica no efeito de variação do pH da água carbonatada e na solubilidade dos minerais (Figura 5). A partir do conhecimento disposto na literatura é possível definir que as reações de dissolução se tornam viáveis a partir de cerca de 30°C e atingem um limite por volta de 250 °C, porque estas condições impedem a formação de minerais como a calcita (Berndsen *et al.*, 2024; Hashim *et al.*, 2021; Kolawole *et al.*, 2022).

Reconstruir o ambiente do reservatório, e seus consequentes efeitos no processo de injeção é um grande desafio. Para avaliar quanto de CO₂ pode ser absorvido a partir das reações que ocorrem nas rochas, vários experimentos utilizaram uma variada gama de condições de temperatura, pressão e de tempo. Embora, como observado por Tutolo *et al.*, (2021), vários aspectos como a razão entre o volume de água e o volume de rocha utilizados nos experimentos são cruciais para avaliações realísticas dos efeitos em escala de reservatórios reais. O controle de algumas condições pode atuar no sentido de exagerar os efeitos observados e fornecer dados superestimados ou subestimados para a simulação e a predição da eficiência da mineralização e da capacidade de armazenamento. A utilização, por exemplo, de soluções salinas para reproduzir o teor das águas de formação pode atuar no sentido de sustentar algumas reações por mais tempo, criando resultados não adequados para as reais condições de reservatório (Tutolo *et al.*, 2021). Os experimentos dispostos na literatura não utilizaram nenhum padrão baseado no volume de fluidos ou de rochas, nenhum padrão de temperatura ou pressão, e utilizaram soluções salinas ou água deionizada. Também, envolveram rochas de várias idades e composições, eventualmente rochas coletadas em superfície que apresentam alteração devido a processos de intemperismo (Raza *et al.*, 2022; Sun *et al.*, 2023).

A Figura 5 traz uma síntese de experimentos da literatura e mostra a variação de parâmetros, temperatura e pressão, que simulam condições de reservatório.

Figura 5 - Gráfico de correlação de parâmetros de controle de reações hidroquímicas realizadas em reatores com rochas vulcânicas com o objetivo de estudar o seu potencial de dissolução e consequente formação de minerais envolvendo o CO₂.



Fonte: Sun *et al.*, 2023

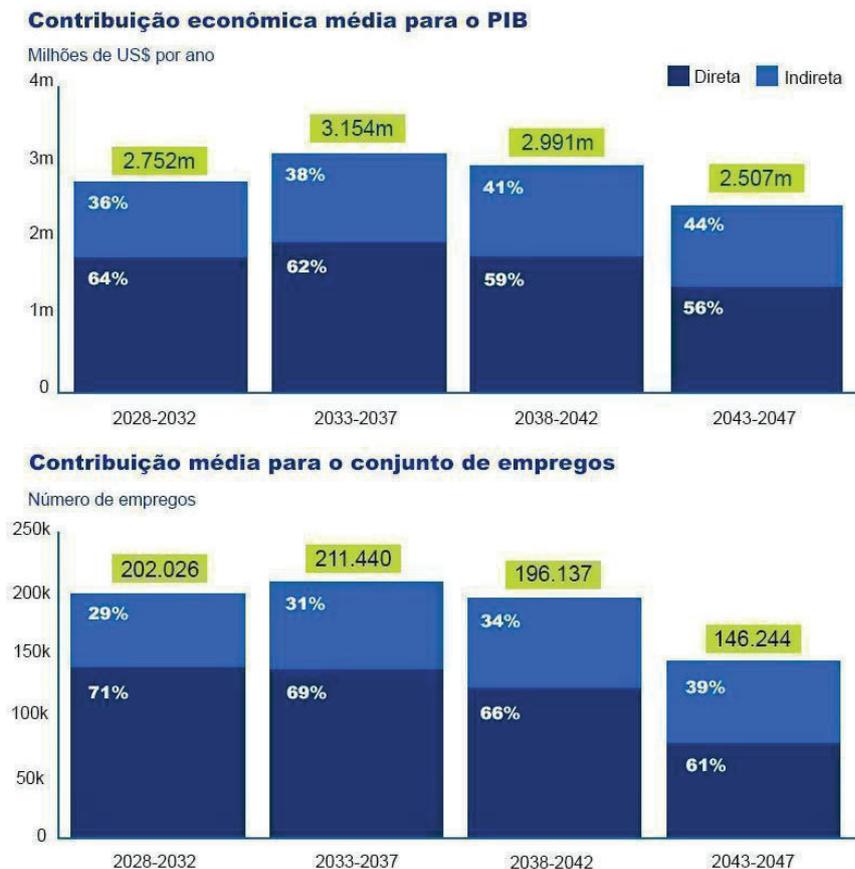
Apesar do Brasil ainda não possuir uma legislação específica para GCS, o que impede a execução de projetos comerciais de larga escala, existe expressivo interesse técnico e comercial no avanço deste tema. Espera-se inclusive que o país tenha papel relevante no mercado de créditos de carbono nas próximas décadas, a partir da aprovação de legislação que se encontra em fase final de tramitação. O Brasil, recentemente reforçou suas metas de mitigação de gases do efeito estufa (GEE), estabelecidas a partir do Acordo de Paris. Sua meta prevê uma redução em 48,4% de suas emissões até 2025, e 53,1% até 2030, tomando como referência o ano de 2005 (S&P Global, 2024).

Projetos de CCUS já são desenvolvidos no país por mais de três décadas, e se baseiam na injeção de CO₂ para aumentar o efeito de produtividade de reservatórios de óleo (Lima *et al.*, 2021; Lourenço *et al.*, 2023). Devido à alta concentração de CO₂ nos fluidos dos reservatórios do Pré-sal, as empresas que operam campos nas bacias de Santos precisaram desenvolver estratégias para executar a separação deste gás e fornecer uma destinação a ele. No presente, este volume de CO₂ é reinjetado nos reservatórios para efeito de melhoria da produção (Petrobras, 2023; S&P Global, 2024). Cerca de 7 Mt CO₂/ano são separadas dos fluidos produzidos e são injetadas no meio geológico. Esta operação respondeu por aproximadamente 9,3% de toda a operação mundial de armazenamento realizada em 2022 (S&P Global, 2024).

As iniciativas de criação de projetos de GCS no país ainda são pequenas. Entretanto, já existem projetos em fase de estudo, que preveem a criação de HUBs de injeção e armazenamento de CO₂ que será coletado de fontes emissoras que estão localizadas em regiões de interesse (S&P Global, 2024; Stohler *et al.*, 2025). Neste contexto, as empresas operadoras de produção de hidrocarbonetos possuem vantagem porque já conhecem a geologia do país, e já operam inclusive campos depletados que podem ser utilizados para GCS (Figura 6).

Um primeiro projeto piloto está em planejamento no Estado do Rio de Janeiro, e irá operar na recepção de CO₂ do terminal Cabiúnas (Petrobras, 2023). A capacidade planejada de estocagem para este empreendimento é de 100 Mt/CO₂/ano. Projetos como estes colocam o Brasil em uma posição favorável ao aproveitamento geológico de seus reservatórios (Stohler *et al.*, 2025).

Figura 6 - Gráfico dos benefícios diretos e indiretos, em milhões de dólares por ano e em números de empregos por ano, para a economia brasileira a partir da futura criação de HUBs de CCUS no país.



Fonte: Modificado de S&P Global, 2024

Também já existem estudos técnicos que tratam do tema de armazenamento geológico a partir do processo de mineralização em rochas vulcânicas. Ramos *et al* (2023) discutiram o potencial das rochas da Formação Cabiúnas, que representam fluxo de lava geneticamente ligados à Província Paraná-Etendeka, que recobrem o embasamento da região rasa, plataformar, da Bacia de Campos. Estes autores sugeriram que estas rochas basálticas podem receber CO₂ oriundo da produção de Petróleo offshore das bacias de Santos e Campos. Estudos também têm sido direcionados para aspectos mineralógicos/químicos e efeito de reatividade com foco nas rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, no sul do Brasil (Ferreira *et al.*, 2024; Marins *et al.*, 2024; Rossetti *et al.*, 2019).

Além destas ocorrências no sul e sudeste do país, existem formações vulcânicas em outros locais que podem apresentar potencial de aproveitamento para projetos de larga escala, e/ou para projetos pilotos (estudos monitorados) (Alves *et al.*, 2024; Correia Filho *et al.*, 2024; Marins *et al.*, 2022; Ramos *et al.*, 2023; Silva *et al.*, 2024).

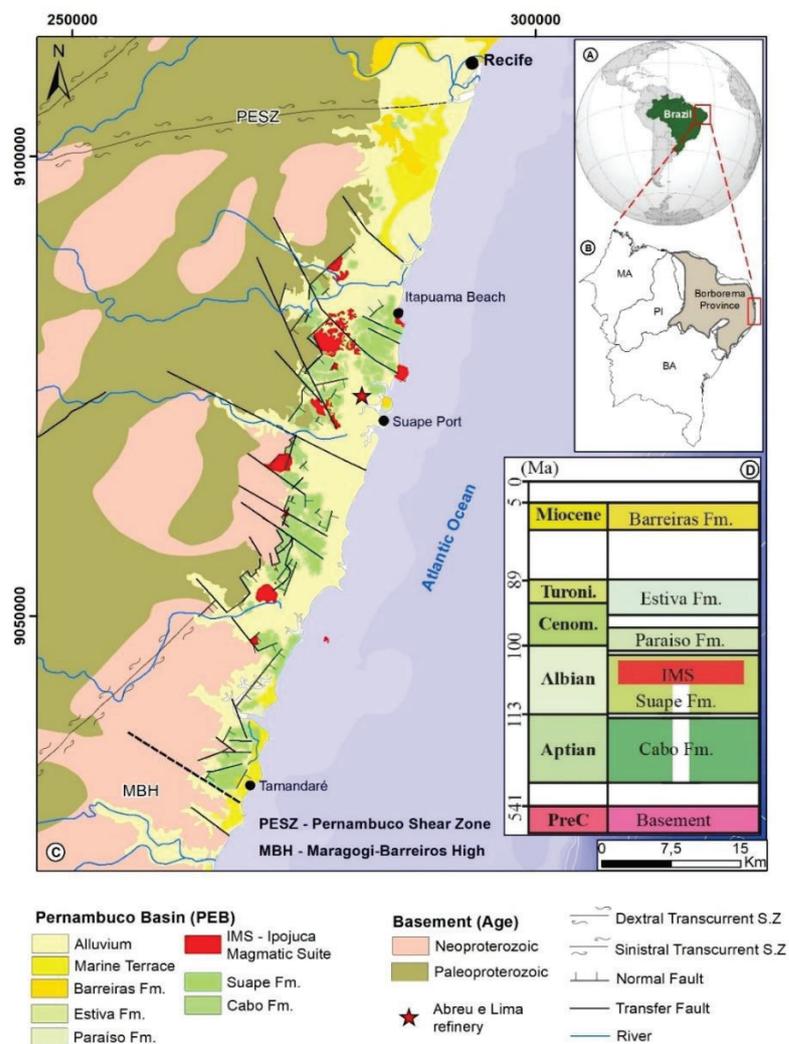
No nordeste do Brasil, existem rochas vulcânicas de composições variadas, identificadas em porções marinhas das bacias marginais e nos domínios continentais destas bacias (Buarque *et al.*, 2016; Nascimento, 2003; Sial, 1976). Uma das ocorrências de rochas vulcânicas em segmento terrestre das bacias marginais é representada pelas rochas que constituem a Suíte Magmática Ipojuca (SMI), na Bacia de Pernambuco (Nascimento, 2003). Esta suíte é composta por rochas ácidas a intermediárias (riolitos, traquitos, traquiandesitos), com algumas ocorrências de rochas máficas (traquibasalto, basalto), além de uma ocorrência de granito/monzonito. Estas rochas possuem idade Albiano Superior, 102 Ma. \pm 1 Ma. (Costa *et al.*, 2025; Lima Filho, 1998; Long *et al.*, 1986; Nascimento, 2003), ocorrem na bacia como corpos intrusivos (soleiras, diques, stock), e em menor proporção como derrames. Na região offshore da Bacia de Pernambuco foi registrado um magmatismo que aparentemente se estendeu do final do Cretáceo até o Neógeno (Buarque *et al.*, 2016). Estes autores identificaram edifícios vulcânicos, sistemas de *vents* e sucessões piroclásticas formadas em regime subaquoso na região do Platô de Pernambuco. Alguns dos centros de vulcanismo identificados coincidem com anomalias gravimétricas que podem representar domos vulcânicos formados sobre a crosta hiperestendida desta bacia (Buarque *et al.*, 2016; Oliveira *et al.*, 2021).

As poucas informações existentes sobre a região onshore desta bacia (seções sísmicas 2D e dois poços estratigráficos), permitem verificar que existem corpos intrusivos de espessura variável, até dezenas de metros, intercalados com os depósitos sedimentares que perfazem uma coluna de rochas que pode alcançar entre 3 e 4,5 km nos principais depocentros (Buarque *et al.*, 2016). A sucessão encontrada na faixa costeira é predominantemente siliciclástica, e é composta por estratos que abrangem do Aptiano ao Turoniano-Santoniano (Buarque *et al.*, 2016; Correia Filho *et al.*, 2022; Lima Filho, 1998; Oliveira *et al.*, 2021).

A Figura 7 mostra a localização da Bacia de Pernambuco, um mapa geológico de sua superfície e uma carta estratigráfica simplificada de seu preenchimento sedimentar principalmente baseado no conhecimento obtido por poços perfurados na faixa costeira da Bacia, uma vez que não existem poços na região offshore desta área da margem continental (Buarque *et al.*, 2016; Correia Filho *et al.*, 2022, 2024).

Na porção sul da faixa costeira da Bacia de Pernambuco também estão localizados vários empreendimentos industriais de grande porte, que apresentam grande importância regional em termos de produção e de impacto econômico (Carvalho *et al.*, 2022; Silva *et al.*, 2024). Estes empreendimentos estão localizados no espaço do complexo industrial-portuário de SUAPE (CIP SUAPE), e no seu entorno (Figura 7).

Figura 7 - Geologia da faixa costeira da Bacia de Pernambuco. A e B) Localização da bacia marginal de Pernambuco na região Nordeste do Brasil e na borda leste da Província Borborema, C) Mapa geológico da faixa costeira e embasamento adjacente, D) coluna estratigráfica simplificada de baixa faixa costeira. Os polígonos vermelhos indicam rochas aflorantes da Suíte Magmática Ipojuca (SMI).



Fonte: Modificado de Correia Filho *et al.* (2024).

O Porto de SUAPE foi criado em 1978, e através das últimas 5 décadas tornou-se um dos mais importantes portos do Brasil devido a sua localização estratégica ser um importante ponto de conexão com portos da Europa, África e Ásia. Dentre as indústrias instaladas neste local destacam-se a refinaria Abreu e Lima (RNEST), da PETROBRAS, o Estaleiro Atlântico Sul, a termelétrica Termopernambuco que opera com turbinas a gás, e possui uma capacidade instalada de 533 MW (Neoenergia), além de outras indústrias do setor petroquímico, metal-mecânico, farmacêutico, graneis líquidos e gases, de produção de PET e plástico (<https://www.suape.pe.gov.br/pt/negocios/mapa-de-empresas>). O atual Complexo Industrial-Portuário de SUAPE (CIP SUAPE) representa uma das áreas com maior concentração de fontes

estacionárias emissoras de CO₂ no nordeste do Brasil, em especial a refinaria, e enorme potencial para o desenvolvimento de projetos de GCS (Carvalho *et al.*, 2023). No detalhe da Figura 8 foram estimados valores de principais fontes emissoras na região do CIP SUAPE a partir da plataforma do projeto GIS CCUS Brasil.

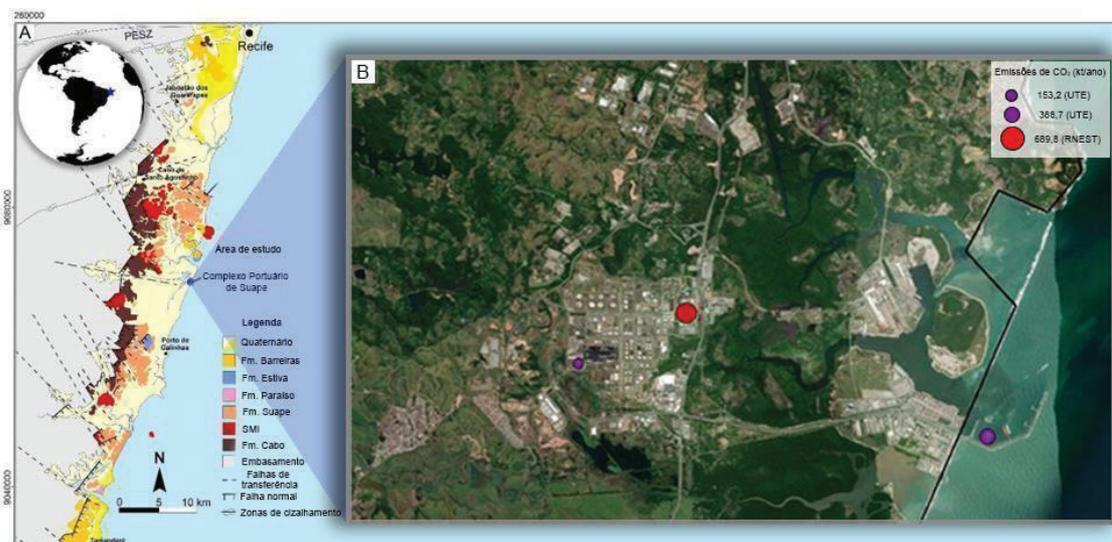
Desta forma, observa-se a oportunidade caracterizada pela relação espacial entre as fontes emissoras associadas ao CIP SUAPE e as rochas vulcânicas que compõem o arcabouço da faixa costeira da Bacia de Pernambuco (Carvalho *et al.*, 2023; Correia Filho *et al.*, 2024; Silva *et al.*, 2024). Esta pesquisa desenvolveu um estudo inicial a partir de algumas litologias que formam rochas vulcânicas intrusivas e extrusivas nesta região com o objetivo de testar abordagens que atualmente são utilizadas para verificar o potencial de reatividade de rochas vulcânicas a partir de sua natureza química/mineralógica, origem e estado diagenético. O principal objetivo foi verificar sob condições experimentais controladas o efeito reativo das rochas e definir algumas informações que podem ser utilizadas na definição de futuros processos de mineralização de CO₂ na bacia que podem utilizar também estas rochas como reservatórios permanentes para armazenamento de carbono.

Os experimentos realizados permitiram testar parâmetros que influenciam os aspectos de incorporação do CO₂ em fases minerais dentro dos reservatórios, como a temperatura e a pressão, além da influência das propriedades dos fluídos. Também foi objetivo do estudo estimar por meio de simulação numérica o montante de CO₂ que pode ser mineralizado a partir das rochas estudadas (Clark *et al.*, 2020; Kelemen *et al.*, 2019; Liu *et al.*, 2019; McGrail *et al.*, 2017; Moita *et al.*, 2020; Pedro *et al.*, 2020; Raza *et al.*, 2022).

O estudo pode guiar futuros empreendimentos que visem operar projetos pilotos, de pequena escala de injeção para efeito de estudo, ou projetos que visem a injeção comercial de CO₂ na faixa costeira da bacia (Clark *et al.*, 2020; Gíslason *et al.*, 2018; Gunnarsson *et al.*, 2018; La Plante *et al.*, 2021; Schaef *et al.*, 2009; Snæbjörnsdóttir *et al.*, 2018; 2024; Xing *et al.*, 2022).

Portanto, o estudo aqui apresentado teve como principal motivação a relação geográfica entre o CIP SUAPE e a ocorrência de rochas vulcânicas intercaladas na sucessão sedimentar da faixa costeira da bacia. Estes corpos de rocha vulcânica oferecem mais uma alternativa em termos de tecnologia para o armazenamento de carbono. A região de interesse do estudo foi representada principalmente pelas porções central e sul da faixa costeira da bacia, de onde foram coletadas as amostras de rochas utilizadas nos experimentos (Figuras 7 e 8).

Figura 8 - A) Mapa geológico da faixa costeira da Bacia de Pernambuco, mostrando a localização do CIP SUAPE, e, B) Imagem de satélite mostrando o detalhado CIP SUAPE e suas principais unidades industriais e valores estimados de emissões de CO₂ destas fontes principais de acordo com os dados da plataforma GIS CCUS Brasil (2024) (<https://www.pucrs.br/ipr/projetos/plataforma-gis-ccus-brasil/>).



Fonte: Mapa geológico modificado de Correia Filho *et al.*, 2024. Imagem de satélite do Google Earth.

1.1 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia marginal de Pernambuco (BPE) representa uma das bacias localizadas na margem leste da Província Borborema (PB) (Barbosa e Lima Filho, 2006; Buarque *et al.*, 2016; Oliveira *et al.*, 2021), no Nordeste do Brasil (Figura 7). A bacia possui uma estreita faixa costeira com cerca de 900 km², e seu limite a norte é formado pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCPE), e a sul pelo Alto de Maragogi (Barbosa e Lima Filho, 2006; Correia Filho *et al.*, 2024) (Figura 8). A idade da sucessão sedimentar da bacia comporta estratos do Aptiano Inferior ao Turoniano-Santoniano (Lima e Pedrão, 1989; Lima Filho, 1998). A sucessão inclui: rochas da fase rift formadas em sistemas aluviais a lacustres de idade Aptiana (Formação Cabo), rochas de sistemas aluviais e fluviais de idade Albiana (Formação Suape), rochas que compõem uma transição de sistemas continentais para sistemas de laguna e marinho restrito com predomínio de arenitos finos, folhelhos e argilitos de idade Albiano Superior (Formação Paraíso) (Figura 9). Sobre uma discordância que marca o topo da unidade subjacente, ocorre uma a única formação marinha, formada em sistemas costeiros rasos e de plataforma restrita, e que inclui calcários bioclásticos, arenitos calcíferos, margas, e argilas calcíferas (Lima e Pedrão, 1989; Lima Filho, 1998; Barbosa e Lima Filho, 2006). Esta última unidade apresenta idade Cenomaniano-Turoniano, podendo alcançar o Santoniano (Lima e Pedrão, 1989; Lima Filho, 1998; Tomé *et al.*, 2006). Depósitos areno-argilosos de origem continental da Formação

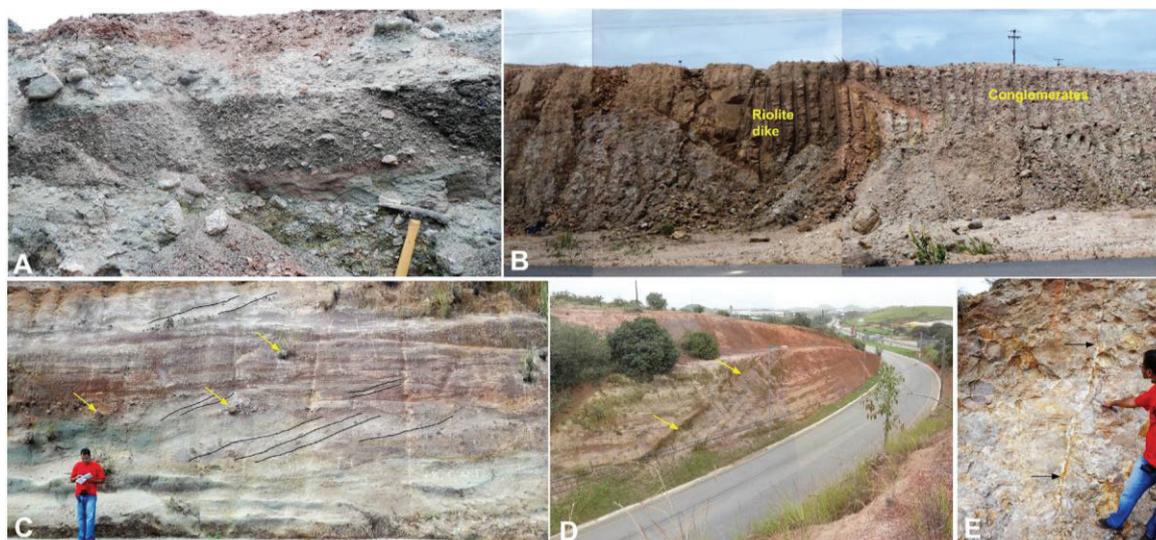
Barreiras (Mioceno-Pleistoceno) ocorrem em áreas nos flancos sul e norte da bacia. Boa parte da faixa costeira é recoberta por depósitos do neógeno relacionados a sistemas de praias, aluviões, manguezais, lagunas costeiras e estuários (Lima Filho, 1998) (Figura 7).

A região onshore da bacia, apresenta rochas formadas por um pulso magmático cuja idade é Albiano Superior. A idade do principal pulso obtida pelos métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é 102 Ma. ± 1 Ma. (Long *et al.*, 1986; Lima Filho *et al.*, 1998; Nascimento, 2003). Estas rochas foram estudadas em afloramentos por meio de testemunhos e amostras de poços perfurados na faixa costeira - poços 2-CPE-1-PE e 9-JG-1-PE (Pinho, 1994; 1995). Ao conjunto de litologias vulcânicas intrusivas e extrusivas relacionadas a este pulso, Lima Filho (1998) atribuiu a nomenclatura de Suíte Mágica Ipojuca (SMI) (Figuras 7 e 11).

As rochas da SMI incluem traquitos, riolitos, traquiandesitos, basaltos, traquibasalto e uma ocorrência aflorante de um stock composto por rochas graníticas a monzoníticas - Granito do Cabo de Santo Agostinho (Lima Filho, 1998; Nascimento, 2003). Estas rochas também afloram na linha de litoral (Figura 7), e formam as praias rochosas de Gaibu, Calhetas, Nazaré e Suape. A Figura 7 também mostra uma proposta para a carta estratigráfica da faixa costeira da Bacia de Pernambuco (Correia Filho *et al.*, 2024). A Figura 10 mostra um exemplo de ocorrência de rochas vulcânicas em afloramentos na via de acesso sul do Porto de SUAPE. Neste local, a partir de um corte feito para a abertura da estrada, ocorre um derrame de riolito que foi posteriormente cortado por diques de traquitos. Na porção superior do afloramento ocorre um fluxo de traquito que formou um relevo na forma de um pequeno graben, que posteriormente recebeu a deposição de rochas siliciclásticas da Formação SUAPE, arenitos e argilitos.

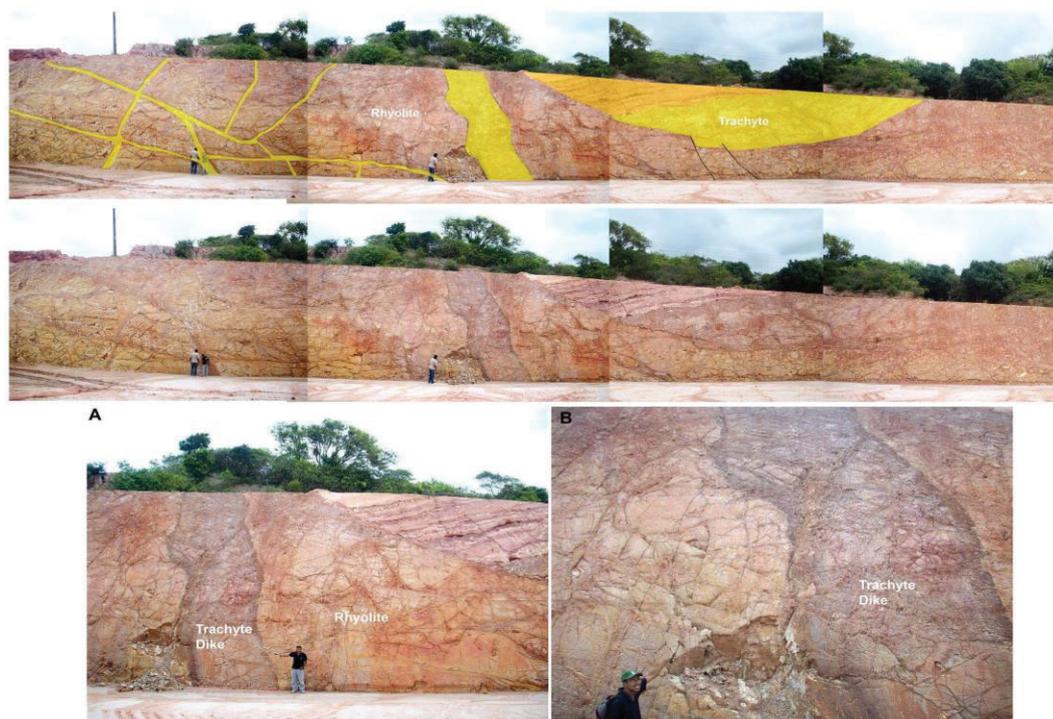
A Figura 11 mostra um mapa gravimétrico Bouguer obtido a partir de estações gravimétricas terrestres levantadas na região da faixa costeira da bacia. O mapa mostra a disposição dos grabens localizados a sul da ZCPE que formam o rifte interno da Bacia de Pernambuco (Buarque *et al.*, 2016; Correia Filho *et al.*, 2022, 2024). Este também mostra uma anomalia positiva interpretada como um domo vulcânico relacionado a intrusões sobre o qual está localizado o CIP SUAPE. Esta região apresenta expressiva quantidade de afloramentos de rochas vulcânicas da SMI, além de evidências observadas no poço 2 CP-01-PE e em seções sísmicas na região da ocorrência de corpos de rochas vulcânicas com dezenas de metros de espessura intercalados na seção siliciclástica do Aptiano e Albiano, Formações Cabo e SUAPE (Correia Filho *et al.*, 2022)

Figura 9 - Afloramentos da Formação Cabo, Aptiano. A) Paraconglomerado, B) Conglomerados cortados por um dique de riolito. C) Arenitos grossos com pulsos conglomeráticos (setas amarelas indicam blocos de rocha do embasamento), D) Arenitos cortados por um dique de traquito subvertical (setas amarelas), E) Conglomerado cortado por um fino dique de riolito (setas pretas).



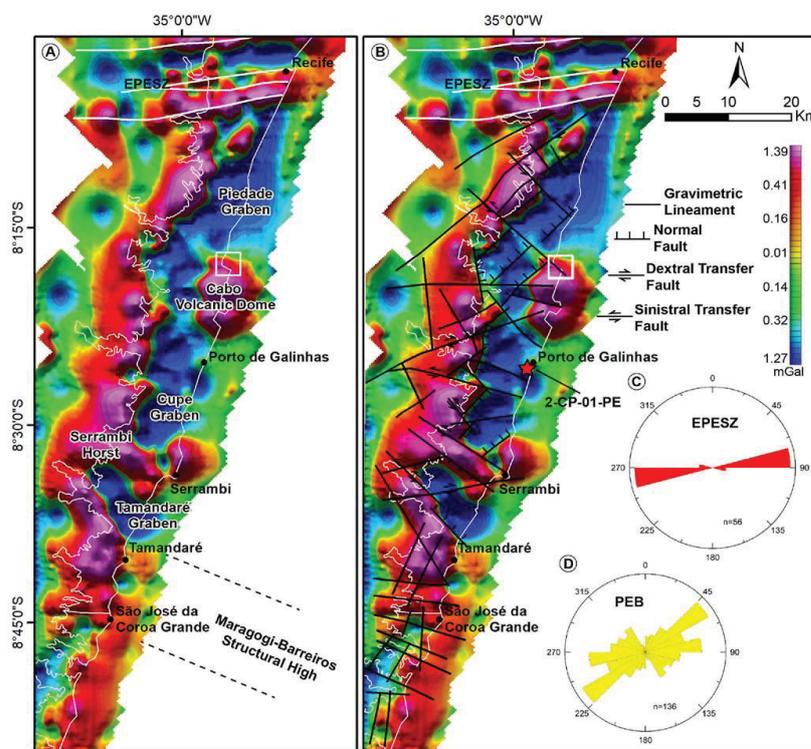
Fonte: GEOQUANTT, 2021.

Figura 10 - Afloramento na região do Porto de SUAPE mostrando um derrame de Riolito cortado por diques de traquito (polígonos amarelos). No lado direito do painel fotográfico ocorre um derrame de traquito (polígono amarelo) recoberto por rochas sedimentares (polígono laranja). A e B) Detalhes do dique de traquito.



Fonte: GEOQUANTT, 2021

Figura 11 - Mapa de anomalia Bouguer residual da faixa costeira da Bacia de Pernambuco. A) Mapa não interpretado mostrando os grabens do rifte interno, B) Interpretação de falhas normais e de transferência associadas à tectônica rifte, C e D) diagrama de rosetas mostrando o comportamento de falhas ligadas a ZCPE, e a tectônica rifte.



Fonte: Correia Filho *et al* (2024).

1.2 JUSTIFICATIVA

Considerando os esforços que precisam ser realizados para que possamos alcançar patamares razoáveis de descarbonização das atividades humanas (economia e indústria), o presente projeto está alinhado com iniciativas locais e nacionais que visam apoiar as reduções de emissão de CO₂. O estudo apresenta o potencial de contribuir para a possível elaboração e execução de empreendimentos de GCS no estado, e em especial para atender a área do CIP SUAPE. Este estudo objetiva contribuir com os objetivos 12 (Assegurar padrões de produção e de consumo sustentáveis) e 13 (Tomar medidas urgentes para combater a mudança climática e seus impactos) da agenda 2030 da ONU.

1.3 OBJETIVO GERAL

Realizar experimentos de reatividade com duas litologias da SMI (basaltos e traquibasalto) em meio aquoso carbonatado visando o estudo da dissolução e precipitação de fases minerais, para verificar o potencial destas rochas para uso em projetos de GCS.

1.3.1 Objetivos específicos

1 - Avaliar o efeito potencial de formação de minerais a partir da dissolução das rochas da Bacia Pernambuco em ensaios reativos com CO₂ em solução aquosa;

2 - Avaliar de forma qualitativa os efeitos reativos considerando condições de reservatório a partir do uso de dois tipos de soluções aquosas (salmoura e água deionizada) e CO₂ gasoso;

3 - Avaliar de forma quantitativa a produção de minerais secundários a partir de simulação numérica realizada com o software PHREEQC, tomando como base os parâmetros reais dos experimentos;

4 - Contextualizar os resultados dos experimentos em relação aos parâmetros utilizados, considerando as diferenças dos ensaios controlados em relação às condições reais de reservatórios geológicos;

2. METODOLOGIA

O presente estudo se baseou no seguinte fluxo de procedimentos para a realização dos ensaios e obtenção dos resultados (Figura 12):

1 - Seleção de afloramentos e coleta de amostras das litologias estudadas;

2 - Caracterização petrográfica das rochas realizada com um total de 10 lâminas delgadas, 5 de basalto e 5 de traquibasaltos;

3 - Caracterização química e mineralógica por meio da execução de análises de DRX - 15 amostras;

4 - Preparação de plugues de diâmetro 1,5 in para a realização de ensaios de permeamtria e porosimetria;

5 - Confeção dos materiais que foram utilizados nos ensaios - plugues, slabs (placas com dimensões médias de 5,5 cm x 3,5 cm x 1,2 cm), e pó (foram utilizados nos experimentos 60 gramas de pó em cada ensaio);

6 - Realização de 7 ensaios de reatividade;

7 - Caracterização das amostras por meio de MEV/EDS para a observação de minerais neoformados;

8 - Simulação hidrogeoquímica dos ensaios realizados em reator com o software PHREEQC;

Figura 12 - Etapas desenvolvidas para a caracterização das amostras, sendo estas separadas em processos pré, experimental e pós-experimental para uma facilitação no desenvolvimento e entendimento das etapas.



Fonte: da autora, 2025

2.1 ETAPAS PRÉ-EXPERIMENTO

2.1.1 Aquisição de amostras

Foram coletadas amostras de uma rocha classificada como basalto, cujo ponto de amostragem corresponde à coordenada geográfica latitude 8°32'27" S e longitude 35°4'45" W, equivalente à coordenada UTM E 310.705 m / N 5.055.741 m, fuso 25S, referenciada ao datum SIRGAS 2000, localizado próximo ao Engenho Sibiró, e a cidade de Sirinhaém (Figura 13). Também foi coletada amostras da rocha classificada como traquibasalto, cujo ponto de amostragem corresponde à coordenada geográfica 8°33'12.28" S e 35°5'50.81" W,

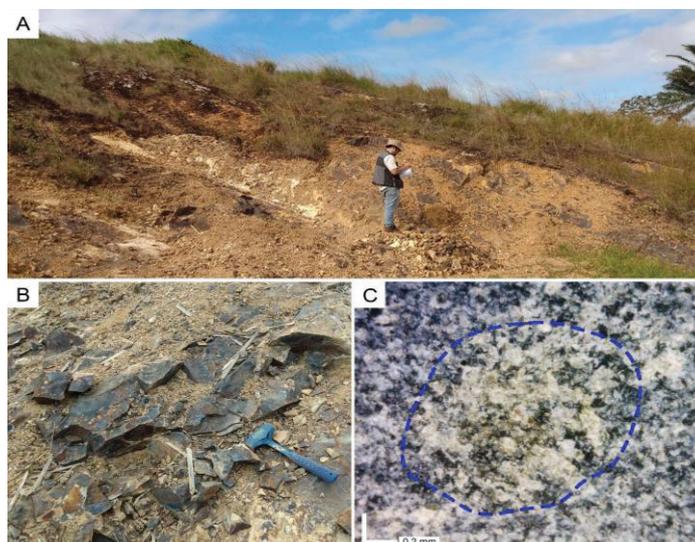
correspondentes à coordenada UTM E 309.210 m / N 5.054.304 m, fuso 25S, datum SIRGAS 2000 em um afloramento localizado às margens da PE-60, próximo a cidade de Sirinhaém,

Após coletadas as amostras foram separadas, cortadas e selecionadas para a coleta de partes com menos alterações. De forma geral, as rochas utilizadas representam litologias maciças intensamente fraturadas. Tanto os derrames quanto as rochas intrusivas não apresentam vesículas sin-formacionais. As rochas expostas em superfície apresentam alteração provocada pelo intemperismo comum na região, e em geral se observa a formação de óxido e de calcita que preenche fraturas de diversas dimensões (Figura 13).

As amostras cortadas, placas e plugues, e o pó preparado para os ensaios foram observadas com um microscópio digital portátil, da marca Dino-Lite 5MP USB AM7013MZT4, com capacidade de aumento de 200x, para auxiliar a descrição mineralógica e a avaliação de processos de alteração.

Para a realização de ensaios iniciais foram confeccionadas placas retangulares de amostras de basalto que foram submetidas a ensaios de reatividade, e posteriormente foram fragmentadas para que fosse possível investigar a formação de minerais na superfície das amostras. As placas foram unidas para simular a formação de fraturas formadas pelas superfícies das mesmas em contato. Os conjuntos de placas foram mantidos unidos por meio do uso de fita de teflon que representa um material de baixa reatividade (Figura 14a). As dimensões e características das placas utilizadas nos experimentos encontram-se na Tabela 2.

Figura 13 - Afloramento às margens da PE-060, próximo à cidade de Sirinhaém, de onde foram coletadas amostras de traquibasalto. A) Vista geral do afloramento. B) Detalhe das rochas que apresentam aspecto maciço, fraturas tardias e disjunções colunares. C) Detalhe de amostra de traquibasalto vista em microscópio digital, mostrando cristais de olivina.



Fonte: Modificado de Carvalho *et al.*, 2025.

Tabela 2 - Medidas das placas e plugues preparados a partir das amostras de basalto, e que foram utilizadas nos três primeiros experimentos de reator.

Experimento	Nome	Tipo	Dimensões (mm)			Peso (g)	Peso do Conjunto (g)
			Altura	Largura	Espessura		
1	AM_BA_01	Plug	58,1	25,4	x	180,73	-
	AM_BA_P_01	Placa	56,47	33,92	13,72	72	
2	AM_BA_P_02	Placa	57,33	35,03	6,28	59,55	
	AM_BA_P_03	Placa	41,5	34,81	13,64	74,51	270,73
	AM_BA_P_04	Placa	55,03	36,39	11,1	64,67	
	AM_BA_P_05	Placa	56,02	34,76	10,86	60,6	
3	AM_BA_P_06	Placa	54,12	33,23	13,68	64,3	
	AM_BA_P_07	Placa	56,68	33,13	12,08	58,81	221,48
	AM_BA_P_08	Placa	57,13	33,52	6,82	37,77	

Fonte: da autora, 2025

2.1.2 Análise Petrofísica

Para caracterização petrofísica das amostras foram confeccionados 05 plugues de basalto e 05 plugues de traquibasalto, com o uso de plugadeira de coluna. Todos os plugues foram construídos com diâmetro de 1,5 polegadas (38 mm). A porosidade foi medida a partir de um porosímetro a gás Hélio da marca DCI *Test Systems*®, do Laboratório de Tomografia Computadorizada de Raios X, do Departamento de Energia Nuclear da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). A permeabilidade foi medida a partir de um permeâmetro digital a nitrogênio, da marca DCI *Test Systems*®, também do Laboratório de Tomografia Computadorizada de Raios X. As medidas apresentadas já passaram pela correção de Klinkenberg realizada de forma automática.

2.1.3 Análise Petrográfica

O estudo das lâminas delgadas, 05 lâminas de basalto e 05 de traquibasalto, foi conduzido em um microscópio de luz transmitida (Zeiss/Axio Scope A1) com uma câmera acoplada AxioCam 305 color com 5 Mpx de resolução, utilizada para aquisição de imagens das feições observadas.

2.1.4 Difractometria de Raios-X

As análises de Difractometria de raios-X foram executadas no Laboratório de Difração de Raios-X, no Departamento de Física da UFPE, cujo equipamento utilizado é o difratômetro *Rigaku SmartLab®* com o detector *D/Tex Ultra 250* e é equipado com um tubo de Cu alfa, realizando a análise de 5 amostras, com Radiação $K\alpha_1$ -Cu - 1.54059 Å; Varredura 2θ : 5 a 90°; Velocidade: 2.015572deg/min. Já no Laboratório de Ciências do Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE) foram realizadas 10 análises, no equipamento *Shimadzu XRD6000*, com Radiação $K\alpha_1$ -Cu - 1.5405980Å; Varredura 2θ : 5 a 70°; Velocidade: 1 o29/min. Em ambos os difratômetros, as amostras já pulverizadas são fixadas a um porta amostra através de prensagem no equipamento que possui um tubo de cobre (Ânodo).

2.2 EXPERIMENTOS DE REATOR

Foram realizados sete (7) experimentos de reatividade utilizando um reator de alta pressão, *Vessel Type 3E*, fabricado pela *Buchiglasuster*, de controle automatizado de temperatura (Figura 14c). O calor é controlado por meio da circulação de água de um chiller para a camisa do reator (Figura 14c). A capacidade máxima nominal do reator é de 35 MPa. Após fechado o reator foi pressurizado com CO₂ gasoso fornecido por um cilindro. Durante o experimento foram coletadas amostras do fluido, 9 ml em duplicata, por meio de uma válvula de amostragem. Conforme descrições existentes na literatura (Kelemen *et al.*, 2019; Raza *et al.*, 2022, Tutolo *et al.*, 2021), optou-se por utilizar amostras na forma de pó, além das amostras na forma de placa e plugue que foram utilizadas para os primeiros testes. Para observar as variações inerentes ao controle das reações foram utilizadas soluções aquosas de água deionizada e água destilada com salinidade de 2% (uso de NaCl). O tempo dos experimentos está mostrado na Tabela 3, mas conforme a literatura o tempo dos experimentos pode variar de

poucas horas a centenas de dias (Cao *et al.*, 2024). Os experimentos foram conduzidos com CO₂ em estado subcrítico, com pressões de 4 e 6 MPa, e temperatura de 60 °C, o que é pertinente a condições de injeção em reservatórios terrestres em profundidades entre 500 e 1000 metros (IPCC, Special Report, 2005).

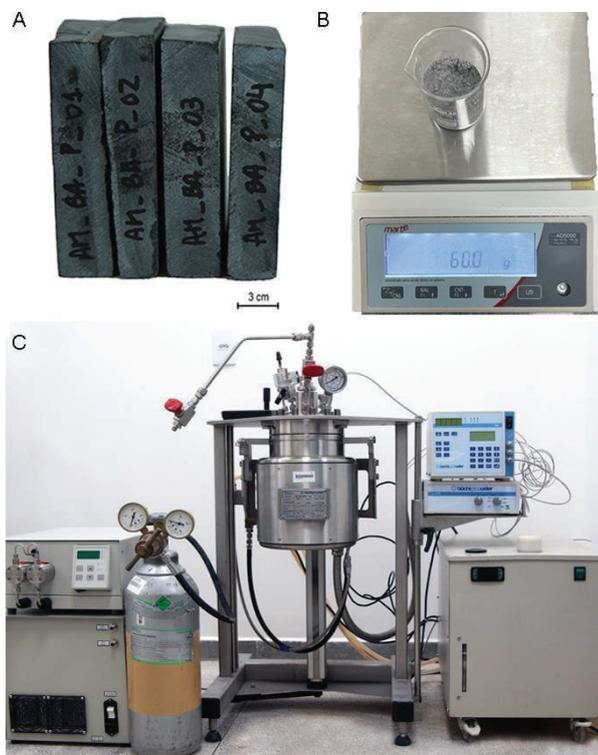
Tabela 3 - Parâmetros e dados petrofísicos utilizados no reator de alta pressão durante os 7 experimentos executados, sendo todos eles em temperatura de 60°C

	Identificação	Rocha	Massa de rocha (g)	Tipo de solução	Volume da solução (ml)	Pressão (Bar)	Tempo (Dias)	Coletas (Solução)
Experimento 1	AM BA 01	Basalto	180,73	Salmoura (NaCl 2%)	1200	40	30	7
Experimento 2	AM BA P 01 - 04	Basalto	270,73	Água deionizada	540	60	60	18
Experimento 3	AM BA P 05 - 08 / BA PO R1	AM Basalto	246,58	Água deionizada	500	40	32	12
Experimento 4	AM BA PO R2	Basalto	60	Água deionizada	600	60	30	8
Experimento 5	AM BA PO R3	Basalto	60	Salmoura (NaCl 2%)	600	60	30	7
Experimento 6	AM TB PO R1	Traquibasalto	60	Salmoura (NaCl 2%)	600	60	30	11
Experimento 7	AM TB PO R2	Traquibasalto	60	Água deionizada	600	60	30	10

Fonte: da autora, 2024

O experimento 1 foi realizado com um plugue contendo uma fratura natural de 58,1 mm de comprimento e 25,45 mm de diâmetro. Este plugue foi fixado com fita teflon, para que fosse possível observar a carbonatação nas fraturas presentes. O experimento 2 foi executado com 4 placas unidas por fita de teflon, para simular fraturas naturais (Figura 14a). No experimento 3 foram utilizadas placas e o pó da rocha. Os experimentos 4 ao 7, foram realizados com pó de rocha. A utilização de pó de rocha permite uma maior praticidade na análise do material após o experimento. Além disso, a forma de pó aumenta a área reativa do material e acelera os fenômenos de reação (Figura 14b) (Belshaw *et al.*, 2024; Berndsen *et al.*, 2024; Tutolo *et al.*, 2021; Wang *et al.*, 2024). Um protocolo simples foi utilizado para os ensaios com o uso de pó de rocha, visando a comparação dos resultados. Para isto, foi utilizado o mesmo volume de 60 g de pó em todos os ensaios e o tamanho das partículas do pó variou de 0,07 a 0,2 mm (areia fina). Este pó foi colocado em béquer, com um filtro na extremidade, para que as partículas de pó de rocha, e os minerais neoformados, se mantivessem dentro do recipiente. Os experimentos 1, 4, 5, 6 e 7 tiveram a duração de 30 dias, o experimento 2 foi conduzido por 60 dias, e o experimento 3 por 32 dias (Tabela 3).

Figura 14 - Experimentos de reatividade. A) placas cortadas das amostras de basalto, B) mostra de pó de rocha, C) reator de alta pressão utilizado para a realização dos ensaios, cujo vaso tem capacidade de 1,5 L, incluindo o sistema de aquecimento da camisa (chiller) e o cilindro de CO₂ que fornece o gás para o reator.



Fonte: Modificado de Silva *et al.*, 2024.

2.3 ETAPAS PÓS-EXPERIMENTO

2.3.1 Análise de Difractometria de Raios X e MEV

O pó recuperado após os experimentos 3 a 7, foi secado em temperatura ambiente e posteriormente o material foi submetido a análise de DRX. As amostras, fragmentos das placas e do plugue, assim como o pó, foram analisadas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) Mira 3 da *Tescan*, com geometrias otimizadas para operações de baixo e alto vácuo e com o suporte de um Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS) acoplado. Também foi utilizado um detector de elétrons retro espalhados (BSE), que permite análises com uma faixa de penetração de alguns micrômetros para feixes de alta energia, até centenas ou mesmo algumas dezenas de nanômetros, a partir de baixas energias do feixe. E o detector de Elétrons secundários (SE), utilizado para observar detalhes da superfície e destaques da topografia do

material. O equipamento de MEV utilizado pertence ao Departamento de Ciências dos Materiais da UFPE e, para estas análises, as amostras foram fixadas em stubs com fita de carbono (Experimento 1) ou cola de prata (Experimentos 2 a 7).

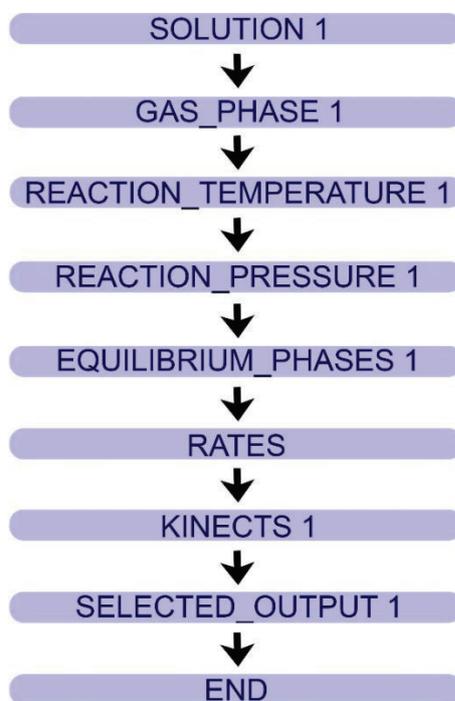
Também foram realizadas análises de imagem no microscópio eletrônico do Instituto Nacional de Tecnologia em União e Revestimento dos Materiais (INTM) da UFPE, de mesmo modelo e configuração. Este equipamento pertence ao Departamento de Ciências dos Materiais da UFPE. As amostras foram metalizadas com um recobrimento de 20-30 nm de espessura com ouro, a partir de um metalizador da marca *BalTec*, modelo SCD 050.

2.3.2 Simulação hidroquímica

Para esta etapa foi utilizado o software aberto PHREEQC Interactive 3.7.3-15968 (Parkhurst e Appelo, 2013), que foi escrito em linguagem C⁺⁺, e possui uma interface interativa. O software é gratuito e foi desenvolvido para a realização de simulações numéricas representando fenômenos hidroquímicos. Este software considera fenômenos de especiação, solubilidade de minerais e gases, caminho de reação, transporte reativo, entre outras funcionalidades. O processamento do código se baseia no uso de bases de dados que contém parâmetros das fases minerais que são utilizadas para criar as condições de contorno iniciais dos experimentos. Como as bases de dados mais utilizadas na literatura não possuem alguns dos minerais que compõem os sistemas de rochas vulcânicas aqui estudadas, foi utilizado o banco de dados público *carbfix.dat* (Hermanska *et al.*, 2022; Voigt *et al.*, 2018) produzido pelo grupo que iniciou a pesquisa sobre mineralização em rochas basálticas na Islândia. Este banco de dados foi desenvolvido como uma melhoria do banco de dados *core10.dat* para modelar interações fluido-rocha desenvolvidas em basalto.

Para a criação dos modelos que serviram de base para as simulações foram utilizados como base, os parâmetros dos experimentos 4 ao 7. A Figura 15 apresenta um fluxograma esquemático que detalha o procedimento adotado para as simulações hidroquímicas.

Figura 15 - Fluxograma esquemático mostrando o desenvolvimento das simulações numérica baseada nos parâmetros utilizados nos experimentos de reator, a partir do software PHREEQC.



Fonte: da autora, 2025

O bloco *SOLUTION* é o primeiro a ser adicionado e nele são inseridos dados do modelo do experimento, como valores de pH, temperatura, densidade da solução e solutos adicionados à solução. A partir do bloco *GAS_PHASE* foram inseridas as fases gasosas do experimento, incluindo sua interação com a fase aquosa. Os blocos *REACTION_TEMPERATURE* e *REACTION_PRESSURE* definem as condições de temperatura e de pressão na célula onde o experimento foi simulado. O bloco *EQUILIBRIUM_PHASES* foi utilizado para simular a interação da fase sólida (rocha) com a solução adicionada aos blocos *SOLUTION*, e *GAS_PHASE*. Na simulação, a mistura se dissolve completamente para alcançar o equilíbrio ou o índice de saturação especificado. O bloco *RATES*, controla a forma como as equações operam ao longo de um intervalo de tempo pelo método *Runge-Kutta*, que estima o erro da integração e usa subintervalos de tempo apropriados para manter os erros dentro das tolerâncias especificadas para cada intervalo. O bloco *KINECT* foi utilizado para operar reações cinéticas e especificar parâmetros de reação e cálculos de transporte. As expressões matemáticas utilizadas para as taxas das reações cinéticas utilizadas neste bloco, são definidas a partir do bloco *RATES*. O bloco *SELECTED_OUTPUT* permite selecionar os dados de saída da simulação que são exportados na forma de planilhas.

3. RESULTADOS

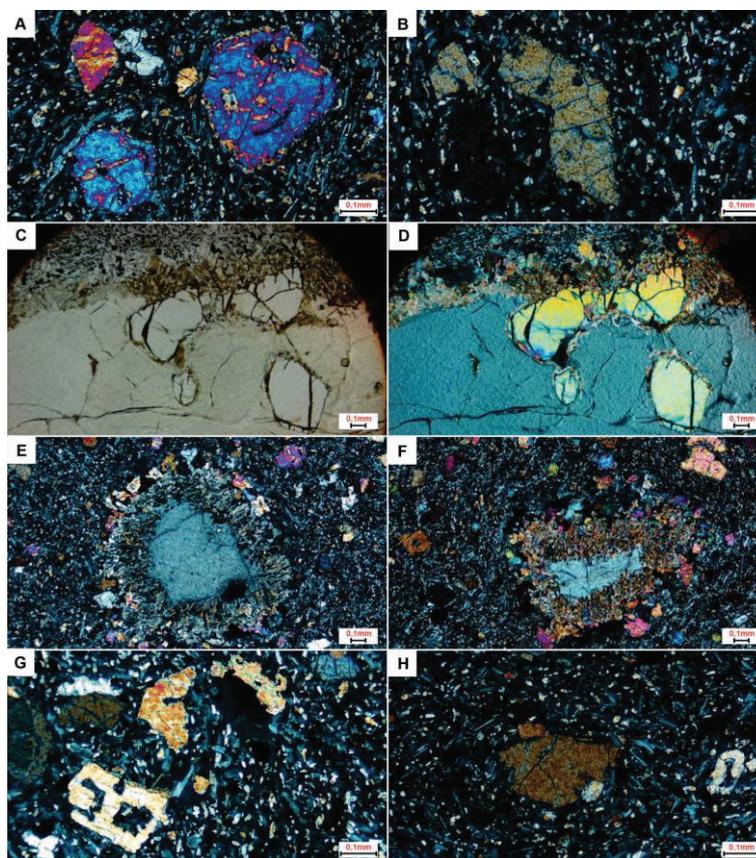
3.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS ANALISADAS

Para a caracterização petrográfica desenvolvida nas rochas utilizadas para os experimentos, separamos amostras das duas litologias: basaltos (BPE-AM-P-SI-04.1) e traquibasalto (BPE-AM-P-SR-03.1). O basalto utilizado no estudo representa uma rocha holocristalina e inequigranular, com aproximadamente 10% de sua composição formada por fenocristais. A granulação destes fenocristais é classificada como fina a média, variando entre menos de 1 mm a 3 mm. A composição mineralógica da rocha foi estimada em aproximadamente 70% de plagioclásio, 15% de piroxênio, e 10% de olivina. As fases minerais acessórias incluem sanidina <2% de sanidina, <2% de biotita, <2% de minerais opacos, e, <1% de anfibólio. A rocha contém tanto orto, quanto clinopiroxênio (Figura 16). Os clinopiroxênios apresentam hábito cristalino que varia de anédrico a subédrico, com cores de interferência que variam entre a primeira ordem superior e o início da segunda ordem. Os ortopiroxênios também exibem hábito anédrico a subédrico (Figura 16b), com cores de interferência predominantemente mais baixas de início de primeira ordem, exceto nos cortes longitudinais, onde se observam cores de interferência mais elevadas. Fenocristais de plagioclásio são relativamente raros, mas alguns apresentam maclas polissintéticas, com cores de interferência de primeira ordem e hábito anédrico. As olivinas (Figura 16a), também apresentam cristais anédricos e frequentemente fraturados, com cores de interferência que podem ser altas, chegando à segunda e terceira ordem. Alguns cristais deste mineral apresentaram anomalias como tons de azul turquesa. Em quantidades menores, ocorrem cristais de sanidina anédricos e subédricos com maclas do tipo Carlsbad. A matriz da rocha constitui cerca de 90% do volume das amostras, e apresenta textura microcristalina, composta por ripas de plagioclásio e grãos anédricos de piroxênio e opacos. A textura predominante da lâmina é porfírica (Figura 16b), caracterizada pela presença de fenocristais de plagioclásio, piroxênio, olivina e sanidina. Além disso, foi observada a textura poiquilítica entre os cristais de piroxênio com inclusões de olivina (Figuras 16c e 16d), ocorrência de biotita com inclusões de opacos, e de cristais de plagioclásio com inclusões de biotita. Também se verificou a textura coronítica, que se manifesta entre cristais de clinopiroxênio com bordas de anfibólio (Figuras 16c a 16f), e cristais de olivina com bordas de piroxênio (Figs 16c e 16d), e textura esquelética em cristal de piroxênio (Figura 16g). Ademais, identificou-se a textura seriada em cristais de piroxênio e plagioclásio, os quais apresentam três gerações minerais, sendo encontrados como fenocristais, microfenocristais e

na matriz. Por fim, nota-se que na matriz da rocha há grãos de piroxênio localizados nos interstícios da rede formada por cristais ripiformes de plagioclásio. A orientação dos microfenocristais sugere uma textura traquítica pilotaxítica na matriz da rocha (Figura 16h).

As amostras de traquibasalto (BPE-AM-P-SR-03.1) foram classificadas como uma rocha holocristalina e inequigranular. Os microfenocristais possuem dimensões aproximadamente inferiores ou iguais a 1 mm.

Figura 16 - Fotomicrografia da amostra de basalto da Suíte Magmática Ipojuca utilizada no estudo. A) Olivinas anédricas fraturadas; B) Pórfiro cristal de ortopiroxênio; C - D) Olivinas com bordas de piroxênio; E) Cristais de clinopiroxênio com bordas de anfibólio; F) Textura coronítica do clinopiroxênio; G) Olivina com textura esquelética; H) Fenocristais com textura traquítica pilotaxítica.

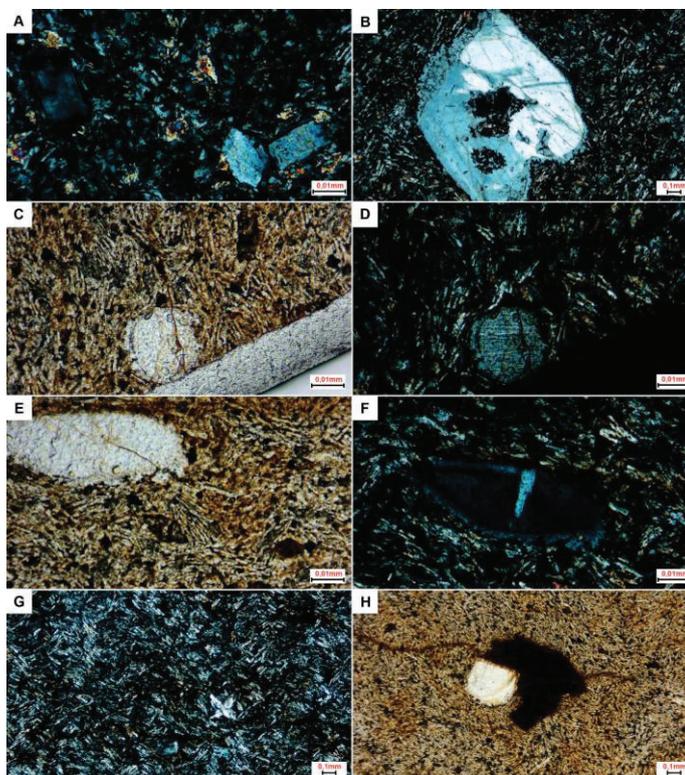


Fonte: da autora, 2025

A composição mineralógica da rocha foi estimada em 80% de plagioclásio e 20% de Sanidina (Figura 17a). As fases minerais acessórias incluem minerais opacos, olivinas e piroxênios cuja proporção é inferior a 1%. A rocha apresenta uma textura predominantemente traquítica, especificamente a pilotaxítica, definida pela orientação dos cristais de plagioclásio com formato de ripas. Localmente, alguns microfenocristais de sanidina estão dispersos na matriz, contribuindo para a definição da textura porfirítica (Figura 17b).

Os cristais de sanidina são divididos em cristais anédricos a subédricos e zonados com tamanhos em torno de 0,5 mm, e na matriz, esses cristais exibem hábitos ripiformes ou tabulares e euédricos. Os cristais de plagioclásio, embora anédricos (Figuras 17c e 17d), estão presentes na matriz com hábitos ripiformes. Além disso, os cristais de piroxênio (Figura 17e) possuem dimensões inferiores a 0,1 mm, formando prismas curtos e bastante fraturados. Esses cristais não são pleocroícos, e apresentam padrões que variam de incolor a esverdeados, com relevo muito alto. As cores de birrefringência observadas variam de amarelo de primeira ordem a verde e azul de segunda ordem. A extinção é paralela a subparalela, e o sinal de alongação é positivo. Também foi identificada uma área com textura poiquilítica, caracterizada pela inclusão de cristais de plagioclásio em cristal de sanidina (Figura 16f). Em certas ocasiões, observa-se um arranjo radial (Figura 16g) entre as ripas de feldspatos. Os principais produtos de alteração identificados são óxidos de ferro (Figura 17h), além de ocorrência subordinada de argilominerais não identificados, o que pode ser uma alteração do vidro vulcânico.

Figura 17 - Fotomicrografia da amostra de traquibasalto da Suíte Magmática Ipojuca utilizada no estudo. A) Microfenocristais de plagioclásio, sanidina e piroxênio. B) Textura porfiritica demonstradas por microfenocristais de sanidina. C-D) Cristais de plagioclásio e cristais de sanidina (textura poiquilítica). E-F-G) Ripas de plagioclásio radiais. H) Presença de óxido de ferro.



Fonte: da autora, 2025.

3.2 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA DAS ROCHAS ANALISADAS

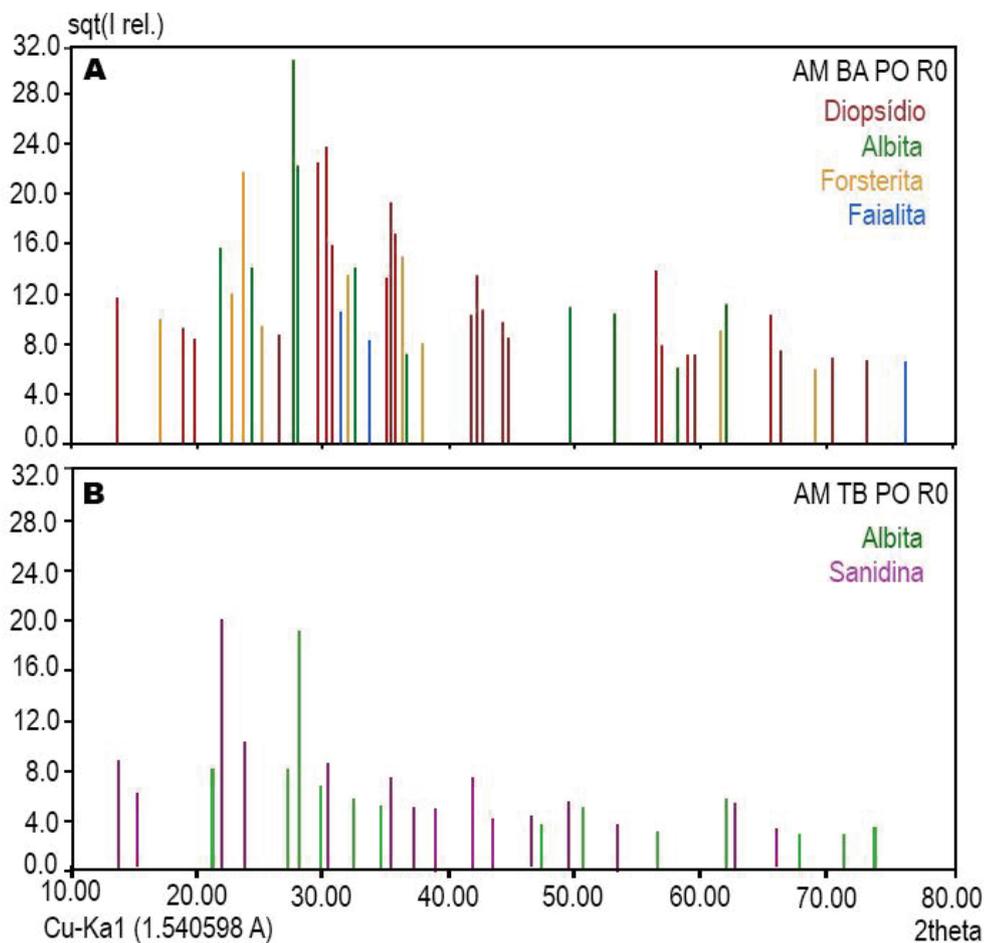
Antes dos ensaios de reatividade, foram realizadas análises de DR-X das litologias testadas que foram coletadas nos dois locais da faixa costeira da bacia (Figura 18). A Figura 18 apresenta dois difratogramas obtidos para as amostras de basalto e de traquibasalto, nos quais é possível se observar a identificação dos picos dos minerais em sua composição.

A análise de difratogramas de rochas vulcânicas, intrusivas e extrusivas, apresenta algumas particularidades em relação a outros litotipos como as rochas sedimentares clásticas. Devido à participação da matriz em geral formada por material amorfo sem formação cristalina, os difratogramas podem mostrar uma expressiva quantidade de ruído no trecho entre 2 e 50° 2 theta. A cristalinidade dos minerais também apresenta influência na representação das espécies no difratograma. Minerais com crescimento irregular podem criar variações dos picos de representação que se apresentam fora dos padrões regulares esperados. Minerais com elementos mais pesados dificultam a caracterização de minerais com elementos mais leves. Cristais com padrão simétrico, como a fluorita que apresenta hábito cúbico, apresentam distribuição mais regular dos picos nos difratogramas.

Os argilominerais apresentam geralmente picos entre 5 e 7°, e até 9° como o caso da flogopita no eixo 2 theta. A interferência ou a similaridade de estrutura atômica pode dificultar a identificação de minerais, como por exemplo no caso dos plagioclásios anortita e albita que apresentam tamanho da unidade de célula da estrutura atômica de tamanho similar, e também os mesmos átomos em locais similares na célula da estrutura atômica, o que resulta a formação de picos em ângulos similares, o que pode criar interferência e sobreposição (Brady, 1997; Perkins e Sorensen, 1997).

A identificação das fases minerais nas amostras tratadas, realizada de forma independente das demais análises, mostrou correlação com a identificação de fases minerais feitas no estudo petrográfico. Outras fases minerais menos expressivas também foram tentativamente identificadas como a magnetita. A possível presença de calcita nas amostras analisadas, devido a efeitos de alteração superficial, não pôde ser confirmada por causa da superposição do eventual pico da calcita com os picos de outros minerais como sanidina, diopsídio e piroxênio (Figura 18).

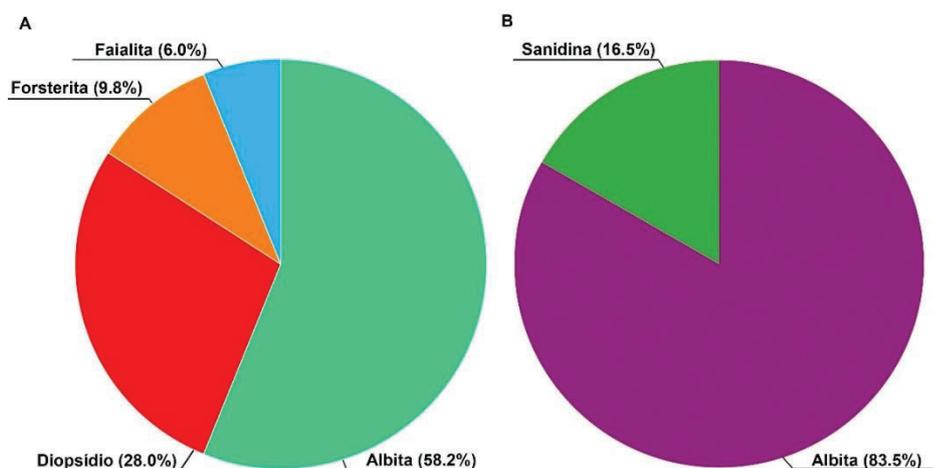
Figura 18 - Difratomogramas selecionados para demonstrar a composição mineralógica das rochas testadas. A) Difrátograma de amostra de basalto, no qual foram identificados principalmente albita, diopsídio, forsterita e faialita. B) Difrátograma da amostra de traquibasalto, no qual foi identificado as fases principais, sanidina, albita e piroxênio.



Fonte: da autora, 2025.

A partir da análise realizada pelo software empregado no processamento dos dados de DR-X, foi possível obter uma estimativa sobre as proporções das fases cristalinas que compõem as amostras consideradas como basalto e traquibasalto (Figura 19). Os resultados mostraram que a amostra da rocha classificada como basalto mostram a predominância de albita, plagioclásio e de diopsídio. No caso da amostra de traquibasalto verificou-se a predominância de sanidina, feldspato potássico monoclinico, e de albita, com cerca de 1% de piroxênio.

Figura 19 - Proporção das principais fases minerais extraídas a partir do processamento dos dados de DR-X. A) Basalto (BPE-AM-P-SI-04.1), e, B) Traquibasalto (BPE-AM-P-SR-03.1).



Fonte: da autora, 2025

3.3 PARÂMETROS PETROFÍSICOS

A partir da análise dos plugues verificou-se que a matriz das rochas apresenta pequena quantidade de poros isolados classificados como microporosidade $< 5 \mu\text{m}$. Mesmo a ocorrência de microfaturas associadas ao resfriamento não representa porosidade expressiva. A densidade oscilou entre $2,57$ e $2,96 \text{ g/cm}^3$, e a porosidade variou entre $0,1$ e $1,7\%$, e a permeabilidade ficou em $< 0,01 \text{ mD}$ (Tabela 4). Todos os valores dos ensaios ficaram abaixo de $0,01 \text{ mD}$ porque este é o limite de leitura do equipamento de permeamtria utilizado. As rochas apresentam textura maciça e sem macrovesícula visíveis a olho nú (Figura 20).

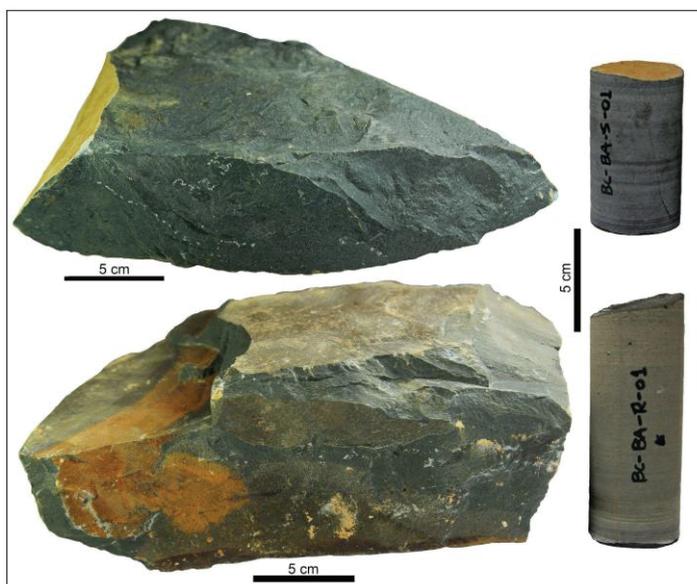
Tabela 4 - Dados petrofísicos de Densidade de Bulk, Porosidade e Permeabilidade de basaltos e traquibasaltos da SMI.

Amostra	Densidade de Bulk (g/cm^3)	Porosidade (%)	Permeabilidade (mD)
AM BA S	2,93	1,35	$< 0,01$
AM BA 02	2,95	1,58	$< 0,01$
AM BA 05	2,96	0,99	$< 0,01$
AM TB 03	2,57	1,74	$< 0,01$
AM TB 04	2,59	1,09	$< 0,01$
AM TB 05	2,59	0,24	$< 0,01$

Fonte: da autora, 2025

As duas rochas testadas apresentam textura maciça, fraturas conchoidais e fraturas de resfriamento. O afloramento de traquibasalto exhibe juntas de disjunção colunar e fraturas tardias (Figura 20). Em ambos os casos as rochas apresentam a formação de óxidos em planos de fratura devido a percolação de águas superficiais. Conforme discutido por Carvalho *et al* (2022), a percolação de fluídos superficiais nas rochas aflorantes parece ter ocorrido principalmente por meio de fraturas de várias escalas.

Figura 20 - Amostra de basalto e plugue (superior), e amostra de traquibasalto e plugue (inferior). As rochas apresentam textura maciça e planos de fraturas criados pelo resfriamento



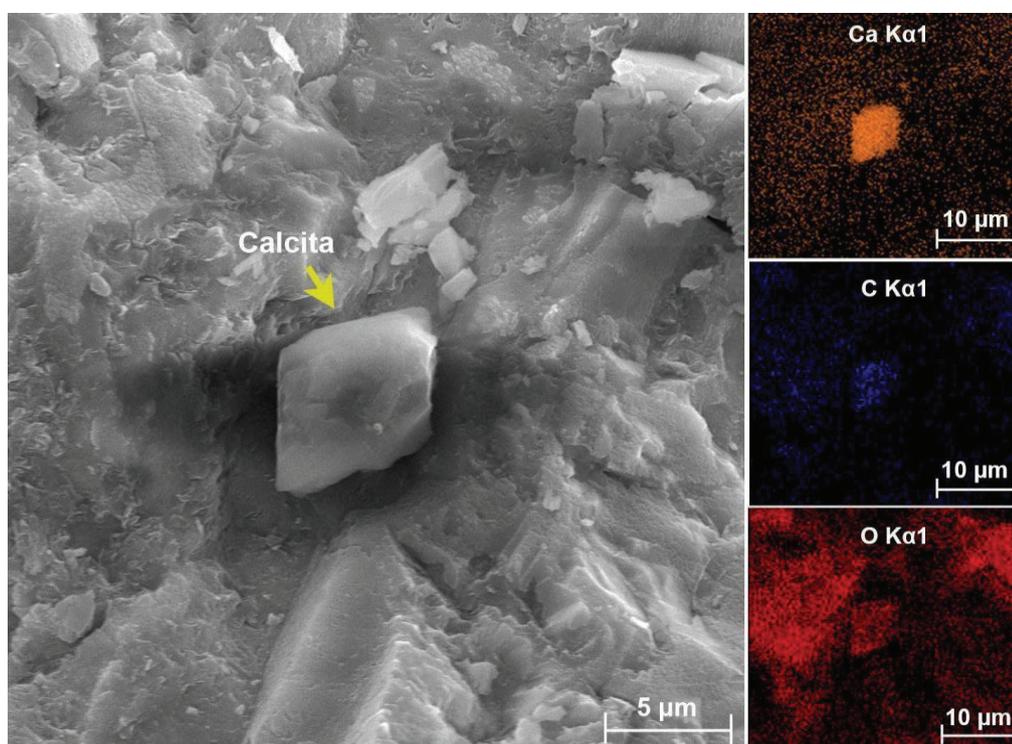
Fonte: da autora, 2025

3.4 ANÁLISE DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) DOS MATERIAIS APÓS OS EXPERIMENTOS DE REATIVIDADE

Após os experimentos de reatividade em solução carbonatada, as amostras foram preparadas para a investigação de microscopia eletrônica, conforme descrito acima. O escaneamento das superfícies das amostras tratadas e do pó das rochas permitiu observar se houve a formação de fases minerais e quais as suas características em termos de tamanho, forma, e hábito cristalino. O uso da Espectroscopia de Dispersão de Energia (EDS) também permitiu verificar a composição elemental dos cristais, o que auxiliou a caracterização qualitativa de eventuais cristais neoformados. A Figura 21 mostra outra imagem de um cristal de calcita com formato de romboedro, para o qual os mapas de elementos mostram concentrações dos elementos Ca e O, diferentes da composição de background da rocha.

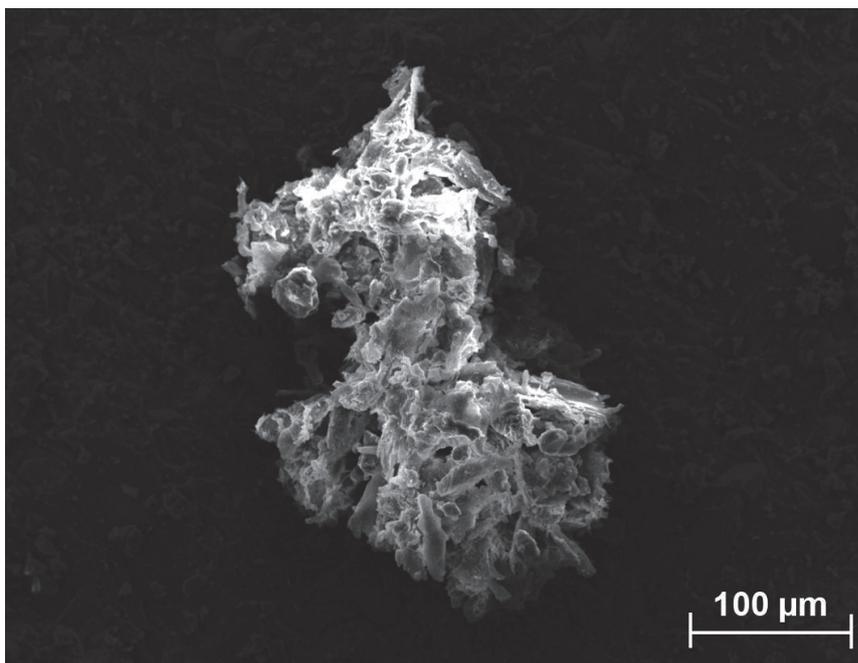
A Figura 22 mostra um agregado de cristais de calcita com cerca de 100 μm de comprimento, formados durante o experimento AM BA 01 realizado com plugue de basalto. A Figura 23a mostra exemplos de cristais isolados de calcita formados a partir da amostra de ensaio realizado com plugue de rocha basáltica. Os cristais identificados nesta amostra se formaram sobre a superfície da rocha. Fazendo uma aproximação em um dos cristais, temos que o cristal observado na Figura 23b apresenta crescimento irregular, quase romboédrico, com cerca de 10 μm . A Figura 23c-d mostra um cristal de calcita com hábito cúbico e cerca de 2 μm de tamanho.

Figura 21 - Cristais de calcita formados por reações de carbonatação em amostras de plugue de basalto, a partir do experimento AM BA 01, onde a esquerda temos a visualização através do MEV e a direita é possível observar os elementos em destaque, através do EDS.



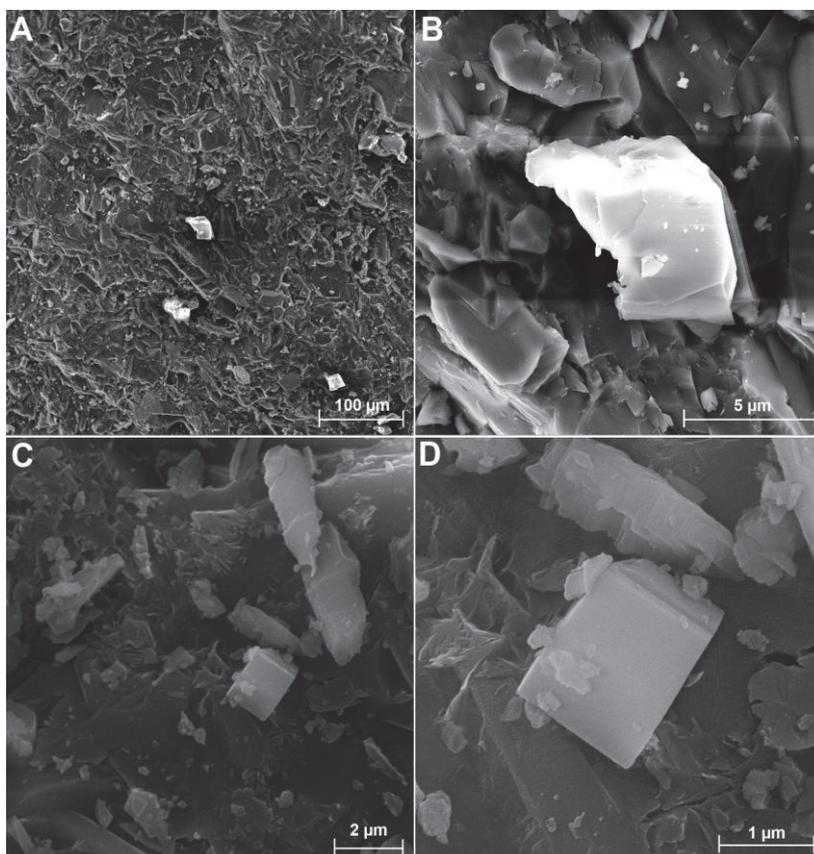
Fonte: da autora, 2025

Figura 22 - Agregado de cristais de calcita formados como uma incrustação na superfície da do fragmento analisado, a partir do ensaio AM BA 01 realizado em amostra de Basalto.



Fonte: da autora, 2025

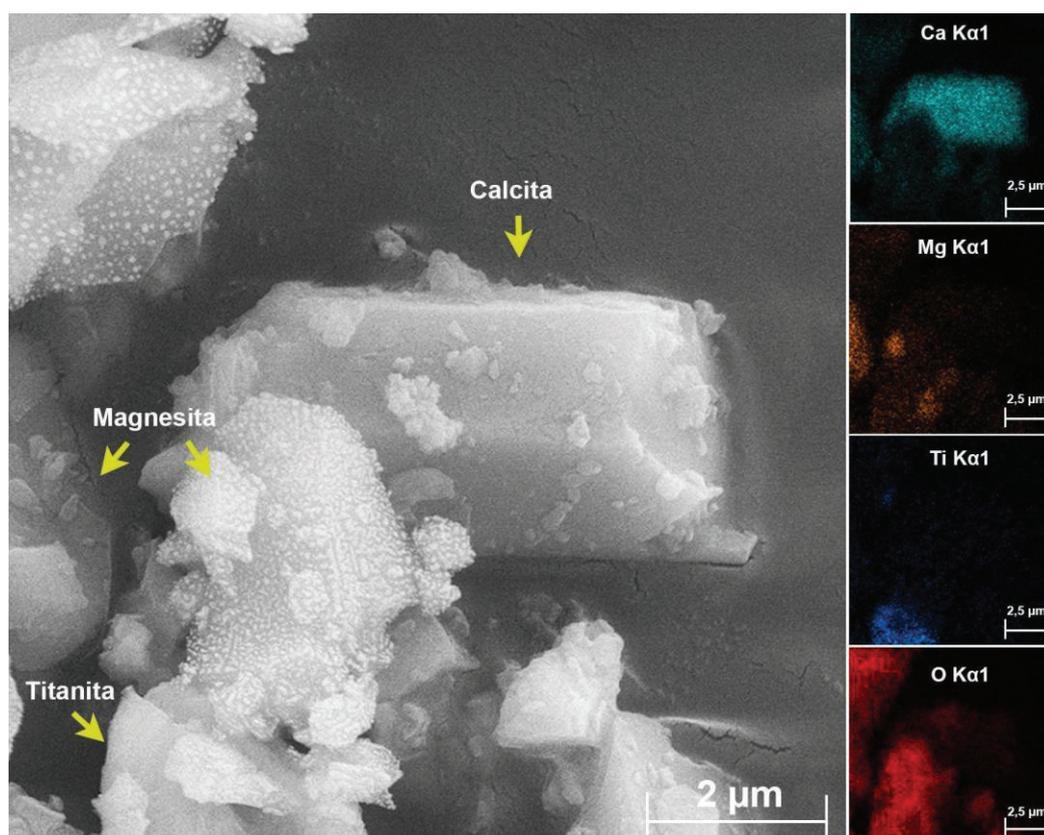
Figura 23 - Cristais de calcita formados durante o experimento AM BA P 01-04 com a amostra de placas de basalto unidas.



Fonte: da autora, 2025

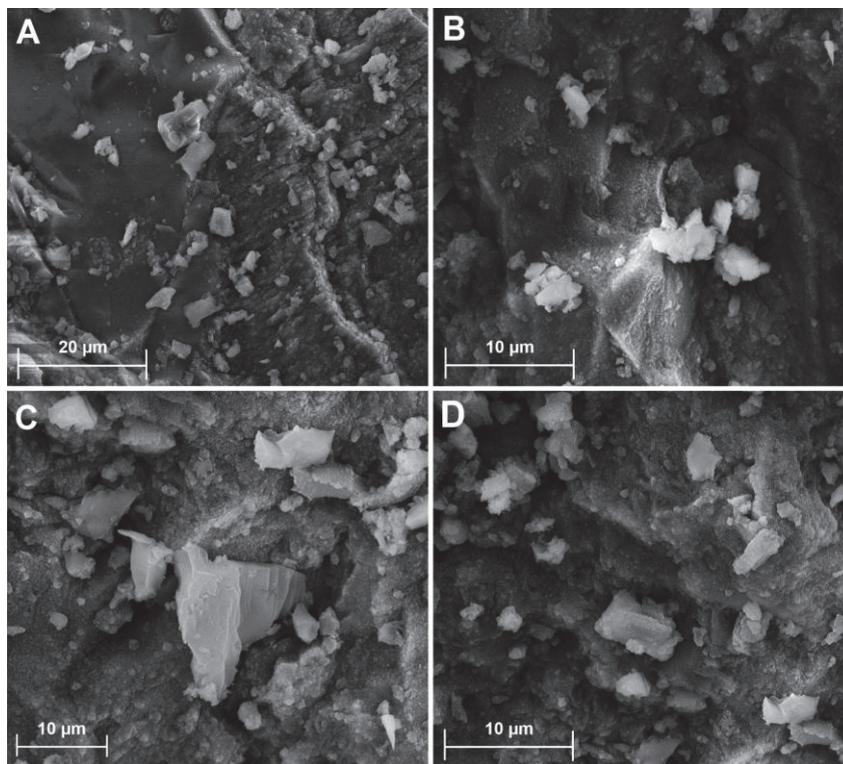
A Figura 24 mostra outra micrografia com detalhe para cristais neoformados cuja composição verificada nos mapas de elementos criado com EDS sugere que sejam de calcita e de magnesita (concentrações de Ca, Mg e O). Nela se encontram cristais de calcita e magnesita secundários obtidos a partir do ensaio AM BA PO R3 realizado com amostra de basalto. Neste caso, o pó foi colado sobre o *stub* para a análise de MEV. A Figura 25 mostra um agregado de cristais de calcita cujo aspecto dos componentes isolados é bastante irregular, a partir de experimentos com basalto e com traquibasalto. A Figura 26 mostra um outro cristal de calcita com hábito romboédrico. O mapeamento dos elementos a partir do sinal EDS mostra as concentrações de Ca e Mg na superfície dos minerais, o que sugere a possibilidade de ser uma calcita altamente magnesiânica. Neste último caso, a imagem mostra o pó de traquibasalto analisado após o ensaio.

Figura 24 - Cristais de calcita e magnesita formados a partir do ensaio AM BA PO R3, realizado com o pó de basalto. O mapa de elementos obtido por EDS, a direita, mostra as concentrações dos elementos Ca, Mg, Ti e O, na superfície dos minerais.



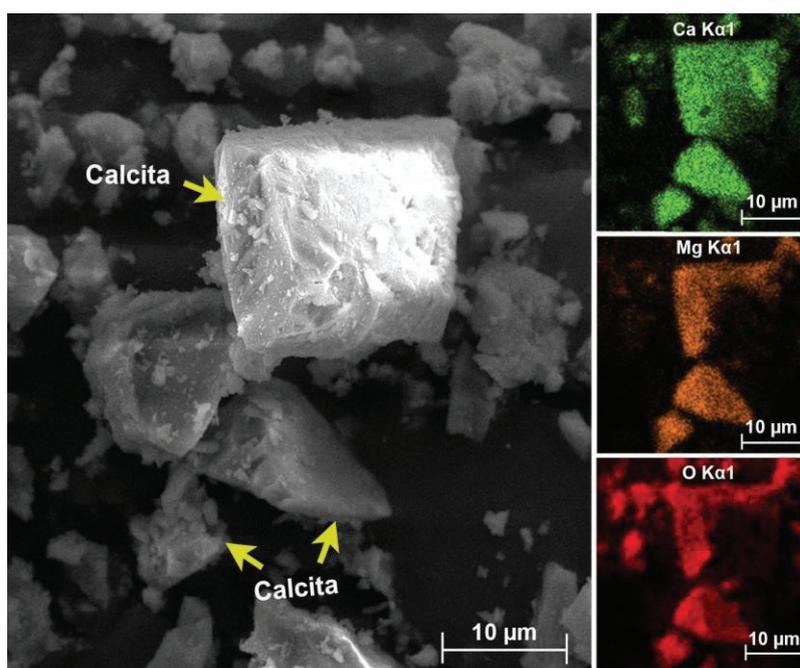
Fonte: da autora, 2025

Figura 25 - Micrografias de MEV mostrando cristais secundários identificados como calcita e magnesita formados sobre as superfícies das amostras de basalto e traquito. Os cristais, e agregados de cristais, apresentam formato irregular ou romboédrico em alguns casos, e raramente cúbico. O tamanho dos cristais varia de 1 a 8 μm .



Fonte: da autora, 2025

Figura 26 - Detalhe de cristais de calcita magnesiana formados a partir do ensaio AM TB PO R2, realizado com amostras de traquibasalto. Após o ensaio o pó foi colado com cola de prata sobre o suporte para a realização do escaneamento.



Fonte: da autora, 2025

3.5 RESULTADOS DA SIMULAÇÃO NUMÉRICA DOS EXPERIMENTOS

As simulações numéricas executadas no software PHREEQC levaram em conta a variedade mineral encontrada na caracterização das rochas ensaiadas. Minerais acessórios e fases minerais pouco reativas não foram consideradas. Os parâmetros dos experimentos, quantidade de fluido e sua natureza, salmoura ou água deionizada, foram considerados como condições de contorno para os experimentos. A simulação assume que existe um sistema fechado no qual as reações começam a partir da injeção do CO₂. As reações foram executadas considerando a condição de ajuste para alcance do equilíbrio. Aqui são apresentados os resultados obtidos para simulações realizadas com a composição do basalto. A tabela 5 exhibe parâmetros dos minerais considerados na simulação para os dados de entrada. Os cálculos detalhados que foram executados para a determinação dos valores de massa molar e superfície reativa são mostrados no Apêndice A.

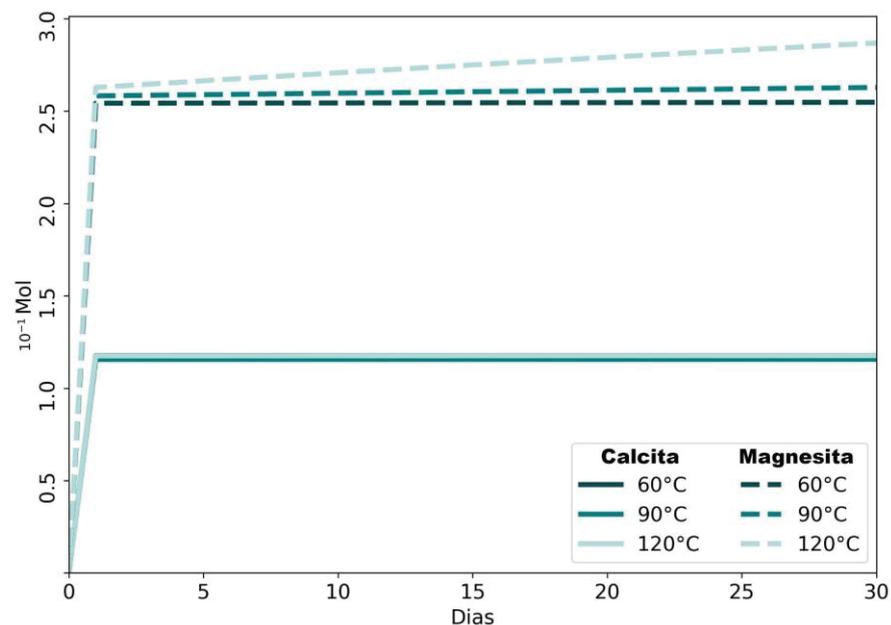
Tabela 5 - Proporção dos minerais principais identificados na amostra AM BA PO R0 (sem ensaio de reatividade) através de dados de DRX e o valor da superfície reativa. Cálculos detalhados no apêndice A.

Minerais	%	Densidade	Fórmula	Massa Molar	Superfície Reativa
Albita	56,2	2,6	NaAlSi ₃ O ₈	262,2	0,0096
Diopsídio	28,0	3,3	CaMgSi ₂ O ₆	216,6	0,0038
Forsterita	9,8	4,3	Mg ₂ SiO ₄	140,7	0,0010
Faialita	6,0	3,2	Fe ₂ SiO ₄	203,8	0,0008
Calcita	0,0	2,7	CaCO ₃	100,1	0,0000
Magnesita	0,0	3,0	MgCO ₂	84,3	0,0000

Fonte: da autora, 2025

A Figura 27 mostra a simulação da geração de minerais secundários a partir das mesmas condições do experimento (60°C), e com valores hipotéticos de temperatura (90 ° C e 120 °C). Neste caso, foi considerado o fluido de água salina com NaCl a 2% (Tabela 3). As curvas indicam o efeito reativo a partir do primeiro dia de ensaio e a formação potencial de calcita e de magnesita, minerais identificados na análise pós experimento. Considerando o valor de temperatura empregado no experimento, a simulação sugere que a mineralização de magnesita seria um pouco mais de duas vezes a de calcita. O equilíbrio das reações de dissolução e precipitação de novas fases ocorre entre o 2º e o 3º dia.

Figura 27 - Gráfico de simulação do experimento AM BA PO R3, observa-se o volume de minerais precipitados no tempo em relação a temperatura usada no ensaio (60 °C), e mais duas temperaturas hipotéticas (90 e 120 °C), considerando o uso de salmoura e uma superfície reativa padrão (Apêndice A).



Fonte: da autora, 2025

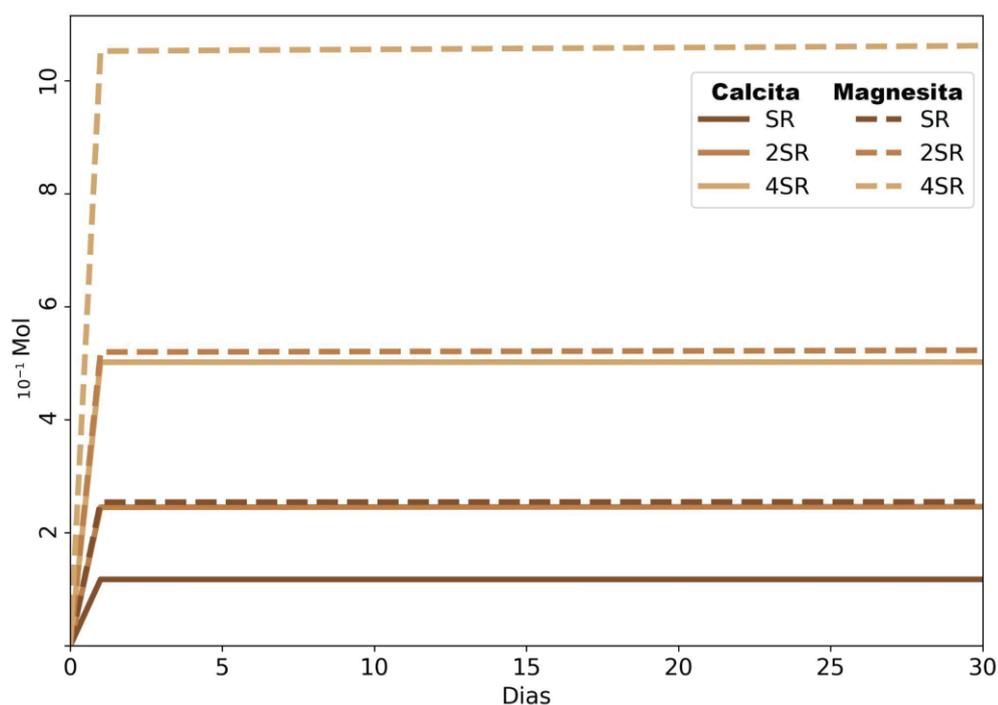
A simulação indica que a variação de temperatura não implicaria mudança expressiva global na mineralização de calcita, cuja variação é de pequena ordem. Entretanto, a variação de temperatura implicaria mudança mais importante para a mineralização de magnesita. Enquanto os valores de 60 e 90°C mostram uma diferença pequena na quantidade de mineralização de magnesita, que praticamente ficam estabilizados a partir do segundo dia, a 120 °C ocorre um incremento gradativo mais importante na mineralização com o tempo após a primeira estabilização no 2° dia.

A Figura 28 mostra o resultado para a quantidade de minerais formados em relação à variação de área reativa da amostra ensaiada. Neste caso, a área original foi multiplicada pelos fatores de 2 e 4 para verificar a sensibilidade dos resultados a este parâmetro. Sob as mesmas condições este fator se mostrou muito importante em termos de potencial de mineralização. No caso da calcita, o aumento de 4x na superfície reativa significou um aumento > 2,5x no volume em Mol (~0,1 para 0,5). Para a magnesita o aumento de 4x na superfície reativa significou um aumento de 0,25 para 1,1 10⁻¹ Mol, implicando um aumento > 4x no volume em Mol (Figura 28). O equilíbrio na formação destes minerais é alcançado entre o 1° e o 2° dia da simulação.

A Figura 29 mostra a variação da precipitação de minerais a partir da mudança na natureza do fluido utilizado como base na simulação hidroquímica. Nos experimentos utilizou-

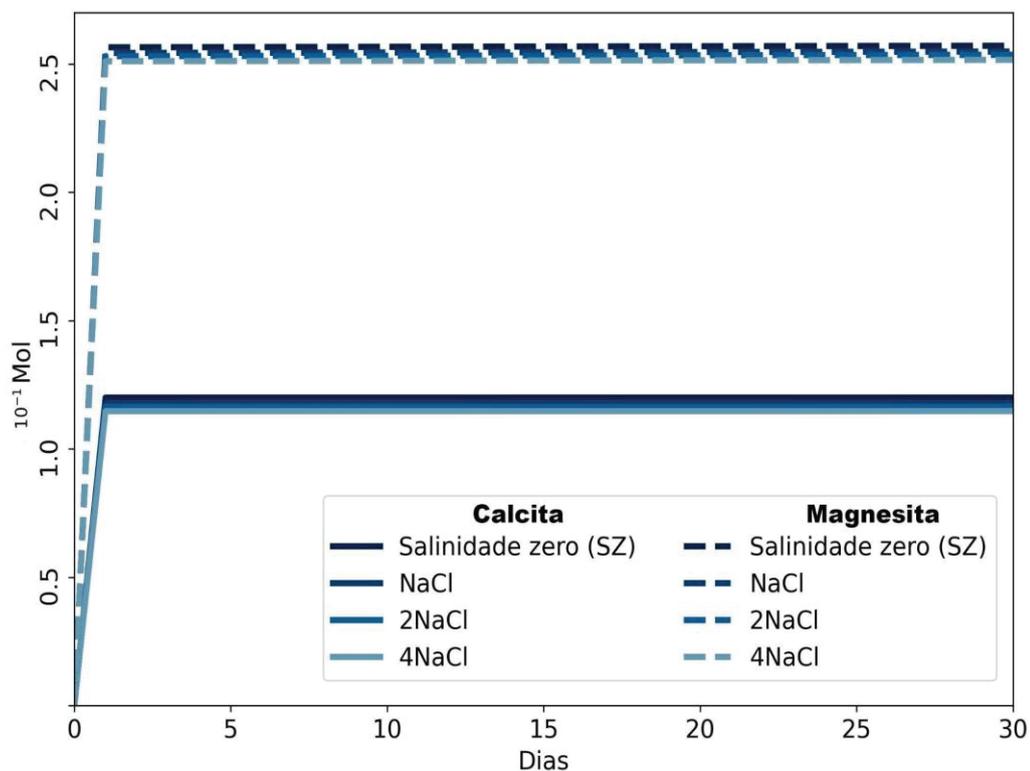
se salmoura preparada com água destilada e NaCl a 2, 4 e 8%, e também água deionizada sem sais. A simulação foi executada para o caso real, feito com água deionizada em um experimento, e em salmoura a 2% em outro. Para os casos hipotéticos, utilizou-se a salmoura a 4% e a 8%. Os resultados sugerem que para os casos de água deionizada e diferentes valores de salmoura, a precipitação é menor conforme o aumento de salinidade, e que o maior valor ocorre com o experimento de água deionizada. Embora a variação dos valores seja bem pequena. Um efeito similar é observado para a precipitação da magnesita, no qual a água deionizada seria responsável pelo maior volume precipitado em relação às salmouras com diferentes concentrações (Figura 29). A menor precipitação ocorreria com o fluido mais salino, e o incremento dos valores a partir do 2º dia é pequeno e gradual para o caso da magnesita (Figura 29).

Figura 28 - Gráfico de simulação do experimento AM BA PO R3, observa-se o volume de minerais precipitados com a temperatura de 60°C, salinidade de NaCl de 2% durante 30 dias, em relação à mudança no parâmetro de área reativa. SR - Superfície Reativa original, 2SR Superfície Reativa x 2, 4SR Superfície Reativa x 4.



Fonte: da autora, 2025

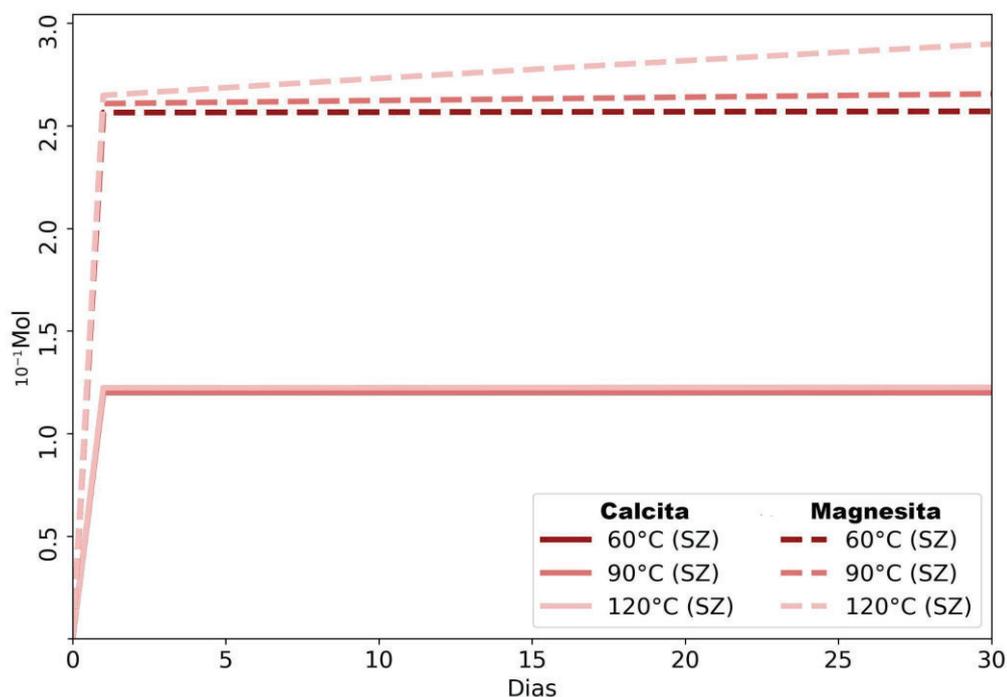
Figura 29 - Gráfico de simulação do experimento AM BA PO R2/AM BA PO R3, observa-se o volume de minerais precipitados, com temperatura de 60°C, superfície reativa padrão (Apêndice A) e à mudança do parâmetro de salinidade em relação ao tempo. SZ - água deionizada, NaCl - 2%, 2NaCl - 4%, 4NaCl - 8%.



Fonte: da autora, 2025

A Figura 30 mostra a simulação realizada para o caso do uso de água deionizada com diferentes valores de temperatura, considerando a temperatura do experimento original (60°C) e valores hipotéticos de 90 e 120 °C. A simulação sugere que ocorre a maior formação de calcita com valores maiores de temperatura, o que também é observado para o caso da magnesita (Figura 30). Entretanto, no caso da calcita o incremento é alcançado entre o 1º e o 2º dia, e a variação não é expressiva. No caso da magnesita, após um primeiro passo de estabilização ocorre um incremento gradual após o segundo dia.

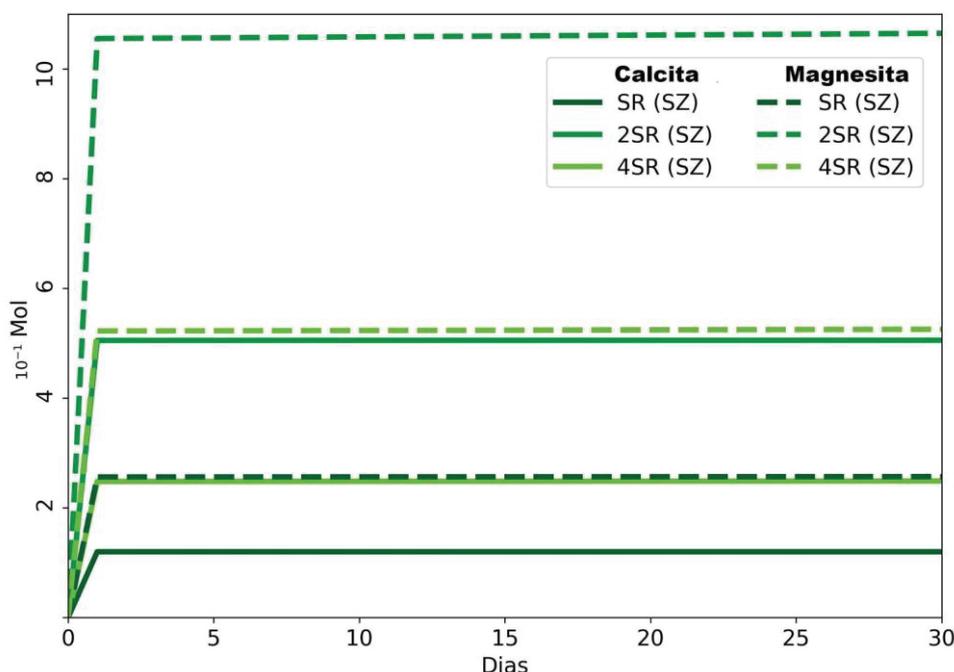
Figura 30 - Gráfico de simulação do experimento AM BA PO R2, onde observa-se o volume de minerais precipitados o tempo em relação à mudança do parâmetro de temperatura considerando água deionizada como fluido de reação, mas mantendo a superfície reativa padrão.



Fonte: da autora, 2025

Na Figura 31 observa-se a variação na precipitação de minerais em relação a variação da superfície reativa, considerando o uso de água deionizada como fluido reativo. Assim como observado para a simulação da variação deste parâmetro realizada com água salina, ocorreu uma variação expressiva do volume de minerais formados em ambos os casos (Figura 31). A variação da mineralização de calcita ficou entre 0,1 e 0,5 em 10^{-1} Mol, e a variação de magnesita variou entre 0,25 e 1,05 10^{-1} Mol, para os valores de 1x e 4x da superfície reativa do volume de minerais envolvidos, respectivamente.

Figura 31 - Gráfico de simulação do experimento AM BA PO R3, observa-se o volume de minerais precipitados na temperatura de 60°C, considerando água deionizada como o fluido de reação, no decorrer do tempo em relação à mudança do parâmetro de superfície reativa.



Fonte: da autora, 2025

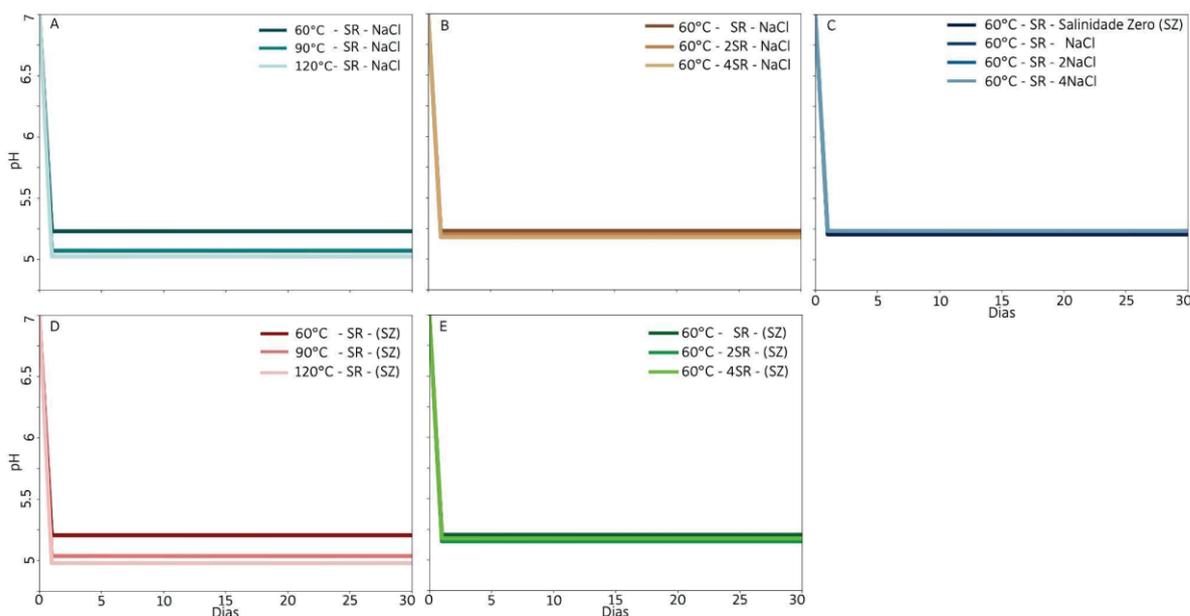
Na Figura 32 é mostrado um gráfico que demonstra o comportamento do pH no sistema reativo, considerando as combinações de parâmetros utilizados nos experimentos (superfície reativa, salinidade) e condições hipotéticas de variação de temperatura. Após a pressurização do sistema o CO_2 dissolvido na água aumenta e o pH é reduzido de forma expressiva (Haghi *et al.*, 2017; Schaeff e McGrail, 2005). De forma geral os parâmetros utilizados resultam na redução do pH de 7 para cerca de 5. Após o sistema alcançar o equilíbrio os valores permanecem relativamente constantes. O alcance do equilíbrio depende das reações de dissolução e precipitação que atuam no sentido da incorporação do carbonato em minerais.

As Figuras 32a e 32d mostram resultados similares considerando os valores de superfície reativa original do experimento, com a variação entre salmoura e água deionizada como fluidos de trabalho. Além da temperatura original (60°C) foram consideradas temperaturas hipotéticas de 90 °C e 120 °C. A simulação indica que o valor de 120 °C resultou nos menores valores de pH para ambos os fluidos de trabalho. Conforme demonstrado em estudos anteriores (Haghi *et al.*, 2017; Schaeff e McGrail, 2005), a relação da temperatura com a variação do pH acima de 4 MPa é limitada, e no caso estudado as reações de dissolução também afetam o pH. O fator mais importante no controle da solubilidade do CO_2 é a pressão, e aspectos como a temperatura da solução exercem importância secundária (Haghi *et al.*, 2017;

Schaeff e McGrail, 2005), conforme demonstrado pela simulação. Na simulação do experimento a pressão se mantém constante, e observa-se que neste caso a superfície reativa e a temperatura exercem um controle menor na variação do pH. Nas Figura 32b e 32e observa-se que os valores de pH para a simulação com salmoura e água deionizada a 60 °C apresentam valores de equilíbrio do pH próximos, em torno de 5,25. Entretanto, a área reativa maior apresenta um valor de pH levemente mais baixo, devido a uma maior interação do material com o fluido, e consequentemente, um maior efeito cinético no sentido da neutralização. Na Figura 32c observa-se que o aumento da salinidade produz valores ligeiramente maiores do que o que é obtido com valores obtidos com a água deionizada. De forma geral, os valores de equilíbrio do pH ficaram em torno de 5,25.

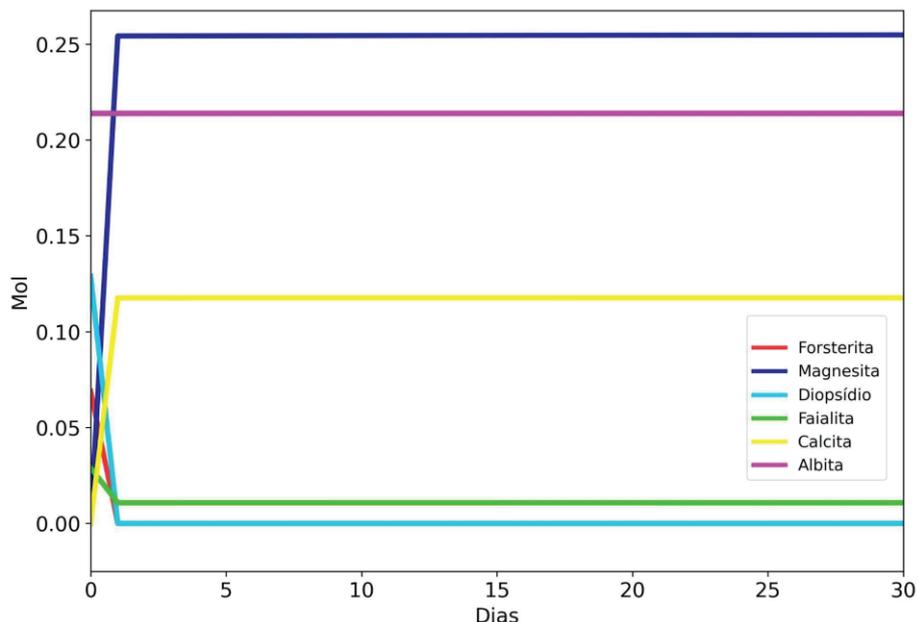
A Figura 33 mostra um gráfico que demonstra a trajetória de dissolução dos minerais colocados em reação e a formação dos novos compostos no tempo. As curvas mostram a dissolução completa da forsterita e do diopsídio e a dissolução parcial da faialita. A dissolução destes minerais ocorre nos primeiros dois dias do experimento e de forma concomitante ocorre a formação da calcita e da magnesita. A simulação mostra que no tempo decorrido não ocorreu a dissolução da albita.

Figura 32 - Gráfico de variação de pH do sistema hidroquímico a partir da injeção do CO₂, em diferentes combinações de parâmetros físicos (temperatura, salinidade e superfície reativa)



Fonte: da autora, 2025

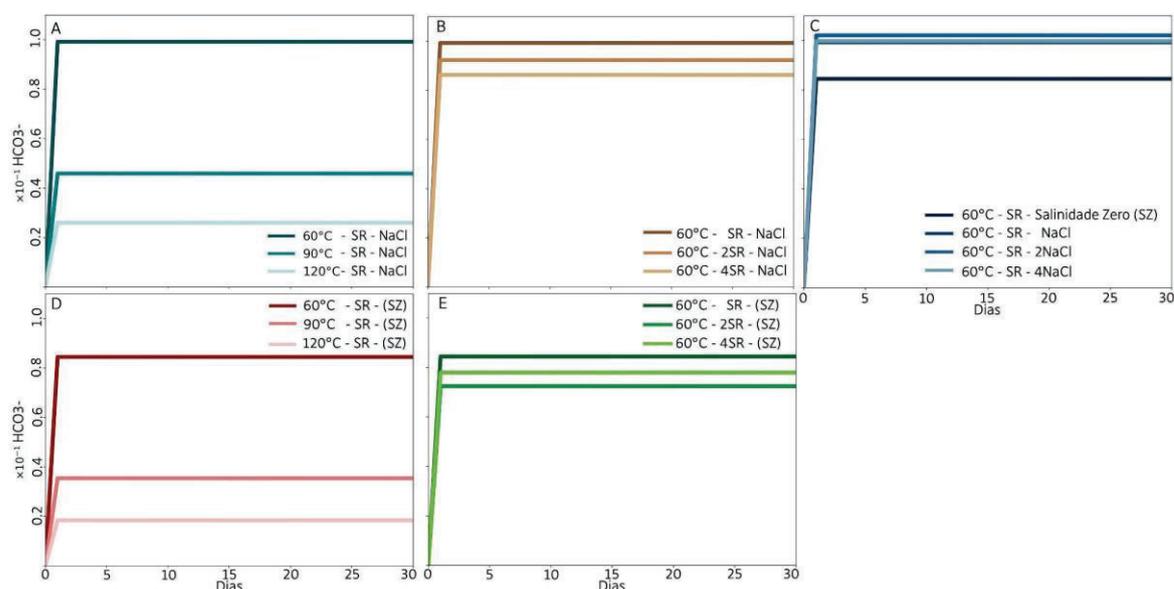
Figura 33 - Gráfico que mostra a modificação das fases minerais no experimento ao longo do tempo, envolvendo a dissolução dos minerais originais, e a formação de novos minerais, considerando o experimento AM BA PO R3.



Fonte: da autora, 2025

O gráfico da Figura 34 ilustra a variação da saturação de carbonato ($\text{HCO}_3^- \times 10^{-1}$) na solução aquosa a partir do aumento da pressão no sistema. A simulação do experimento original com salmoura mostrou uma maior saturação com a temperatura a 60°C , e o menor valor a 120°C , 0,25 e 1,0, respectivamente (Figura 34a). A Figura 34e mostra o resultado deste mesmo caso considerando água deionizada como fluido de trabalho, e os resultados para todos os valores de temperatura são ligeiramente menores que o caso anterior. Nas Figuras 34b e 34e estão os resultados das simulações considerando salmoura e água deionizada, com 60°C , mas considerando a superfície reativa original e mais duas situações: SR x 2, e SR x 4. A mudança na superfície reativa fez os valores de saturação alcançados com valores de 90°C e 120°C aumentarem de 2 a 4 vezes e se aproximarem do que foi alcançado com os valores de 60°C (Figuras 34a e 34d). O incremento da salinidade (2X e 4X), considerando a temperatura de 60°C , indicaram valores em torno de 1,0 para a saturação, similar ao valor obtido para a salinidade original. A saturação obtida com a água deionizada ficou abaixo dos valores obtidos com salmoura, em torno de 0,8 (Figura 34c). A superfície reativa e a salinidade demonstraram impacto no efeito de saturação de HCO_3^- .

Figura 34 - Gráfico que mostra o comportamento calculado da saturação de CO₂ na forma de carbonato (HCO₃⁻) na solução aquosa a partir da injeção do gás no sistema, considerando vários arranjos de fatores (temperatura, salinidade, área reativa) e o mesmo valor de pressão.



Fonte: da autora, 2025

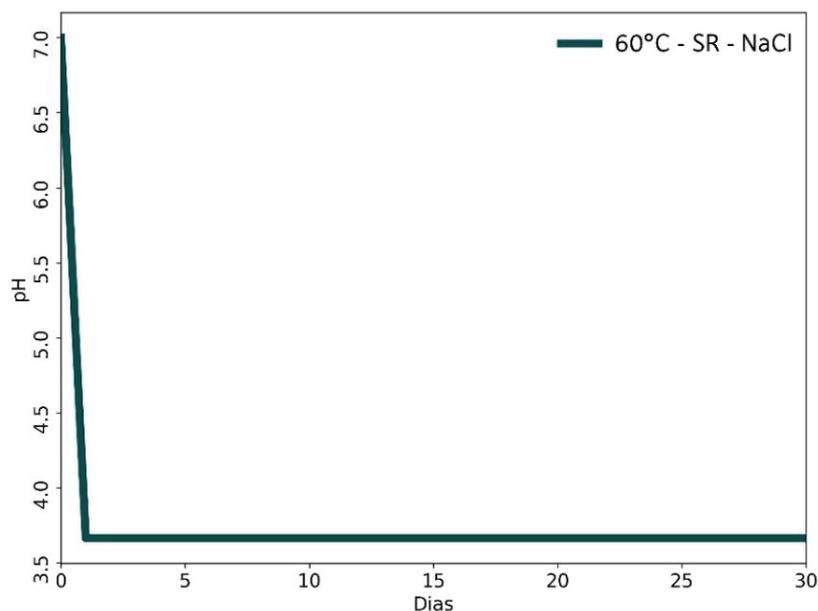
Também foram realizadas simulações com base nos ensaios executados com as amostras de traquibasalto. A tabela 6 exibe os parâmetros de entrada em termos de mineralogia no código de simulação hidroquímica para este litotipo. A Figura 35 exibe o gráfico de variação de pH para a rocha modelada, no qual o valor de equilíbrio ficou em aproximadamente 3,7, abaixo do valor de 5,25 do que foi encontrado na simulação reativa para o basalto (Figura 32a). O gráfico da Figura 36 mostra o resultado da simulação para a dissolução dos minerais e a formação de novas fases. Entretanto, as simulações indicam que não haveria a formação de minerais de carbonato como calcita e magnesita a partir da dissolução dos minerais presentes com a incorporação do íon de carbonato (CO₃²⁻) (Figura 36). A simulação mostrou a dissolução de uma pequena fração do mineral sanidina, e praticamente nenhuma dissolução do mineral albita, dentro do tempo transcorrido de simulação de 30 dias.

Tabela 6 - Proporção dos minerais principais identificados AM TB PO R0 (sem ensaio de reatividade) através de dados de DRX e o valor da superfície reativa.

Minerais	%	Densidade	Fórmula	Massa Molar	Superfície Reativa
Albita	83,5	2,6	NaAlSi ₃ O ₈	262,2	0,0142
Sanidina	16,5	2,6	KAlSi ₃ O ₈	278,4	0,0029
Calcita	0,0	2,7	CaCO ₃	100,1	0,0000
Magnesita	0,0	3,0	MgCO ₂	84,3	0,0000

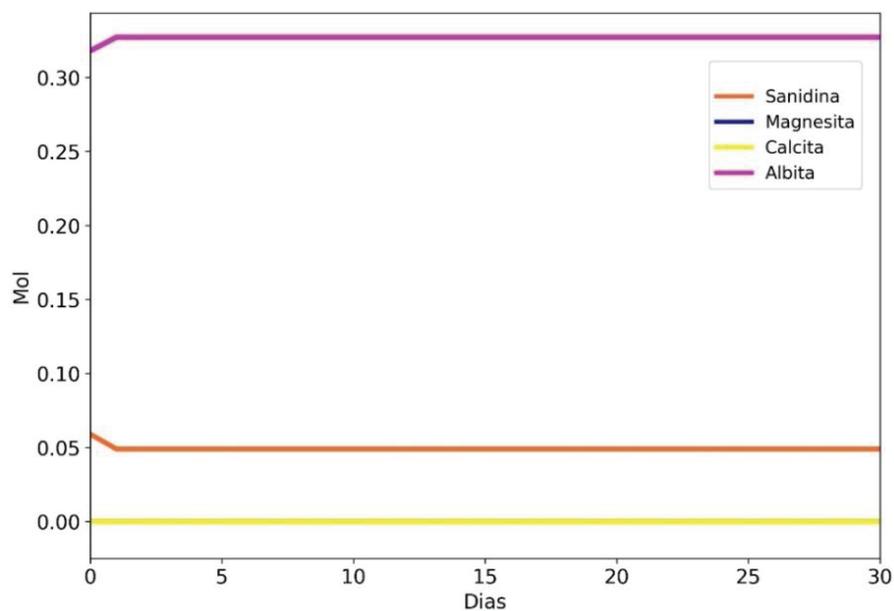
Fonte: da autora, 2025

Figura 35 - Gráfico da simulação de valores de pH da solução aquosa obtido a partir da reação do traquibasalto. Foram considerados os parâmetros reais do experimento AM TB PO R1 (Tabela 3).



Fonte: da autora, 2025

Figura 36 - Gráfico da simulação do efeito de dissolução de fases minerais e de formação de fases secundárias a partir do processo reativo hidroquímico para a amostra de traquibasalto. Nos resultados obtidos não houve a formação de minerais secundários, ocorreu a dissolução de uma pequena fração do mineral sanidina, e não houve dissolução do mineral albita.



Fonte: da autora, 2025

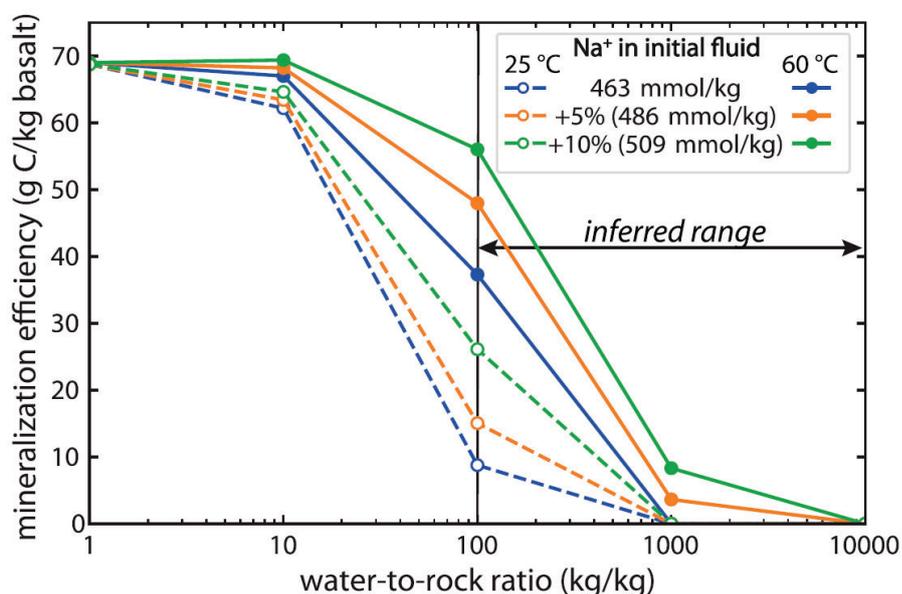
4. DISCUSSÃO

A presente pesquisa realizou experimentos de reatividade com amostras de rochas ígneas vulcânicas da SMI visando a produção de dados sobre os efeitos de sua exposição a fluídos carbonatados a partir da injeção de CO₂, para fins de avaliação do potencial destas rochas de absorver o carbono por meio da formação de novos minerais. Em relação aos resultados obtidos, é importante destacar alguns aspectos dos experimentos para que seja possível uma melhor comparação com a literatura existente que tratou dos mesmos temas aqui abordados. Os experimentos foram conduzidos com a incorporação do CO₂ subcrítico, o que influencia na sua dissolução no sistema aquoso (Sabirzyanov *et al.*, 2003; Wiebe e Gaddy, 1940). Os limites de temperatura e pressão do sCO₂ são 31 °C e 8,4 MPa.

Muitos experimentos já foram realizados para demonstrar o efeito de dissolução e formação de minerais a partir da carbonatação de rochas vulcânicas (Raza *et al.*, 2022). Entretanto, alguns experimentos não mencionam a razão entre o volume de rocha e o volume de fluído utilizado nos experimentos. E, em outros casos, a razão varia de forma aleatória (Gysi e Stefansson, 2012; Voigt *et al.*, 2021; Wolff-Boenisch e Galeczka, 2018). Recentemente, alguns experimentos têm adotado a razão entre fluído e rochas de 1/10 (Berndsen *et al.*, 2024; Omar *et al.*, 2025), visto que este parâmetro apresenta um impacto importante nas taxas de reatividade e na estimativa da eficiência de conversão do CO₂ em minerais (Tutolo *et al.*, 2021). De acordo com o gráfico da Figura 37, a eficiência de fixação do CO₂ em termos de mineralização varia substancialmente conforme a razão fluído/rochas utilizada nas simulações.

Outro aspecto discutido por Tutolo *et al.* (2021), em relação a representatividade de experimentos com rochas em relação as condições de reservatórios, diz respeito ao uso de soluções salinas, pois as concentrações podem afetar a alcalinidade da solução e auxiliar na sustentação das reações de forma artificial, o que não condiz com as condições dos reservatórios geológicos (Figura 37). O gráfico na Figura 37 demonstra que razões fluído/rocha menores que 10 implicam em uma alta eficiência de mineralização. Entretanto, em reservatórios reais esta razão tende a ser diferente. O autor comenta que, em rochas basálticas de crosta oceânica a razão inferida de fluídos circulando é > 100 . Também a alcalinidade inicial do experimento apresenta influência na eficiência de mineralização.

Figura 37 - Gráfico síntese obtido a partir de simulação de reações hidroquímicas, no qual se compara a eficiência de mineralização de CO₂ a partir de diferentes razões de massa entre fluido e rocha, e diferentes condições iniciais de alcalinidade da solução.



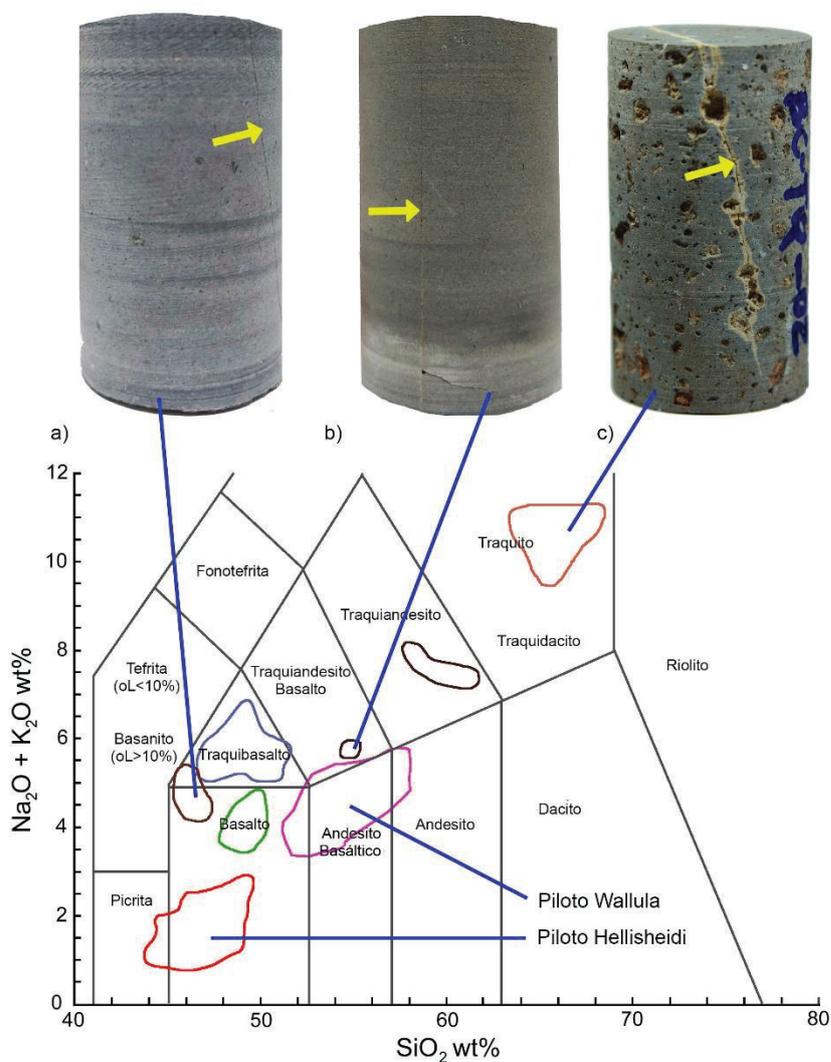
Fonte: Tutolo *et al.*, 2021.

Desta forma, os experimentos realizados com as amostras na forma de pó nesta pesquisa adotaram a razão de de 10/1 entre volume de fluido e de rocha. Além disso, entender o efeito da alcalinidade inicial do fluido para a mineralização, foram conduzidos experimentos com salmoura, com 2% de NaCl, e experimentos com água deionizada.

4.1 - LITOGEOQUÍMICA DAS AMOSTRAS E RESPOSTAS DOS ENSAIOS

Uma comparação das rochas da SMI com rochas vulcânicas de formações onde foram realizados projetos pilotos (Islândia e Wallula), revela que as rochas da Bacia de Pernambuco estão distribuídas em um *trend* que incorpora rochas ácidas, intermediárias e máficas (Figura 38). Neste caso, as rochas com melhor potencial para mineralização seriam as rochas máficas a ultra-máficas com menor conteúdo de sílica e maior conteúdo dos elementos K, Ca e Fe (Raza *et al.*, 2022). As litologias escolhidas para os experimentos foram basalto e traquibasalto. As rochas da SMI, tanto derrames quanto corpos intrusivos, tendem a apresentar textura maciça, em geral sem vesículas (Figura 20). A partir do gráfico da Figura 38, observa-se que as rochas escolhidas apresentam < 50% de sílica e uma representação de álcalis entre 4 e 6%.

Figura 38 - Comparação da composição química de rochas dos projetos CARBFIX (Hellisheidi, Islândia) e Wallula (Washington, EUA), com rochas da SMI, Pernambuco. As informações pertinentes à composição foram plotadas em um gráfico TAS (relação de álcalis totais x sílica), utilizado para classificar rochas ígneas vulcânicas (Alfredsson *et al.*, 2013; Fox, 2022; Nascimento, 2003). As setas amarelas indicam fraturas nas amostras. a) Basalto; b) Traquiandesito; c) Traquito porfirítico.



Fonte: Adaptado de Carvalho *et al.*, 2022.

A composição mineralógica do basalto usado nos experimentos é mais favorável ao processo de mineralização porque sua composição mineralógica apresenta boa percentagem de diopsídio, que é um clinopiroxênio com Ca, Fe e Mg. Por outro lado, a maior parte da fase cristalina é representada por albita, que é um feldspato sódico, menos relevante para o processo de mineralização. Este também contém faialita, que é uma olivina rica em Fe, e forsterita, que é uma olivina que contém Mg. Conforme Chen (2023) os minerais de afinidade cálcica são

mais importantes para o processo de mineralização, por causa da velocidade de reação, do que os com afinidade magnesiana (Forsterita).

A outra rocha ensaiada, traquibasalto, apresenta uma composição mineralógica menos favorável para o processo de mineralização. Esta apresenta predominância de sanidina, que é um feldspato potássico, que possui menor potencial de dissolução (Hermanska *et al.*, 2023). Este também contém albita, plagioclásio sódico, e ortopiroxênio que contém Mg. A suscetibilidade de alguns minerais à dissolução em relação aos campos de pressão, pH e temperatura, é um fator chave para o processo de mineralização. No caso de minerais como piroxênios e olivinas, estes apresentam melhor efeito de dissolução a baixas temperaturas e são fonte dos íons Ca, Mg e Fe, que são necessários para o processo de conversão do carbonato em minerais (Kelemen *et al.*, 2019; Raza *et al.*, 2022). Para rochas ígneas de composição intermediária, como andesito, experimentos demonstraram que o tempo para o processo de mineralização pode ser de uma a duas ordens de magnitude mais lento (Belshaw *et al.*, 2024). Isto implica que seria possível utilizar tais rochas em projetos de armazenamento de CO₂, mas que é necessário considerar o fator de tempo envolvido na mineralização do CO₂ no componente de operação e de risco. Entretanto, em projetos nos quais se utiliza o CO₂ dissolvido (Snæbjörnsdóttir *et al.*, 2020), a questão da segurança não representaria um fator impeditivo.

4.2 CARACTERIZAÇÃO DO PROCESSO DE MINERALIZAÇÃO PÓS-ENSAIOS

O estudo de microscopia eletrônica de varredura das amostras ensaiadas, na forma de fragmentos dos corpos de prova e do pó das rochas dessecado, revelou a presença de minerais secundários. De forma geral, os experimentos realizados com o plugue e com placas de basalto resultaram na formação de minerais na superfície das amostras. A observação do hábito dos minerais neoformados e de sua composição química sugere que as principais fases formadas teriam sido a calcita e a magnesita (Giammar *et al.*, 2005; Raza *et al.*, 2022; Steefel e Yang, 2021). Vários experimentos realizados em condições similares também resultaram na formação destas fases (Raza *et al.*, 2022). Os cristais apresentam hábito cristalino regular no caso da calcita, porque foram observados romboedros euedrais, e também formas irregulares. O tamanho dos cristais variou de 2 a 10 µm. Não foi possível observar outras fases minerais como ankerita, carbonato de Fe, ou silicatos, como a clorita, conforme descrito em outros experimentos (Berndsen *et al.*, 2024; Raza *et al.*, 2022).

Uma avaliação qualitativa indica que uma maior quantidade de cristais de minerais se formou nas amostras a partir dos experimentos com salmoura do que nos experimentos realizados com água deionizada. Isto, em parte, confirma a questão do efeito de manutenção da alcalinidade em sistemas fechados com salmouras (Tutolo *et al.*, 2021). Não apenas o aspecto da quantidade, mas os cristais formados nos experimentos com salmoura apresentam tamanho maior. Os experimentos que foram conduzidos com amostras na forma de pó apresentaram um melhor controle em termos de padronização de parâmetros como a superfície reativa. Entretanto, a menor quantidade de rocha em relação ao volume de água, considerando a razão mencionada acima, possivelmente resultou em taxas mais reduzidas de dissolução e precipitação.

Embora Tutolo *et al.* (2021), tenha demonstrado que o efeito da alcalinidade inicial do sistema em experimentos do tipo reator possa influenciar os resultados de eficiência de mineralização, outras pesquisas argumentam que este não é um fator preponderante no controle da precipitação de minerais carbonáticos. Gadikota *et al.* (2014) testaram a carbonatação da olivina e sugeriram que o efeito de sais como NaCl e NaHCO_3 em ensaios de reator não são determinantes no controle do processo de mineralização, embora os autores reconheçam que a saturação de NaCl aumenta o efeito de disponibilização de íons para as reações. Hashim e Kaczmarek (2021), executaram pesquisa sobre a formação de calcita a partir da aragonita, na presença de Mg, considerando o ambiente de precipitação marinha. Os autores argumentaram contra experimentos anteriores que sugeriam que a presença de Mg em solução aquosa tende a inibir a precipitação direta de calcita e a transformação diagenética de aragonita para calcita. Eles demonstraram a conversão de aragonita para calcita em solução contendo Mg, e como a razão fluido/rocha (f/r) nos experimentos controla fortemente a precipitação. O estudo demonstrou também que o Mg incorporado na calcita aumenta de forma linear com o aumento da razão f/r . Estes autores apontam a razão f/r como um fator muito importante na diagênese de carbonatos, por exemplo. Então, usando como base esses estudos, adotou-se nos experimentos uma abordagem que considera a influência da razão fluido/rocha e da composição da solução, de modo a avaliar com maior precisão os mecanismos de precipitação de carbonatos e a eficiência da mineralização em condições controladas.

4.3 MODELAGEM HIDROQUÍMICA E SIMULAÇÃO DOS EFEITOS REATIVOS

As simulações realizadas com o software PHREEQC permitiram obter algumas informações sobre o potencial das rochas testadas em termos de mineralização, e algumas

realizações com dados hipotéticos demonstraram o impacto de fatores como a superfície reativa e a salinidade. A utilização de pó de rocha em experimentos de reatividade é comum (Belshaw *et al.*, 2024; Berndsen *et al.*, 2024; Cao *et al.*, 2024; Giammar *et al.*, 2005; Ji *et al.*, 2022), porque o processo auxilia a análise das amostras e o aumento da superfície reativa acelera o processo de mineralização. Entretanto, a definição da superfície reativa em sistemas naturais pode diferir das condições adotadas em experimentos. No caso do uso de pó, é comum a adoção de abordagens que se baseiam no cálculo da superfície com base no tamanho médio dos grãos, ou no uso de técnicas como o BET (ensaio de área superficial) (Berndsen *et al.*, 2024).

A simulação mostrou que para o caso real (Figura 27), haveria o dobro da precipitação de magnesita em relação a calcita, o que pode ser explicado pela disponibilidade de íons de Mg a partir das fases minerais em maior proporção no modelo. A variação de temperatura além do caso real (60 °C) para 90 °C e 120 °C não implicou em mudanças expressivas na precipitação. No caso da magnesita um aumento gradual foi observado ao longo do período do experimento para a temperatura de 120 °C (Figura 27). Considerando o experimento real, com temperatura de 60 °C, o aumento de área reativa em 4x significou o aumento na precipitação de magnesita em 4x (Figura 28).

A simulação de variação de salinidade, com valores 2x e 4x o valor do experimento não demonstrou mudança significativa na precipitação de minerais (Figura 29). Da mesma forma, a simulação com água deionizada mostrou uma variação pequena em relação ao uso de salmoura com as concentrações empregadas (2%, 4% e 8%). Por este motivo a simulação de variação de temperatura considerando o uso de água deionizada (Figura 30) mostrou pequena variação em relação às simulações com uso de salmoura (Figura 27).

A mudança da superfície reativa, em 2x e 4x, considerando a condição do experimento real, com 60 °C e uso de água deionizada, resultou em aumentos de mais de 4x para a precipitação da magnesita e da calcita (Figura 31).

A pressão é o fator mais importante no efeito do pH porque esta controla a dissolução do CO₂ na água (Haghi *et al.*, 2017; Sabirzyanov *et al.*, 2003; Schaef e McGrail, 2005), e como se verificou na simulação a temperatura apresenta um papel secundário. Nas simulações realizada, nas quais foi feita a variação dos demais fatores como salinidade e superfície reativa, a temperatura mostrou um maior controle na variação do pH (Figura 32), de 5,25 para 5.

A simulação dos efeitos de dissolução e precipitação de minerais mostrou que no caso do experimento modelado para o basalto, ocorreu a dissolução completa da forsterita, que é um mineral do grupo das olivinas que contém Mg, do diopsídio (piroxênio) que contém Ca e Mg, e a dissolução parcial da faialita (Figura 33). Desta forma, a liberação de uma maior quantidade

de íons de Mg pode explicar a formação mais expressiva de magnesita, em relação à calcita. Resultados similares foram demonstrados por meio de experimentos e de simulações (Giammar *et al.*, 2005; Steefel e Yang, 2021).

Ao simular os efeitos ocasionados pela variação dos parâmetros na solubilização do CO₂, ficou evidente, o papel relevante da temperatura na saturação do íon bicarbonato (HCO₃⁻) na solução aquosa (Figura 34). Esse resultado reforça a discussão anterior sobre a influência da temperatura na variação do pH, ainda que essa variação se apresente de forma sutil e esteja subordinada ao efeito exercido pela pressão (Figura 34).

A Figura 35 mostra a variação do pH a partir do modelo criado para reproduzir o experimento reativo que foi realizado com o traquibasalto. Neste caso, observa-se que os valores de pH foram menores do que o que foi observado para o modelo do basalto (Figura 32a), de 5,25 para 4,5. A ausência de minerais reativos cuja dissolução rápida atuam no sentido de neutralizar a carbonatação apresenta uma implicação neste aspecto. Na Figura 36 é mostrado o resultado da simulação hidrodinâmica com a dissolução e precipitação de minerais também para o modelo do traquibasalto. O resultado sugere que ocorreu a dissolução parcial do volume inicial da sanidina (feldspato potássico), enquanto não ocorreu a dissolução da Albita (plagioclásio sódico), no tempo decorrido do experimento. Na simulação, apesar do efeito reativo e dos demais minerais que podem liberar íons K⁺ e Mg²⁺, não ocorreu a precipitação dos minerais de carbonato - calcita e magnesita. Entretanto, na investigação experimental do pó que fez parte dos experimentos foram observados cristais secundários de calcita e magnesita. Não foi possível reproduzir aspectos do experimento com a simulação. E isto é importante porque demonstra os limites da reprodutibilidade dos fenômenos reais a partir das simplificações necessárias para se alcançar a viabilidade das simulações. É provável que a mineralização de carbonato encontrada na análise do material do experimento tenha ocorrido a partir da dissolução também da matriz da rocha, o que não pôde ser considerado na simulação apresentada. Desta forma, vale ressaltar alguns aspectos que são considerados para a realização das simulações hidroquímicas 1D, como o caso apresentado com o software PHREEQC:

- 1 - O volume de material ensaiado é considerado como 100% fase cristalina, que no caso de rochas ígneas vulcânicas representa um problema. Basaltos maciços que apresentam composição vítrea possuem a maior parte de seu volume na fase amorfa composta por micrólitos e cristálitos, como no caso do basalto que tem matriz com composição próxima do plagioclásio (Figuras 16 e 17). Nas simulações, de forma geral, o volume da rocha é composto por fases cristalinas, para as quais existem dados experimentais em relação à sua reatividade

que estão dispostas em bibliotecas de dados (Pollyea e Rimstidt, 2017). Algumas pesquisas têm sugerido e utilizado o uso de fases compostas para a matriz de rochas vulcânicas como o basalto (Gysi e Stefansson, 2011; Pollyea e Rimstidt, 2017; Saetre *et al.*, 2021), entretanto, a definição do valor médio de parâmetros cinéticos é uma tarefa complexa e a composição desta matriz varia substancialmente. Nas simulações realizadas o volume de 60g foi dividido proporcionalmente pela composição mineralógica observada nas rochas. Mas, o material cristalino representa apenas uma fração da massa da rocha original.

2 - A simulação considera também que o fluido tem acesso a toda a fase mineral, quando na verdade, em situação real apenas uma parte do volume estaria em contato com o fluido. Isto implica que valores obtidos para taxas de dissolução e precipitação podem ser superestimados.

3 - As reações químicas em um sistema poroso obedecem a aspectos complexos relacionados a morfologia do sistema poroso e dos efeitos elétricos, químicos, térmicos e mecânicos que envolvem as interações entre os fluídos e os materiais. Nas simulações o fluido reage de forma direta com os materiais sem a consideração dos fatores acima mencionados.

Schwartz (2022), também chamou a atenção para as limitações do software PHREEQC em relação à forma como este resolve os fenômenos cinéticos e produz uma relação não-linear entre a razão da eficiência de conversão das fases minerais e o tempo. Isto ocorre porque o software simula as reações sob condições de equilíbrio, e softwares como o TOUGHREACT, comentado por este autor, resolvem as reações com foco nas condições e limitantes cinéticos.

Desta forma, as simulações representam uma simplificação no sentido de indicar os efeitos gerais do que pode ocorrer em termos de cinética. Os efeitos reais ocorridos na carbonatação do pó de rocha apresentam complexidades não consideradas nas simulações. Por exemplo, a simulação do experimento feito com o basalto, mostrou que o pH foi reduzido de 7 para 5, e após a dissolução dos minerais primários ocorreu a formação de magnesita e calcita. Entretanto, na simulação do traquibasalto, o pH permaneceu em torno de 5 pelo restante do tempo do experimento.

A precipitação de calcita ocorre em pH maior ou igual 8, em experimentos nas mesmas condições de pressão e temperatura utilizadas, e desta forma, a manutenção do pH em torno de 5, no resultado da simulação, não permitiria a formação de calcita. No entanto, a simulação mostra a formação de pequena quantidade de calcita e de magnesita (Figura 33), o que condiz com evidências observadas no material ensaiado.

A explicação para a formação dos cristais de minerais carbonáticos dentro do pó ensaiado mesmo com a manutenção de valores baixos de pH ao longo do período do experimento reside no fato de que localmente, em microescala, dentro do material, a mudança da condição de pH pode ter permitido a precipitação de minerais de carbonato na superfície de cristais e de fragmentos das rochas (Ruiz-Agudo *et al.*, 2011; Berndsen *et al.*, 2024).

5. CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos nesta pesquisa, conforme a metodologia adotada, foi possível estabelecer as seguintes conclusões:

1 - Considerando as duas litologias máficas da SMI que foram testadas, foi possível verificar que em termos de composição mineralógica o basalto apresenta mineralogia mais favorável para processos de mineralização de CO₂, devido a maior participação de minerais com maior efeito reativo e potencial de fornecimento de cátions de interesse: K⁺, Ca⁺ e Mg⁺;

2 - A análise pós-ensaio de amostras na forma de plugue e de placas se mostrou mais complexa porque a preparação para a investigação requer a quebra do material. Os ensaios com amostras na forma de pó apresentam maior praticidade, no entanto criam uma situação artificial que não representa o efeito de reservatório;

3 - Em todos os ensaios realizados foi possível observar a formação de cristais de calcita e de magnesita. Outras fases como silicatos e sais não foram observadas, mas isso pode se dever aos limites da metodologia utilizada para caracterizar os componentes minerais após os ensaios. Neste sentido, os resultados indicam que as litologias testadas apresentam potencial para mineralizar o CO₂ em condições de reservatório. Entretanto, nenhum índice de reatividade comparativo foi calculado para estas rochas;

4 - A reprodução dos ensaios hidroquímicos com base em simulações numéricas permitiu inferir alguns aspectos importantes:

- a) As realizações com basalto, considerando as condições originais dos ensaios com pó, demonstraram a formação de calcita e magnesita, o que foi confirmado pela análise física das amostras após-ensaio de carbonatação;
- b) O uso de água deionizada em relação a salmoura, sob condições similares, não influenciou de forma expressiva a variação na precipitação de minerais. Embora o emprego de solução salina afete a manutenção da alcalinidade, a variação em aspectos como a precipitação de minerais secundários foi pequena;

- c) As realizações hipotéticas demonstraram que a pressão de CO_2 é o fator mais importante no efeito de solubilidade do CO_2 , na variação do pH e na velocidade das reações. A temperatura exerce uma influência menor sobre estes fatores;

- d) Sob condições similares, à mudança na superfície reativa tem a capacidade de aumentar o resultado em termos de volume de minerais precipitados em até uma ordem de magnitude. A definição deste fator de forma precisa apresentará enorme influência nos cálculos de armazenamento e de eficiência do processo de mineralização;

REFERÊNCIAS

AJAYI, T. *et al.* A review of CO₂ storage in geological formations emphasizing modeling, monitoring and capacity estimation & approaches. **Petroleum Science**, v. 16, p. 1028-1063, 2019.

ALFREDSSON, H. A. *et al.* The geology and water chemistry of the Hellisheidi, SW-Iceland carbon storage site. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 12, p. 399-418, 2013.

ALVES, J. P. *et al.* Favorability mapping for carbon storage in basaltic rocks of the Paraná Basin. 2024.

AYDIN, H.; AKIN, S. CO₂ Dissolution in the reservoir brine: An experimental and simulation-based approach. **Geothermics**, v. 113, p. 102774, 2023.

BARBOSA, J. A.; LIMA FILHO, M. F. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 14, n. 1, p. 287-306, 2006.

BASHIR, A. *et al.* Comprehensive review of CO₂ geological storage: Exploring principles, mechanisms, and prospects. **Earth-Science Reviews**, v. 249, p. 104672, 2024.

BATAILLE, C. *et al.* Net-zero deep decarbonization pathways in Latin America: Challenges and opportunities. **Energy Strategy Reviews**, v. 30, p. 100-510, 2020.

BELSHAW, G. E. *et al.* Fluid-rock interaction experiments with andesite at 100 C for potential carbon storage in geothermal reservoirs. **Deep Underground Science and Engineering**, v. 3, n. 3, p. 369-382, 2024.

BÉREST, P. *et al.* Review and analysis of historical leakages from storage salt cavern wells. **Oil & Gas Science and Technology**, v.74, p. 1-23, 2019.

BERNDSSEN, M. *et al.* Experimental study and kinetic modeling of high temperature and pressure CO₂ mineralization. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 132, p. 104044, 2024.

BRADY, J. *et al.* Making solid solutions with alkali halides (and breaking them). **Teaching Mineralogy, Mineralogical Society of America**, p. 91-95, 1997.

BUARQUE, B. V. *et al.* Post-rift volcanic structures of the Pernambuco Plateau, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 70, p. 251-267, 2016.

CAO, R. *et al.* Reactive transport modeling of anthropogenic carbon mineralization in stacked Columbia River Basalt reservoirs. In: **Unconventional Resources Technology Conference, 13–15 June 2023**. Unconventional Resources Technology Conference (URTeC), 2023. p. 1195-1202.

CAO, X. *et al.* A review of in-situ carbon mineralization in basalt. **Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering**, 2024.

CARBFIX. *Report on CO₂-SO₂/H₂S storage capacity within basaltic rocks in Europe and globally*. European Union, 2014. Disponível em: <https://ec.europa.eu/research/participants/documents/downloadPublic?documentIds=080166e5d228dc7d&appId=PPGMS>. Acesso em: 23 dez. 2024.

CARVALHO, B. *et al.* Petrophysical properties of Volcanic Rocks from the Pernambuco Basin -Potential for CO₂ sequestration through mineralization. In: **11º Congresso Brasileiro de Petróleo e Gás**, Belém, Boletim de Resumos, p. 1-8, 2022.

CARVALHO, B. *et al.* Microtomographic Characterization of Porosity Formed by alteration phases in Trachyte Rocks: Application to non-conventional Geological Reservoirs. In: **6th InterPore**, Campinas, São Paulo, 2023.

CHEN, Y. *et al.* Petrophysical recipe for in-situ CO₂ mineralization in basalt rocks. **Advances in Geo-Energy Research**, v. 11, n. 2, 2024.

CHEN, H. Replacement reactions for carbon geosequestration may be faster in calcium olivine vs magnesium olivine. **Communications Earth & Environment**, v. 4, n. 1, p. 359, 2023.

CLARK, D. E. *et al.* CarbFix2: CO₂ and H₂S mineralization during 3.5 years of continuous injection into basaltic rocks at more than 250°C. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 279, p. 45–66, 2020.

CORREIA FILHO, O. J. *et al.* Geologia estrutural da região metropolitana do Recife (RMR). Recife: CPRM, C. 4, p. 105140, 2022.

CORREIA FILHO, O. J. *et al.* Volcanic weathered crust reservoir analog: Insights from fault-controlled fracture permeability in the trachytic rocks of the Pernambuco Basin, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 148, p. 105140, 2024.

DAMEN, K. *et al.* Health, safety and environmental risks of underground CO₂ storage - Overview of mechanisms and current knowledge. **Climatic Change**, v. 74, n. 1–3, p. 289–318, 2006.

DESSERT, C. *et al.* Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle. **Chemical Geology**, v. 202, n. 3-4, p. 257-273, 2003.

DINESCU, S. *et al.* Possible Risks of CO₂ Storage in Underground Salt Caverns. **Annals of the University of Petroșani**, v. 23, p. 27-36, 2021.

FERREIRA, A. *et al.* Unraveling the rapid CO₂ mineralization experiment using the Paraná flood basalts of South America. **Scientific Reports**, v. 14, n. 1, p. 8116, 2024.

FOX, L. M. **Stratigraphic and Geochemical Evaluation of Distal Flows of the Columbia River Flood Basalts in the Greater Vale Area, Southeastern Oregon**. 2022. Dissertação de Mestrado. Portland State University.

GADIKOTA *et al.* Chemical and morphological changes during olivine carbonation for CO₂ storage in the presence of NaCl and NaHCO₃. **Physical chemistry Chemical physics**. 2014

GALECZKA, I. *et al.* Experimental studies of basalt-H₂O-CO₂ interaction with a high pressure column flow reactor: the mobility of metals. **Energy Procedia**, v. 37, p. 5823-5833, 2013.

GHOLAMI, R. *et al.* Leakage risk assessment of a CO₂ storage site: A review. **Earth-Science Reviews**, v. 223, p. 103849, 2021.

GIAMMAR, Daniel E.; BRUANT JR, Robert G.; PETERS, Catherine A. Forsterite dissolution and magnesite precipitation at conditions relevant for deep saline aquifer storage and sequestration of carbon dioxide. **Chemical Geology**, v. 217, n. 3-4, p. 257-276, 2005.

GÍSLASON, S. R. *et al.* A brief history of CarbFix: Challenges and victories of the project's pilot phase. **Energy Procedia**, v. 146, p. 103–114, 2018.

GÍSLASON, S. R. *et al.* Mineral sequestration of carbon dioxide in basalt: A pre-injection overview of the CarbFix project. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 4, n. 3, p. 537-545, 2010.

GOLDBERG, D. *et al.* Potential on-shore and off-shore reservoirs for CO₂ sequestration in Central Atlantic magmatic province basalts. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 107, n. 4, p. 1327-1332, 2010.

GUDBRANDSSON, S. *et al.* An experimental study of crystalline basalt dissolution from $2 \leq \text{pH} \leq 11$ and temperatures from 5 to 75 C. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 75, n. 19, p. 5496-5509, 2011.

GUNNARSSON, I. *et al.* The rapid and cost-effective capture and subsurface mineral storage of carbon and sulfur at the CarbFix2 site. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 79, p. 117-126, 2018.

GYSI, A.; STEFÁNSSON, A. CO₂-water-basalt interaction. Low temperature experiments and implications for CO₂ sequestration into basalts. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 81, p. 129-152, 2012.

HAGHI, Reza K. *et al.* pH of CO₂ saturated water and CO₂ saturated brines: Experimental measurements and modelling. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 66, p. 190-203, 2017.

HARBERT, W. *et al.* Progress in monitoring strategies for risk reduction in geologic CO₂ storage. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 51, p. 260-275, 2016.

HASHIM, M. S.; KACZMAREK, S. E. Evolution of calcite microcrystal morphology during experimental dissolution. **Journal of Sedimentary Research**, v. 91, n. 3, p. 229-242, 2021.

HAUBER, G. Norway's Sleipner and Snøhvit CCS: Industry models or cautionary tales. **Institute for Energy Economics and Financial Analysis (IEEFA)**, p. 62, 2023.

HELLEVANG, H. *et al.* Experimental study to better understand factors affecting the CO₂ mineral trapping potential of basalt. **Greenhouse Gases: Science and Technology**, v. 7, n. 1, p. 143-157, 2017.

HEŘMANSKÁ, M. *et al.* A comprehensive and consistent mineral dissolution rate database: part II: secondary silicate minerals. **Chemical Geology**, v. 636, p. 121632, 2023.

JI, Y. *et al.* Kinetics of enhanced magnesium carbonate formation for CO₂ storage via mineralization at 200° C. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 121, p. 103777, 2022.

KELEMEN, P. B. *et al.* 2020. Engineered carbon mineralization in ultramafic rocks for CO₂ removal from air: Review and new insights. **Chemical Geology**, v. 550, p. 1-20, 2020.

KELEMEN, P. *et al.* An overview of the status and challenges of CO₂ storage in minerals and geological formations. *Frontiers in Climate*, v. 1, p. 482595, 2019.

KHANDOOZI, S. *et al.* A critical review of CO₂ mineral trapping in sedimentary reservoirs—from theory to application: Pertinent parameters, acceleration methods and evaluation workflow. **Earth-Science Reviews**, p. 104515, 2023.

KOLAWOLE, O. *et al.* Impact of microbial-rock-CO₂ interactions on containment and storage security of supercritical CO₂ in carbonates. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 120, p. 103755, 2022.

LA PLANTE, E. C. *et al.* Controls on CO₂ Mineralization Using Natural and Industrial Alkaline Solids under Ambient Conditions. **ACS Sustainable Chemical Engineering**, v. 9, p. 10727–10739, 2021.

LEUNG, D. Y. C.; *et al.* An overview of current status of carbon dioxide capture and storage technologies. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v. 39, p. 426-443, 2014.

LIMA FILHO, M. F. **Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco**, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, p.139, 1998a.

LIMA, M. R.; PEDRÃO, E. Análise palinológica de sedimentos da Bacia do Cabo, Cretáceo do Estado de Pernambuco, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 61, n. 1, p. 73-84, 1989.

LIMA, P. *et al.* Environmental awareness and public perception on carbon capture and storage (CCS) in Brazil. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 111, p. 103467, 2021.

- LIU, D. *et al.* Reactive transport modeling of mineral carbonation in unaltered and altered basalts during CO₂ sequestration. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 85, p. 109–120, 2019.
- LONG, L. E. *et al.* Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho, northeast Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 92, p. 341-350, 1986.
- LOURENÇO, MC M. *et al.* Carbon Capture and Storage in Brazil and Systematic Review of Criteria for Prospecting Potential Areas. In: **Offshore Technology Conference Brasil**. OTC, 2023. p. D021S019R002.
- MARINS, G. *et al.* Characterization of volcanic reservoirs; insights from the Badejo and Linguado oil field, Campos Basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 146, p. 105950, 2022.
- MARINS, G. *et al.* Perspective for CO₂ Storage on the Paraná-Etendeka Large Igneous Province: Insights from Subsurface Geophysical Data. In: **Fifth EAGE Global Energy Transition Conference & Exhibition (GET 2024)**. European Association of Geoscientists & Engineers, 2024. p. 1-5.
- MARTIN-ROBERTS, E. *et al.* Carbon capture and storage at the end of a lost decade. **One Earth**, v. 4, n. 11, p. 11-16, 2021.
- MCGRAIL, B. P. *et al.* Injection and monitoring at the Wallula basalt pilot project. **Energy Procedia**, v. 63, p. 2939-2948, 2014.
- MCGRAIL, B. P. *et al.* Wallula basalt pilot demonstration project: post-injection results and conclusions. **Energy Procedia**, v. 114, p. 5783-5790, 2017.
- MICHIE, E. A. *et al.* How displacement analysis may aid fault risking strategies for CO₂ storage. **Basin Research**, v. 36, n. 1, p. e12807, 2024.
- MILLER, Q.; SCHAEF, H. Activation energy of magnesite (MgCO₃) precipitation: recent insights from olivine carbonation studies. **Environmental Science: Advances**, v. 1, n. 4, p. 426-429, 2022.
- MOITA, P. *et al.* Mineral Carbonation of CO₂ in Mafic Plutonic Rocks, II—Laboratory Experiments on Early-Phase Supercritical CO₂-Brine-Rock Interactions. **Applied Sciences**, v. 10, p. 1-24, 2020.

NASCIMENTO, M. A. L. **Geologia, geocronologia, geoquímica e petrogênese das rochas ígneas cretácicas da província magmática do Cabo e suas relações com as unidades sedimentares da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil**. 2003. Tese de Doutorado, PPGG, Natal, UFRN.

NDLOVU, P. *et al.* Kinetic Studies of Gas Hydrates for CO₂ Capture in the Presence of Nanoparticles. **Industrial & Engineering Chemistry Research**, v. 63, n. 9, p. 3867-3879, 2024.

OELKERS, E. *et al.* The subsurface carbonation potential of basaltic rocks from the Jizan region of Southwest Saudi Arabia. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 120, p. 103772, 2022.

Oil and Gas Climate initiative. Relatório Hubs de CCUS no Brasil: Construindo cenários, superando barreiras. Rio de Janeiro: **S&P Global**, 2024. <https://www.ogci.com/wp-content/uploads/2024/03/CCUS-Brazil-WP-PT-vf.pdf%20> Acesso em: 23 de dezembro de 2024.

OLIVEIRA, J. T. *et al.* Precambrian tectonic inheritance control of the NE Brazilian continental margin revealed by Curie point depth estimation. **Annals of Geophysics**, v. 64, n. 2, p. GT213-GT213, 2021.

OMAR, A. *et al.* An experimental study of the mineral carbonation potential of the Jizan Group basalts. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 141, p. 104323, 2025.

PARKHURST, D. L. *et al.* Description of input and examples for PHREEQC version 3—a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. **US geological survey techniques and methods**, v. 6, n. A43, p. 497, 2013.

PEDRO, J. *et al.* Mineral Carbonation of CO₂ in Mafic Plutonic Rocks, I—Screening Criteria and Application to a Case Study in Southwest Portugal. **Applied Sciences**, v. 10, p. 1-18, 2020.

PERKINS, D. *et al.* Mineral synthesis and X-ray diffraction experiments. **Mineral. Soc. America**, p. 81-90, 2011.

Petrobras. OTC 2023: Petrobras estuda projeto inédito de hub de captura e armazenamento geológico de CO₂ no Brasil. Rio de Janeiro: **Agência Petrobras**, 2023. <https://agencia.petrobras.com.br/w/negocio/otc-2023-petrobras-estuda-projeto-inedito->

[de-hub-de-captura-e-armazenamento-geologico-de-co2-no-brasil](#) Acessado em: 23 de dezembro de 2024.

PINHO G.C. Caracterização das rochas vulcânicas da Bacia de Pernambuco/Paraíba - Poço 9-JG-1-PE. Aracaju/SE, **E&P SEAL/GEXP/GELAB**, PETROBRAS, Publicação interna, p.7, 1995.

PINHO G.C. Descrição das lâminas delgadas de amostras de calha do Poço 2-CPE-1-PE. Aracaju/SE, **DENEST/DIREX/SELAG**, PETROBRAS, Publicação interna, p.33, 1994.

POLITES, E. G. *et al.* Exotic carbonate mineralization recovered from a deep basalt carbon storage demonstration. **Environmental Science & Technology**, v. 56, n. 20, p. 14713-14722, 2022.

POLLYEA, R. M.; RIMSTIDT, J. D. Rate equations for modeling carbon dioxide sequestration in basalt. **Applied Geochemistry**, v. 81, p. 53-62, 2017.

PRASAD, S. K. *et al.* A review of the supercritical CO₂ fluid applications for improved oil and gas production and associated carbon storage. **Journal of CO₂ Utilization**, v. 72, p. 102479, 2023.

Pontificia Universidade Católica do Rio Grande do Sul. Plataforma Gis CCUS Brasil. Rio de Janeiro: <https://www.pucrs.br/ipr/projetos/plataforma-gis-ccus-brasil/> Acessado em: 23 de dezembro de 2024.

RAMOS, G. M. *et al.* Potential for permanent CO₂ sequestration in depleted volcanic reservoirs in the offshore Campos basin, Brazil. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 128, p. 103942, 2023.

RAZA, A. *et al.* Carbon mineralization and geological storage of CO₂ in basalt: Mechanisms and technical challenges. **Earth-Science Reviews**, v. 229, p. 104036, 2022.

ROSSETTI, L. M. *et al.* Evaluating petrophysical properties of volcano-sedimentary sequences: A case study in the Paraná-Etendeka Large Igneous Province. **Marine and Petroleum Geology**, v. 102, p. 638-656, 2019.

RUBIN, E. S. *et al.* A proposed methodology for CO₂ capture and storage cost estimates. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 17, p. 488-503, 2013.

RUBIN, E. *et al.* The cost of CO₂ capture and storage. **International Journal of Greenhouse gas control**, v. 40, p. 378-400, 2015.

RUIZ-AGUDO, E. *et al.* Effect of pH on calcite growth at constant $a_{Ca^{2+}}/a_{CO_3^{2-}}$ -ratio and supersaturation. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 75, n. 1, p. 284-296, 2011.

SÆTRE, C. *et al.* Reactive transport modelling of an intra-basalt sandstone reservoir, Rosebank, UK. **Scientific Reports**, v. 11, n. 1, p. 6907, 2021.

SABIRZYANOV, A. N. *et al.* Water solubility of carbon dioxide under supercritical and subcritical conditions. **Theoretical Foundations of Chemical Engineering**, v. 37, n. 1, p. 51-53, 2003.

SCHAEF, H. *et al.* Basalt-CO₂-H₂O interactions and variability in carbonate mineralization rates. **Energy Procedia**, v. 1, n. 1, p. 4899-4906, 2009.

SCHAEF, H.; MCGRAIL, B. Direct measurements of pH and dissolved CO₂ in H₂O-CO₂ brine mixtures to supercritical conditions. In: **Greenhouse Gas Control Technologies 7**. Elsevier Science Ltd, 2005. p. 2169-2173.

SCHWARTZ, M. O. Modelling a basalt reactor for direct air CO₂ capture. **Environmental Earth Sciences**, v. 81, n. 7, p. 194, 2022.

SIAL, A. N. The Rio Grande do Norte alkali-olivine basalt association, northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 6, n. 1, p. 1-14, 1976.

SIGFUSSON, B. *et al.* Solving the carbon-dioxide buoyancy challenge: The design and field testing of a dissolved CO₂ injection system. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 37, p. 213-219, 2015.

SILVA, A. M. *et al.*, Experimental Analysis of Mineralization Potential of Volcanic Rocks: A Study Based on Volcanic Rocks of the Pernambuco Basin. **CCUS Latin America 2024**, Rio de Janeiro, 2024.

SNÆBJÖRNSDÓTTIR, S. Ó. *et al.* CO₂ storage potential of basaltic rocks in Iceland and the oceanic ridges. **Energy Procedia**, v. 63, p. 4585-4600, 2014.

SNÆBJÖRNSDÓTTIR, S. *et al.* Reaction path modelling of in-situ mineralisation of CO₂ at the CarbFix site at Hellisheidi, SW-Iceland. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 220, p. 348–366, 1 jan. 2018.

SNÆBJÖRNSDÓTTIR, S. Ó. *et al.* Carbon dioxide storage through mineral carbonation. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 1, n. 2, p. 90-102, 2020.

SNÆBJÖRNSDÓTTIR, S. *et al.* Advancing CO₂ storage through carbon mineralization in the United States. **Available at SSRN 5070530**, 2024.

STEEFEL, C.; YANG, L. Secondary magnesite formation from forsterite under CO₂ sequestration conditions via coupled heterogeneous nucleation and crystal growth. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 311, p. 29-42, 2021.

STEINTHORSDOTTIR, K. *et al.* Evaluation and site selection for carbon storage via shallow CO₂ injection into serpentinite in British Columbia, Canada. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 137, p. 104222, 2024.

STEPHENSON, M. H. *et al.* Geoscience and decarbonization: current status and future directions. **Petroleum Geoscience**, v. 25, n. 4, p. 501-508, 2019.

STOHLER, R. *et al.* Integrated reservoir characterization and modeling of the São Tomé saline aquifer (Brazil): A case study of a CCS Pilot Project. **Available at SSRN 5011677**, 2024.

SUN, L. *et al.* Review on multiscale CO₂ mineralization and geological storage: mechanisms, characterization, modeling, applications and perspectives. **Energy & Fuels**, v. 37, n. 19, p. 14512-14537, 2023.

TOMÉ, M. E. *et al.* Análise estratigráfica do Albiano-Turoniano da Bacia de Pernambuco: considerações sobre a paleogeografia e geração de hidrocarbonetos. **Geosciences= Geociências**, v. 25, n. 1, p. 49-58, 2006.

TUTOLO, B. M. *et al.* Alkalinity Generation Constraints on Basalt Carbonation for Carbon Dioxide Removal at the Gigaton-per-Year Scale. **Environmental Science and Technology**, v. 55, n. 17, p. 11906–11915, 7 set. 2021.

VIGLIO, J.E. *et al.* Not All Glitters In The Black Gold: Uncertainties And Environmental Threats Of The Brazilian Pre-Salt. **Ambiente & Sociedade**, v. 20, p. 21-38, 2017.

VOIGT, M. *et al.* Evaluation and refinement of thermodynamic databases for mineral carbonation. **Energy Procedia**, v. 146, p. 81-91, 2018.

VOIGT, M. *et al.* An experimental study of basalt–seawater–CO₂ interaction at 130° C. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 308, p. 21-41, 2021.

WANG, J. *et al.* Reactivity and dissolution characteristics of naturally altered basalt in CO₂-rich brine: Implications for CO₂ mineralization. **ACS omega**, v. 9, n. 4, p. 4429-4438, 2024.

WHITE, S. K. *et al.* 2020. Quantification of CO₂ mineralization at the Wallula basalt pilot project. **Environmental Science & Technology**, v. 54, n. 22, p. 14609-14616, 2020.

WIEBE, R.; GADDY, V. L. The solubility of carbon dioxide in water at various temperatures from 12 to 40 and at pressures to 500 atmospheres. Critical phenomena. **Journal of the American Chemical Society**, v. 62, n. 4, p. 815-817, 1940.

WOLFF-BOENISCH, Domenik *et al.* Dissolution of basalts and peridotite in seawater, in the presence of ligands, and CO₂: Implications for mineral sequestration of carbon dioxide. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 75, n. 19, p. 5510-5525, 2011.

WU, H. *et al.* Simulation of CO₂ mineral trapping and permeability alteration in fractured basalt: Implications for geologic carbon sequestration in mafic reservoirs. **International Journal of Greenhouse Gas Control**, v. 109, p. 103383, 2021.

XING, T. *et al.* Creep of CarbFix basalt: Influence of rock-fluid interaction. **Solid Earth**, v. 13, n. 1, p. 137–160, 14 jan. 2022.

XING, T. *et al.* Creep of CarbFix basalt: Influence of rock-fluid interaction. **Solid Earth Discussions**, v. 2021, p. 1-32, 2021.

APÊNDICES

APÊNDICE A – CÁLCULO DA SUPERFÍCIE REATIVA E NÚMERO DE MOLS DOS MINERAIS DA AMOSTRA AM BA PO R0 UTILIZADOS COMO PARÂMETRO NO PHREEQC

Porcentagem de mineral na Rocha					Albita
1	100	% da rocha	=	100	g de rocha
	56,2	% do mineral	=	56,2	d do mineral
Cálculo de mol/L para o mineral					Albita
2	1	mol do mineral	=	262,223	g
	0,214321398	mol mineral por L de solução	=	56,20	g
Densidade do mineral					2,625
Albita	Tamanho dos grãos (mm):	0,067	mm =	0,000067	m
1	Área	$4\pi r^2$	=	5,63818E-08	m ²
2	Volume	$4\pi r^2/3$	=	1,25919E-12	m ³
3	1,25919E-12	m ³	=	1	grãos
	0,001	m ³ (1L)	=	794158534,1	grãos
4	1	grão	=	5,63818E-08	m ²
	794158534,08	grãos	=	44,78	m ² /L
	56,20	g do mineral	=	1	L de solução
	2,625	g do mineral	=	1	cm ² do mineral
		g*cm ²	=	g*L	
	21,40952381	cm ² /L	=	0,021409524	m ² /L
	0,021409524	m ² do mineral	=	1	L de solução
	1	m ² do mineral	=	44,78	m ² de área sup
		m ² *m ²	=	m ² *L	
	0,958635394	m ² /L			
7	0,009586354	m ² /L		/100	

Porcentagem de mineral na Rocha					Diopsídio
1	100	% da rocha	=	100	g de rocha
	28	% do mineral	=	28	d do mineral
Cálculo de mol/L para o mineral					Diopsídio
2	1	mol do mineral	=	216,55	g
	0,129300393	mol mineral por L de solução	=	28,00	g
Densidade do mineral					3,3
Diopsídio	Tamanho dos grãos (mm):	0,067	mm =	0,000067	m
1	Área	$4\pi r^2$	=	5,63818E-08	m ²
2	Volume	$4\pi r^2/3$	=	1,25919E-12	m ³
3	1,25919E-12	m ³	=	1	grãos
	0,001	m ³ (1L)	=	794158534,1	grãos
4	1	grão	=	5,63818E-08	m ²
	794158534,08	grãos	=	44,78	m ² /L
	28,00	g do mineral	=	1	L de solução
	3,3	g do mineral	=	1	cm ² do mineral
		g*cm ²	=	g*L	
	8,484848485	cm ² /L	=	0,008484848	m ² /L
	0,008484848	m ² do mineral	=	1	L de solução
	1	m ² do mineral	=	44,78	m ² de área sup
		m ² *m ²	=	m ² *L	
	0,379918589	m ² /L			
7	0,003799186	m ² /L		/100	

Porcentagem de mineral na Rocha					Forsterita
1	100	% da rocha	=	100	g de rocha
	9,8	% do mineral	=	9,8	d do mineral
Cálculo de mol/L para o mineral					Forsterita
2	1	mol do mineral	=	140,69	g
	0,069656692	mol mineral por L de solução	=	9,80	g
Densidade do mineral					4,295
Forsterita	Tamanho dos grãos (mm):	0,067	mm =	0,000067	m
1	Área	$4\pi r^2$	=	5,63818E-08	m ²
2	Volume	$4\pi r^2/3$	=	1,25919E-12	m ³
3	1,25919E-12	m ³	=	1	grãos
	0,001	m ³ (1L)	=	794158534,1	grãos
4	1	grão	=	5,63818E-08	m ²
	794158534,08	grãos	=	44,78	m ² /L
	9,80	g do mineral	=	1	L de solução
	4,295	g do mineral	=	1	cm ² do mineral
		g*cm ²	=	g*L	
	2,281722934	cm ² /L	=	0,002281723	m ² /L
	0,002281723	m ² do mineral	=	1	L de solução
	1	m ² do mineral	=	44,78	m ² de área sup
		m ² *m ²	=	m ² *L	
	0,102166699	m ² /L			
7	0,001021667	m ² /L		/100	

Porcentagem de mineral na Rocha					Faialita
1	100	% da rocha	=	100	g de rocha
	6	% do mineral	=	6	d do mineral
Cálculo de mol/L para o mineral					Faialita
2	1	mol do mineral	=	203,77	g
	0,029444962	mol mineral por L de solução	=	6,00	g
Densidade do mineral					3,245
Faialita	Tamanho dos grãos (mm):	0,067	mm =	0,000067	m
1	Área	$4\pi r^2$	=	5,63818E-08	m ²
2	Volume	$4\pi r^2/3$	=	1,25919E-12	m ³
3	1,25919E-12	m ³	=	1	grãos
	0,001	m ³ (1L)	=	794158534,1	grãos
4	1	grão	=	5,63818E-08	m ²
	794158534,08	grãos	=	44,78	m ² /L
	6,00	g do mineral	=	1	L de solução
	3,245	g do mineral	=	1	cm ² do mineral
		g*cm ²	=	g*L	
	1,848998459	cm ² /L	=	0,001848998	m ² /L
	0,001848998	m ² do mineral	=	1	L de solução
	1	m ² do mineral	=	44,78	m ² de área sup
		m ² *m ²	=	m ² *L	
	0,082790976	m ² /L			
7	0,00082791	m ² /L		/100	

Porcentagem de mineral na Rocha					Calcita
1	100	% da rocha	=	100	g de rocha
	0	% do mineral	=	0	d do mineral
Cálculo de mol/L para o mineral					Calcita
2	1	mol do mineral	=	100,0869	g
	0	mol mineral por L de solução	=	0,00	g
Densidade do mineral					2,71
Calcita	Tamanho dos grãos (mm):	0,067	mm	0,000067	m
1	Área	$4\pi r^2$	=	5,63818E-08	m ²
2	Volume	$4\pi r^3/3$	=	1,25919E-12	m ³
3	1,25919E-12	m ³	=	1	grãos
	0,001	m ³ (1L)	=	794158534,1	grãos
4	1	grão	=	5,63818E-08	m ²
	794158534,08	grãos	=	44,78	m ² /L
5	0,00	g do mineral	=	1	L de solução
	2,71	g do mineral	=	1	cm ³ do mineral
		g*cm ³	=	g*L	
6	0	cm ³ /L	=	0	m ² /L
	0	m ² do mineral	=	1	L de solução
	1	m ² do mineral	=	44,78	m ² de área sup
		m ² m ²	=	m ² /L	
7	0	m ² /L			
	0	m ² /L			/100

Porcentagem de mineral na Rocha					Magnesita
1	100	% da rocha	=	100	g de rocha
	0	% do mineral	=	0	d do mineral
Cálculo de mol/L para o mineral					Magnesita
2	1	mol do mineral	=	84,31	g
	0	mol mineral por L de solução	=	0,00	g
Densidade do mineral					3
Magnesita	Tamanho dos grãos (mm):	0,067	mm	0,000067	m
1	Área	$4\pi r^2$	=	5,63818E-08	m ²
2	Volume	$4\pi r^3/3$	=	1,25919E-12	m ³
3	1,25919E-12	m ³	=	1	grãos
	0,001	m ³ (1L)	=	794158534,1	grãos
4	1	grão	=	5,63818E-08	m ²
	794158534,08	grãos	=	44,78	m ² /L
5	0,00	g do mineral	=	1	L de solução
	3	g do mineral	=	1	cm ³ do mineral
		g*cm ³	=	g*L	
6	0	cm ³ /L	=	0	m ² /L
	0	m ² do mineral	=	1	L de solução
	1	m ² do mineral	=	44,78	m ² de área sup
		m ² m ²	=	m ² /L	
7	0	m ² /L			
	0	m ² /L			/100

APÊNDICE B – CÁLCULO DA SUPERFÍCIE REATIVA E NÚMERO DE MOLS DOS MINERAIS DA AMOSTRA AM TB PO R0 UTILIZADOS COMO PARÂMETRO NO PHREEQC

Porcentagem de mineral na Rocha					Albita
1	100	% da rocha	=	100	g de rocha
	83,5	% do mineral	=	83,5	d do mineral
Cálculo de mol/L para o mineral					Albita
2	1	mol do mineral	=	262,223	g
	0,318431259	mol mineral por L de solução	=	83,50	g
Densidade do mineral					2,625
Albita	Tamanho dos grãos (mm):	0,067	mm	0,000067	m
1	Área	$4\pi r^2$	=	5,63818E-08	m ²
2	Volume	$4\pi r^3/3$	=	1,25919E-12	m ³
3	1,25919E-12	m ³	=	1	grãos
	0,001	m ³ (1L)	=	794158534,1	grãos
4	1	grão	=	5,63818E-08	m ²
	794158534,08	grãos	=	44,78	m ² /L
5	83,50	g do mineral	=	1	L de solução
	2,625	g do mineral	=	1	cm ³ do mineral
		g*cm ³	=	g*L	
6	31,80952381	cm ³ /L	=	0,031809524	m ² /L
	0,031809524	m ² do mineral	=	1	L de solução
	1	m ² do mineral	=	44,78	m ² de área sup
		m ² m ²	=	m ² /L	
7	1,424307036	m ² /L			
	0,01424307	m ² /L			/100

Porcentagem de mineral na Rocha					Sanidina
1	100	% da rocha	=	100	g de rocha
	16,5	% do mineral	=	16,5	d do mineral
Cálculo de mol/L para o mineral					Sanidina
2	1	mol do mineral	=	278,35	g
	0,059277888	mol mineral por L de solução	=	16,50	g
Densidade do mineral					2,59
Sanidina	Tamanho dos grãos (mm):	0,067	mm	0,000067	m
1	Área	$4\pi r^2$	=	5,63818E-08	m ²
2	Volume	$4\pi r^3/3$	=	1,25919E-12	m ³
3	1,25919E-12	m ³	=	1	grãos
	0,001	m ³ (1L)	=	794158534,1	grãos
4	1	grão	=	5,63818E-08	m ²
	794158534,08	grãos	=	44,78	m ² /L
5	16,50	g do mineral	=	1	L de solução
	2,59	g do mineral	=	1	cm ³ do mineral
		g*cm ³	=	g*L	
6	6,370656371	cm ³ /L	=	0,006370656	m ² /L
	0,006370656	m ² do mineral	=	1	L de solução
	1	m ² do mineral	=	44,78	m ² de área sup
		m ² m ²	=	m ² /L	
7	0,28525327	m ² /L			
	0,002852533	m ² /L			/100

Porcentagem de mineral na Rocha				Calcita
1	100	% da rocha	=	100 g de rocha
	0	% do mineral	=	0 g do mineral
Cálculo de mol/L para o mineral				Calcita
2	1	mol do mineral	=	100,0869 g
	0	mol mineral por L de solução	=	0,00 g
Densidade do mineral				2,71

Calcita	Tamanho dos grãos (mm):	0,067	mm	0,000067	m
1	Área	$4\pi r^2$	=	$5,63818E-08$	m^2
2	Volume	$4\pi r^2/3$	=	$1,25919E-12$	m^3
3	$1,25919E-12$ 0,001	m^3 $m^3 (1L)$	=	1 794158534,1	grãos grãos
4	1 794158534,08	grão grãos	=	$5,63818E-08$ 44,78	m^2 m^2/L
5	0,00 2,71	g do mineral g do mineral	=	1 1	L de solução cm^3 do mineral
		$g \cdot cm^3$	=	$g \cdot L$	
	0	cm^3/L	=	0	m^3/L
6	0 1	m^3 do mineral m^3 do mineral	=	1 44,78	L de solução m^2 de área sup
		$m^3 \cdot m^2$	=	$m^3 \cdot L$	
7	0 0	m^2/L m^2/L			/100

Porcentagem de mineral na Rocha				Magnesita
1	100	% da rocha	=	100 g de rocha
	0	% do mineral	=	0 g do mineral
Cálculo de mol/L para o mineral				Magnesita
2	1	mol do mineral	=	84,31 g
	0	mol mineral por L de solução	=	0,00 g
Densidade do mineral				3

Magnesita	Tamanho dos grãos (mm):	0,067	mm	0,000067	m
1	Área	$4\pi r^2$	=	$5,63818E-08$	m^2
2	Volume	$4\pi r^2/3$	=	$1,25919E-12$	m^3
3	$1,25919E-12$ 0,001	m^3 $m^3 (1L)$	=	1 794158534,1	grãos grãos
4	1 794158534,08	grão grãos	=	$5,63818E-08$ 44,78	m^2 m^2/L
5	0,00 3	g do mineral g do mineral	=	1 1	L de solução cm^3 do mineral
		$g \cdot cm^3$	=	$g \cdot L$	
	0	cm^3/L	=	0	m^3/L
6	0 1	m^3 do mineral m^3 do mineral	=	1 44,78	L de solução m^2 de área sup
		$m^3 \cdot m^2$	=	$m^3 \cdot L$	
7	0 0	m^2/L m^2/L			/100