



## **CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DO DEPÓSITO DE FOSFATO SEDIMENTAR DE PRATÁPOLIS, MINAS GERAIS**

**JOÃO ANTÔNIO CASADO DO NASCIMENTO**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia  
do Instituto de Geociências, Universidade  
Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,  
apresentado como requisito necessário para  
obtenção do título de Bacharel em Geologia.

UFRJ  
Rio de Janeiro - RJ  
Junho de 2025

João Antônio Casado do Nascimento

**Caracterização geoquímica do depósito de fosfato sedimentar de Pratápolis, Minas Gerais.** / João Antônio Casado do Nascimento – Rio de Janeiro: UFRJ, Instituto de Geociências, 2025.

XIII, 87 p.: il., 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2025.

Orientador: Claudio Gerheim Porto

1. Geoquímica. 2. Fosfato Sedimentar. 3. Caracterização Geoquímica. 4. Fosfato Neoproterozoico. 5. Elementos Terras-Raras. 6. Depósito de Pratápolis.

JOÃO ANTÔNIO CASADO DO NASCIMENTO

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DO DEPÓSITO DE FOSFATO SEDIMENTAR  
DE PRATÁPOLIS, MINAS GERAIS

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia  
do Instituto de Geociências, Universidade  
Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado  
como requisito necessário para obtenção do  
título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Claudio Gerheim Porto (UFRJ)

Prof. Dr. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto (UFRJ)

Dra. Maisa Bastos Abram (SGB)

Rio de Janeiro  
Junho de 2025

Às mulheres que me inspiraram e me apoiaram durante toda a minha jornada: minha mãe, Fernanda Casado, minha tia, Daniela Casado, e minha avó, Fátima Casado. Com todo o meu amor e gratidão.

## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de agradecer ao Serviço Geológico do Brasil e ao CNPq pelo apoio financeiro fornecido ao Projeto Modelo Metalogenético e Exploratório para Depósitos de Fosfato Sedimentar na Porção Meridional da Borda Oeste da Faixa de Dobramentos Brasília, CNPq/CT-Mineral/CT-Energ N° 27/2022 - PD&I para o Desenvolvimento Integral das Cadeias Produtivas de Minerais Estratégicos, processo 407836/2022-5.

Agradeço também ao professor Cláudio Porto e ao meu amigo Eduardo Sartori, que foram essenciais para o desenvolvimento desta pesquisa, me auxiliando sempre da melhor forma possível. Ao pessoal do Projeto Fosfato Brasil, Maisa Bastos, Marco Advíncula e Silva, Paulo Dias Amorim, Diego Gomes, Davi Carvalho, Winícius e Christophe. Ao pessoal da Morro Verde, em especial meu supervisor João Porcel, além dos ilustres Anderson Visconcini, Luis Clerot, Nayara Evangelista, Noelle Santos, Saulo Queiroz e Wilson Pedroso, todos foram essenciais para o início dessa caminhada acadêmica e profissional.

Agradeço aos diversos amigos que fiz ao longo da graduação, Davi Cardoso, Elson Rian, Gabriel Amon, Gabriel Ferraz, Gisella Rosa, Laura Paes, Leonardo Braga, Luciano Guedes, Marcelo Nery, Pedro van Boekel e Rafaella Fricks, sou muito grato por todos os momentos, aprendizados compartilhados e por toda a amizade que construímos.

Aos meus queridos amigos pessoais que acompanharam a evolução dessa longa jornada, Bruno Santos, Gabriele Ávila, Jorge Douglas, Kevin Daniel, Luãn Martins, Mateus Portugal, Nicolas Reis e Rafaela Moreira.

À minha querida família, sem cuja ajuda a realização deste trabalho seria impossível, Ana Luiza Casado, Daniela Casado, Fátima Casado, Fernanda Casado, José Casado, Tiago Casado, Mara Ramos, Mauricio Gabriel, Josenil Nascimento, Paulo Gomes e Orlando Silva.

## RESUMO

CASADO, João Antônio. **Caracterização Geoquímica Do Depósito De Fosfato Sedimentar De Pratápolis, Minas Gerais**. Ano. 2025, 98 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A agricultura é um dos principais motores econômicos do Brasil, com crescente demanda por fertilizantes NPK. O fósforo, componente essencial desses fertilizantes, é extraído principalmente de minerais do grupo da apatita em depósitos ígneos e sedimentares. Cerca de 80% da produção brasileira de fosfato provém de fontes ígneas, que apresentam teores mais baixos e custos elevados. O depósito de Pratápolis, localizado a sul da nappe de Passos no sudoeste de Minas Gerais, começou a ser explorado em 2016 e conta com reservas de aproximadamente 50 milhões de toneladas de  $P_2O_5$  com teor médio de 9,25%. A análise geoquímica de elementos maiores, traço e terras-raras apontam para uma razão  $P_2O_5/CaO$  de fluorapatita, indicando-a como principal mineral minério. São descritos na mina três litotipos mineralizados principais de acordo com características macroscópicas: alteritos, brechas e metassiltitos. O depósito possui elevado grau de intemperismo, com exceção das rochas carbonáticas, as ocorrências de rochas frescas são raras e restritas a zonas profundas. Apesar do alto grau de alteração secundária, de acordo com a análise dos elementos traços, os metassiltitos apresentam uma geoquímica reliquiar primária, rica em Sr e  $\Sigma REY$ , enquanto os litotipos oriundos de ação secundária, como falhas, percolação de fluidos ou processos supergênicos não refletem uma química reliquiar primária, sendo somente enriquecidos em fosfato. Conclui-se que o enriquecimento do depósito é resultado de um conjunto de processos secundários, como hidrotermalismo e intemperismo, que atuaram sobre a litologia original, a qual já possuía teores consideráveis de  $P_2O_5$ .

**Palavras-chave:** 1. Geoquímica. 2. Fosfato Sedimentar. 3. Caracterização Geoquímica. 4. Fosfato Neoproterozoico. 5. Elementos Terras-Rara. 6. Depósito de Pratápolis.

## ABSTRACT

CASADO, João Antônio. **Geochemical Characterization of the Sedimentary Phosphate Deposit of Pratápolis, Minas Gerais**. Ano. 2025, 98 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Agriculture is one of the main economic drivers of Brazil, with increasing demand for NPK fertilizers. Phosphorus, an essential component of these fertilizers, is primarily extracted from apatite-group minerals in igneous and sedimentary deposits. Approximately 80% of Brazil's phosphate production comes from igneous sources, which have lower grades and higher costs. The Pratápolis Deposit, located south of the Passos Nappe in southwestern Minas Gerais, began being exploited in 2016 and has estimated reserves of approximately 50 million tons of  $P_2O_5$ , with an average grade of 9.25%. Geochemical analysis of major, trace, and rare-earth elements (REE) points to a  $P_2O_5/CaO$  ratio typical of fluorapatite, identifying it as the main ore mineral. Three main mineralized lithotypes are described in the mine based on macroscopic characteristics: alterites, breccias, and metasiltstones. The entire deposit exhibits intense weathering, with fresh rocks being exceptionally rare and restricted to deeper zones—except for carbonate rocks, which remain preserved. Despite the high degree of secondary alteration, trace element analysis reveals that the metasiltstones retain a relict primary geochemistry, rich in Sr and  $\Sigma REY$ . In contrast, lithotypes influenced by secondary processes—such as faulting, fluid percolation, or supergene processes—do not reflect a primary relict chemistry and are only enriched in phosphate. It is concluded that the enrichment of the deposit results from a combination of secondary processes, including hydrothermalism, and weathering, which acted upon the original lithology that already contained considerable  $P_2O_5$  content.

**Key-Words:** 1. Geochemistry. 2. Sedimentary Phosphate. 3. Geochemical Characterization. 4. Neoproterozoic Phosphate. 5. Rare-earth Elements. 6. Pratápolis Deposit.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da área.....	4
Figura 2 – Mapa de trajeto.....	5
Figura 3 – Principais ambientes deposicionais de fosfato sedimentar.....	7
Figura 4 - Comparativo entre depósitos fosfáticos sedimentares Precambrianos e Fanerozóicos.....	8
Figura 5 – Formação de depósitos de fosfato de mar epicontinental.....	9
Figura 6 – Principais processos de acumulação de fósforo.....	10
Figura 7 – Contexto tectônico da Nappe de Passos.....	12
Figura 8 – Correlação das Coluna Estratigráfica do Grupo Bambuí.....	14
Figura 9 – Principais episódios fosfogenéticos.....	16
Figura 10 - Mapa do Cráton de São Francisco com as principais ocorrências e depósitos de fosfato.....	18
Figura 11 – Mapa geológico da mina.....	24
Figura 12 – Metassiltitos.....	25
Figura 13 – Amostras de Brecha monomítica.....	27
Figura 14 – Alterito do furo MV-DDH-100B.....	28
Figura 15 – Amostras de Carbonato.....	29
Figura 16 – Amostras da canaleta 2.....	30
Figura 17 – Boxplots dos elementos maiores e LOI para todas as litologias....	33
Figura 18 – Biplot RQ1-RQ2 com todos os óxidos maiores e LOI.....	34
Figura 19 – Gráfico ternário.....	35
Figura 20 – Boxplot para soma dos elementos terras-rara + ítrio ( $\Sigma$ REY), Sr, U e Th.....	38
Figura 21 – Biplot RQ1-RQ2 com óxidos maiores e elementos traços.....	39



Figura 22 – Gráfico binário entre o $P_2O_5$ (%) e $\Sigma REY$ (ppm) para as brechas + alterito e metassiltitos. ....	40
Figura 23 – Spidergram normalizado para PAAS para as litologias metassiltito e brechas + alterito.....	41
Figura 24 – Log geoquímico do furo MV-DDH-100B. ....	42
Figura 25 – Fotos de amostras oriundas do furo MV-DDH-100B.....	43
Figura 26 – Log litogeoquímico do furo MV-DDH-117. ....	44
Figura 27 – Log litogeoquímico do furo MV-DDH-132. ....	45
Figura 28 – Foto com os intervalos de coleta e sua respectiva geologia atribuída da canaleta 1.....	46
Figura 29 – Log litogeoquímico da canaleta 1. ....	47
Figura 30 – Amostras da canaleta 1. ....	48
Figura 31 – Log geoquímico da canaleta 2. ....	49
Figura 32 – Amostras de Filito e Metassiltito da canaleta 2.....	50
Figura 33 – Log litogeoquímico da canaleta 3. ....	51
Figura 34 – Fotomosaico com litologias atribuídas a canaleta 3. ....	52
Figura 35 – Log litogeoquímico da canaleta 4. ....	53
Figura 36 – Amostras de metassiltito laminado e metassiltito estéril. ....	54
Figura 37 – Fotomosaico com litologias da C7. ....	54
Figura 38 – Log litogeoquímico da canaleta 7. ....	55
Figura 39 – Amostras da canaleta 7. ....	56
Figura 40 – Alteração hidrotermal do calcário, mostrando o enriquecimento de $P_2O_5$ . ....	58
Figura 41 – Diagrama spider normalizado para PAAS mostrando a distribuição dos elementos terras-raras dos Alteritos + Brechas e Metassiltitos.....	62
Figura 42 – Gráfico de análise da anomalia de $Ce/Ce^*$ .....	64

Figura 43 – Diagrama XY com valores $\Sigma$ REY e Y/Ho.....	65
Figura 44 – Biplot com atribuição de diferentes assinaturas para os filitos e metassiltitos estéreis .....	66
Figura 45 – A: Unidades verticais no PIT Manuela, no depósito de Pratápolis; B: Deformação horizontal na lavra Coité, no depósito de Campos Belos.....	68
Figura 46 – A: Amostra de metassiltito laminado do depósito de Pratápolis; B: Amostra de Siltito microbial do depósito de Campos Belos (Retirado de Carvalho, 2015) .....	69
Figura 47 – A: Amostra de brecha monomítica do pit Ategina Sul no depósito de Pratápolis; B: Amostra de brecha intraformacional monomítica (Retirado de Carvalho, 2015). .....	70
Figura 48 – Boxplots de $P_2O_5$ , Sr, Th, U e $\Sigma$ REY com as litologias do depósito de Pratápolis e as amostras de Campos Belos.....	71
Figura 49 – Biplot com elementos maiores e traços, seta vermelha aponta para o trend de enriquecimento dos metassiltitos, seta azul aponta para o trend de enriquecimento das amostras do depósito de Campos Belos.....	72
Figura 50 – Spidergram normalizado para PAAS com as amostras de Alterito + Brechas, Metassiltitos e amostras de Campos Belos.....	73
Figura 51 - Mapa Geológico na escala 1:100.000 entre as cidades de Coromandel e Lagamar.....	74
Figura 52 – Biplot para elementos maiores com as amostras do depósito de Pratápolis em comparação com os depósitos de Rocinha e Coromandel. ....	77
Figura 53 – Gráfico ternário $P_2O_5 - CaO - Al_2O_3 + Fe_2O_3 + SiO_2$ comparando as amostras do depósito de Pratápolis, Coromandel e Rocinha.....	77

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Sumário estatístico geral para todos os elementos maiores.....	31
Tabela 2 – Matriz de correlação para os elementos maiores para todas as 246 amostras de canaletas e furos. ....	32
Tabela 3 – Sumário estatístico para as análises de elementos traços. ....	36
Tabela 4 – Matriz de correlação para os elementos maiores e alguns elementos traço para as amostras de A: Metassiltitos e B: Alteritos + Brechas. ....	37
Tabela 5 – Principais substituições que ocorrem na estrutura da francolita. ....	60

## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS .....	iv
LISTA DE FIGURAS .....	vii
LISTA DE TABELAS .....	vii
SUMÁRIO .....	xi
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 OBJETIVOS .....	2
1.2 HISTÓRICO DA EXPLORAÇÃO.....	3
1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO .....	3
2 FOSFOGÊNESE.....	6
3 GEOLOGIA REGIONAL.....	11
4 OUTRAS MINERALIZAÇÕES DE FOSFATO NA BORDA OESTE DO CRATON DO SÃO FRANCISCO.....	16
5 METODOLOGIA.....	20
5.1 AMOSTRAGEM E DESCRIÇÃO DE AMOSTRAS .....	20
5.2 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS E ANÁLISE GEOQUÍMICA .....	20
5.3 TRATAMENTO DOS DADOS .....	21
6 RESULTADOS .....	23
6.1 LITOLOGIAS .....	24
6.1.1 Metassiltitos.....	24
6.1.2 Brechas .....	25

6.1.3 Alterito .....	27
6.1.4 Calcário .....	28
6.1.5 Filito.....	29
<b>6.2 GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES.....</b>	<b>30</b>
<b>6.3 ELEMENTOS TRAÇO .....</b>	<b>35</b>
<b>6.4 ELEMENTOS TERRAS-RARAS .....</b>	<b>39</b>
<b>6.5 GEOQUÍMICA DOS FUROS .....</b>	<b>41</b>
6.5.1 MV-DDH-100B .....	41
6.5.2 MV-DDH-117 .....	44
6.5.3 MV-DDH-132.....	45
<b>6.6 GEOQUÍMICA DAS CANALETAS.....</b>	<b>45</b>
6.6.1 Canaleta 1 .....	45
6.6.2 Canaleta 2 .....	48
6.6.3 Canaleta 3 .....	50
6.6.4 Canaleta 4 .....	52
6.6.5 Canaleta 7 .....	54
<b>7 DISCUSSÃO.....</b>	<b>57</b>
<b>7.1 MINERALIZAÇÃO DE FOSFATO.....</b>	<b>57</b>
<b>7.2 ALTERAÇÃO GEOQUÍMICA.....</b>	<b>59</b>
<b>7.3 TERRAS-RARAS .....</b>	<b>61</b>
<b>7.4 FILITOS E CALCÁREOS .....</b>	<b>65</b>
<b>8 COMPARAÇÕES COM OUTROS DEPÓSITOS.....</b>	<b>67</b>

<b>8.1 Campos Belos .....</b>	<b>67</b>
<b>8.2 Coromandel – Rocinha – Lagamar .....</b>	<b>73</b>
<b>9 CONCLUSÃO .....</b>	<b>78</b>
<b>10 REFERÊNCIAS .....</b>	<b>81</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A agricultura é um dos principais motores econômicos do Brasil. Com o crescimento populacional acelerado nas últimas décadas, houve um aumento significativo na demanda por alimentos e, conseqüentemente, por fertilizantes agrícolas. O fósforo (P) é um elemento essencial para a produção de fertilizantes NPK, compostos por nitrogênio (N), fósforo (P) e potássio (K). Esses nutrientes são fundamentais para o desenvolvimento das plantas, garantindo produtividade e qualidade nas lavouras. No entanto, o Brasil importa quase 80 % do N, P e K utilizados para produzir fertilizantes (PNF, 2022), o que o torna vulnerável a flutuações de preços e instabilidades no mercado internacional. Diante desse cenário, a exploração de depósitos nacionais de potássio e fosfato torna-se estratégica para reduzir essa dependência e fortalecer o abastecimento do país com esses insumos.

Para o caso do fósforo, objeto deste trabalho, ele é extraído principalmente em minerais do grupo da apatita, presentes em depósitos ígneos e sedimentares. De acordo com o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), os recursos globais de fosfato são estimados em aproximadamente 300 bilhões de toneladas, das quais 95% correspondem a depósitos sedimentares e apenas 5% a depósitos ígneos (Pufahl & Groat, 2017; Abram et al., 2011).

No Brasil, atualmente, os recursos medidos + indicados) são da ordem de 5,2 bilhões de t, correspondendo a 460 Mt de  $P_2O_5$  contido.), com uma reserva lavrável é de 2,9 bilhões de t (com teor médio em torno de 10%), compreendendo 317 milhões de t de  $P_2O_5$  contido (PNF, 2022).

A produção de fosfato no Brasil é proveniente de aproximadamente 80% de fosfato de origem ígnea. Esses depósitos, em sua maioria, apresentam baixos teores de  $P_2O_5$  e custos de extração mais elevados em comparação com depósitos sedimentares. Esse cenário reflete diretamente no preço médio do fosfato no país, que chega a ser 69,7% superior ao valor praticado no mercado internacional (Souza & Fonseca, 2009).

O depósito de Pratápolis é uma descoberta recente dos anos 2000 e vêm sendo explorado desde o ano de 2016 pela Mineração Morro Verde. Desde sua descoberta o depósito nunca foi alvo de estudos científicos a respeito de sua gênese, geoquímica, estrutural ou petrologia, tornando-se uma incógnita no meio dos depósitos de fosfato sedimentar atualmente, que são pouco explorados no Brasil em comparação aos depósitos ígneos.

### **1.1 OBJETIVOS**

O presente trabalho tem como objetivo identificar e caracterizar geoquimicamente os diferentes litotipos presentes na jazida de fosfato sedimentar de Pratápolis. Esta caracterização será baseada em observações macroscópicas de campo e na geoquímica de rocha total para elementos maiores, elementos traço incluindo os elementos terras-raras.

Até o momento, não há publicações científicas sobre a jazida de Pratápolis, que representa uma recém-descoberta importante no cenário dos depósitos de fosfato sedimentar nacionais. Desse modo, este estudo, de caráter essencialmente geoquímico, busca disponibilizar informações essenciais para o entendimento da mineralização.

Pretende-se, dessa forma, contribuir para o alcance dos objetivos do Projeto Fosfato Brasil, atualmente em andamento sob a liderança do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e para a Mineração Morro Verde, agregando conhecimentos estratégicos sobre o depósito de Pratápolis. Entre os principais objetivos do Projeto Fosfato Brasil estão a avaliação das reservas de fosfato, o estudo litológico e geoquímico detalhado do depósito de Pratápolis, além de interpretações sobre sua formação e possivelmente, processos de alteração, visando compreender sua gênese.

Para a Mineração Morro Verde, esse trabalho é de grande importância, pois aprofunda o conhecimento litológico e geoquímico do depósito, além de identificar os principais litotipos associados à mineralização fosfática. Esses avanços também permitem uma base técnica mais sólida para futuras etapas de pesquisa e exploração. Além de gerar informações que podem ser úteis na busca por novos alvos



exploratórios ou mesmo para outras empresas interessadas em buscar novas oportunidades minerais para suprir a crescente demanda do Brasil para fertilizantes.

## **1.2 HISTÓRICO DA EXPLORAÇÃO**

Um dos primeiros registros de ocorrência de fosfato na região de Pratápolis são do início dos anos 2000, quando Fernandes (2002), durante o estudo das ocorrências de formações ferríferas na região, descreveu também sílexitos fosfáticos e metafosforitos na região.

No ano de 2011, o Grupo Frontera, socio controlador da Morro Verde foi fundado e cerca de dois anos depois, em 2013, a jazida de fosfato sedimentar foi descoberta pelo grupo, sendo realizada a primeira campanha de sondagem. A Mineração Morro Verde foi então devidamente incorporada ao Grupo Frontera no ano de 2014 e cerca de dois anos depois, em 2016, deu-se o início da produção e comercialização de fertilizantes fosfatados para grupos sucroalcooleiros e produtores rurais da região. A produção no ano de 2021 foi de cerca de 329,3 mil toneladas de minério, com um total acumulado de 1182,5 mil de toneladas de minério desde 2016. As reservas minerais globais da mina no ano de 2021 foram estimadas em 50 milhões de toneladas com um teor médio 9,25% de  $P_2O_5$ .

## **1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO**

A área de estudo está localizada ao extremo oeste de Minas Gerais, ao sul do município de Pratápolis. A mineração Morro Verde Ltda está localizada na folha topográfica São Sebastião do Paraíso (SF-23-V-A-VI-3). As principais vias de acesso na região da mina são a Rodovia AMG-2420, MG-344 e a MG-050 (Figura 1).

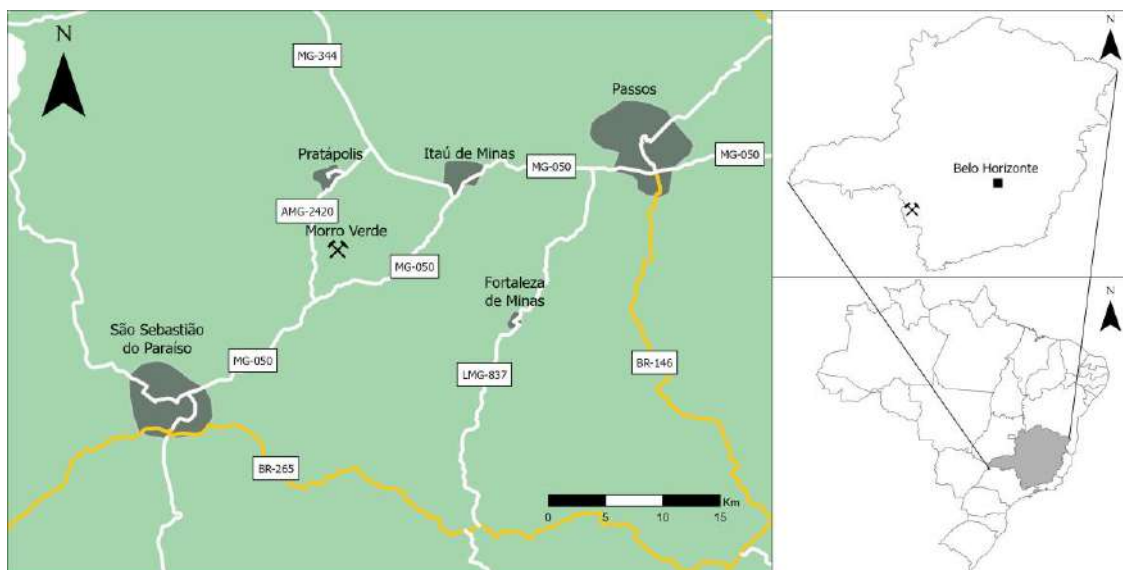


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo na Mineração Morro Verde.

O acesso à área de estudo a partir do Rio de Janeiro é feito inicialmente pela BR-116 (Rodovia Presidente Dutra) até São Paulo. A partir de São José dos Campos, segue-se pela Rodovia Dom Pedro I (SP-065) até o município de Campinas, onde se acessa a SP-340 (Rodovia Governador Doutor Adhemar Pereira de Barros). Após cruzar a divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, a rodovia passa a ser denominada MG-449 e, cerca de 15 km adiante, converte-se na BR-491. A partir daí, continua-se pela BR-491 até o município de São Sebastião do Paraíso, onde ela se encontra com a MG-050. Por fim, acessa-se a AMG-2420 para chegar à mineração Morro Verde LTDA (Figura 2).

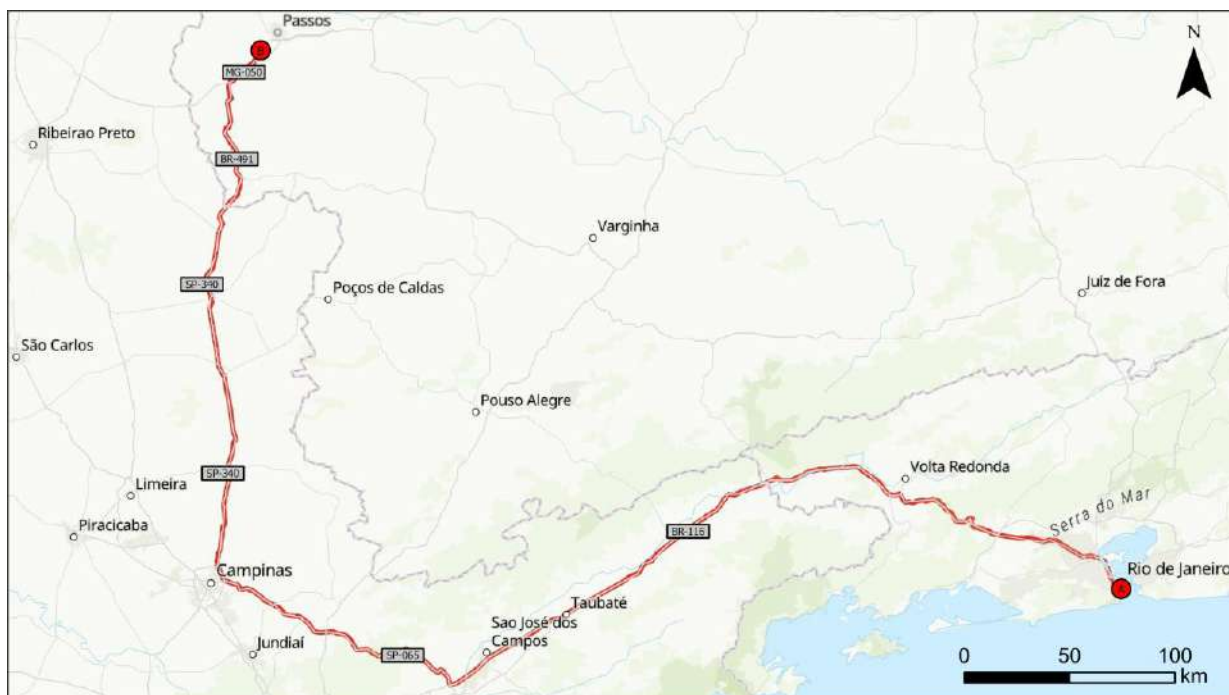


Figura 2 – Mapa de trajeto utilizado para acessar a área estudada, partindo-se do Rio de Janeiro, RJ (Ponto A) com o destino na Mineração Morro Verde (Ponto B), localizada no município de Pratápolis – MG

## 2 FOSFOGÊNESE

O termo fosfogênese abrange todos os processos desde a precipitação e diagênese das acumulações fosfáticas no fundo marinho, incluindo os processos sedimentares subsequentes, como remoção, retrabalhamento e transporte dos sedimentos fosfáticos, que resultam na formação de material pristino ou granular (Trappe, 2005). O material fosfático pristino é aquele que não sofreu nenhum retrabalhamento e consiste em lâminas fosfáticas, nódulos ou pelóides *in situ* dentro dos sedimentos ricos em material bioderivado. Já o fosforito granular resulta do retrabalhamento de fácies pristinas podendo formar grandes acumulações estratificadas de sedimentos amalgamados em ambientes de plataforma intermediária (Pufahl, 2010).

Os sistemas deposicionais onde o fosfato é gerado são subdivididos com base na natureza de seus ambientes sedimentares de formação (Figura 3). A “fábrica de fosfato” produz francolita em sedimentos marinhos e sua precipitação é controlada por fatores que incluem baixa taxa de sedimentação clástica, águas marinhas óxicas a subóxicas, acumulação de matéria orgânica e, principalmente, atuação de bactérias sulfo-oxidantes. Esse conjunto de processos satura os poros dos sedimentos e conduzem à precipitação da francolita logo abaixo do assoalho marinho, entre 5 e 20 cm da transição sedimento-água (Pufahl & Groat, 2017). Esses processos produzem grãos sinsedimentares de francolita do tamanho de areia, conhecidos como pelóides ou nódulos maiores em escala centimétrica no sedimento, que sob condições adequadas podem fosfatizar foraminíferos, bivalves, braquiópodes e até mesmo tecidos moles (Pufahl, 2010).

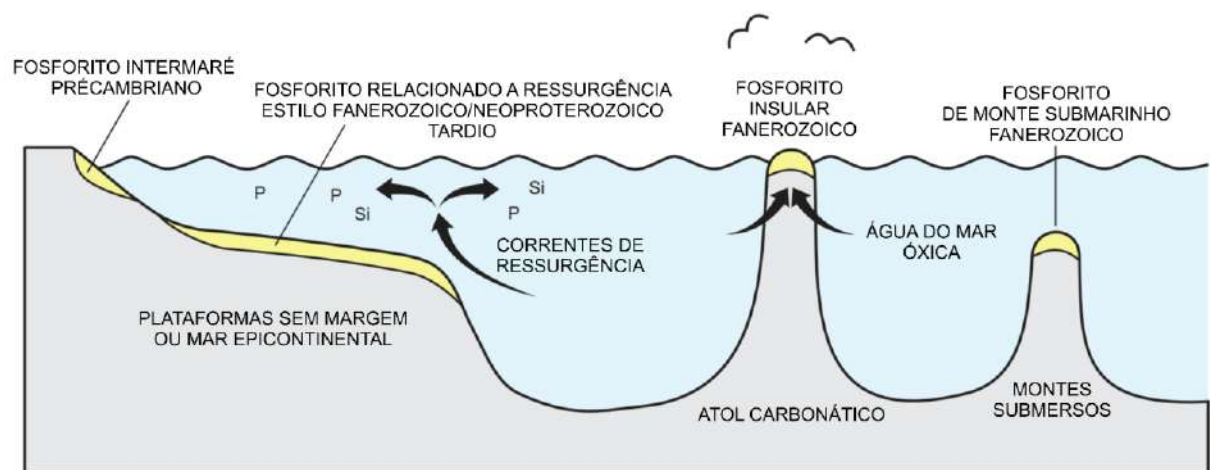


Figura 3 – Principais ambientes deposicionais de fosfato sedimentar (Modificado de Pufahl & Groat, 2017).

A formação de depósitos de fosfato pré-cambrianos é restrita a ambiente sedimentar costeiro de intermaré seguindo a mais restrita profundidade da zona de oxidação dos oceanos. Estes depósitos formam corpos de minério estratiformes finos paralelos à antiga linha de costa, sendo em geral de baixo teor e não possuem equivalentes fanerozóicos. São produzidos por processos fosfogênicos microbianos e abióticos em planícies de maré (Pufahl & Groat, 2017). Depósitos maiores e com mais alto teor de P são em geral relacionados a zonas de ressurgência ricas em P e começaram a se acumular desde o final do neoproterozoico continuando ao longo do fanerozóico, abrangendo uma área mais extensa da plataforma seguindo a maior profundidade da oxidação dos oceanos (Figura 4).

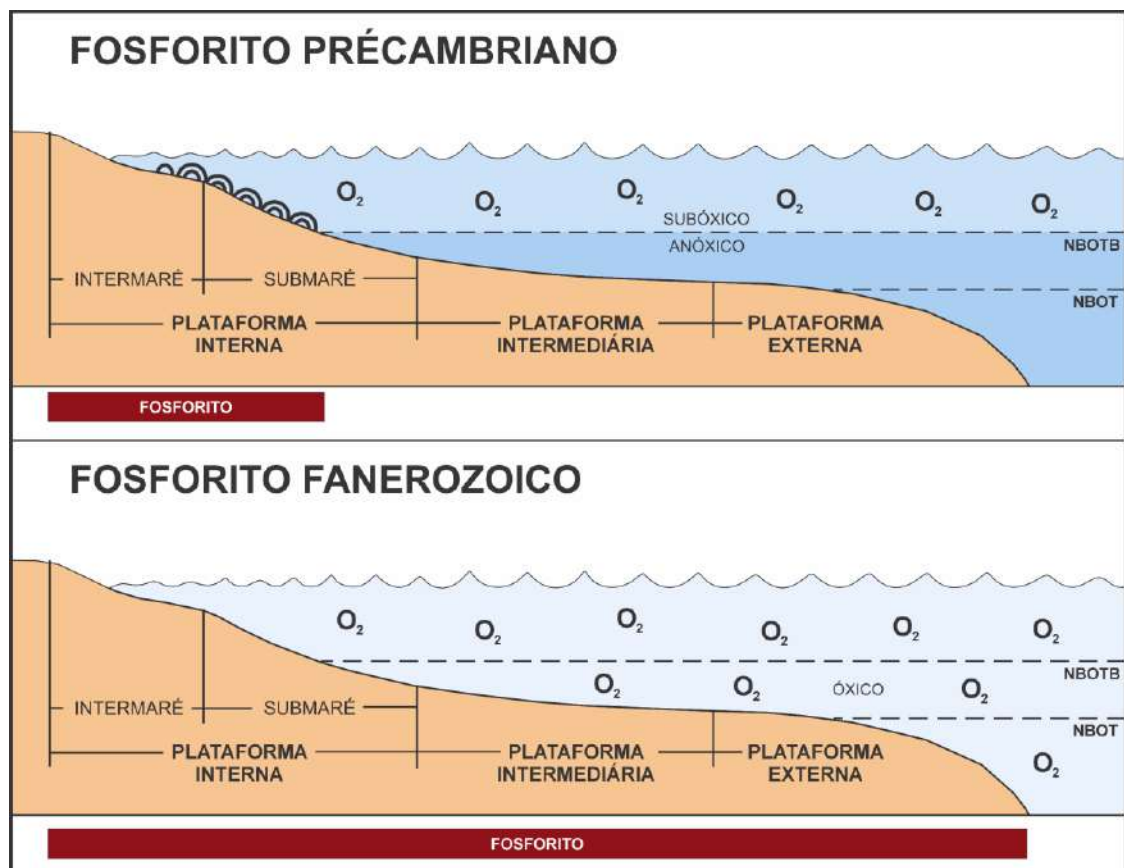


Figura 4 - Comparativo entre depósitos fosfáticos sedimentares Precambrianos e Fanerozóicos (modificado de Pufahl & Hiatt (2012). NBOTB = Nível base de ondas de tempo bom; NBOT = Nível base de ondas de tempestade.

Depósitos de fosfato sedimentar também ocorrem em mares epicontinentais interiores e rasos com sistemas de correntes marinhas capazes de transportar o fosfato dissolvido na água para longe da área de ressurgência ativa, levando a precipitação de francolita em toda a extensão da plataforma, gerando depósitos de alta tonagem e alto teor de  $P_2O_5$  (Pufahl & Groat, 2017).

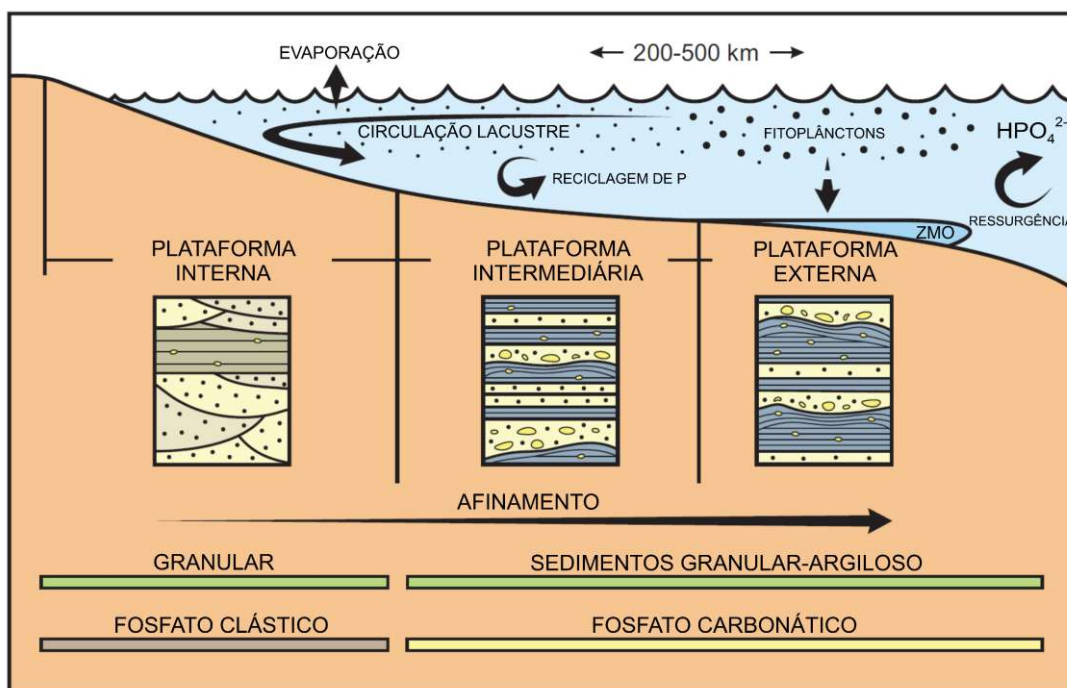


Figura 5 – Formação de depósitos de fosfato de mar epicontinental. ZMO: Zona Mínima de Oxigênio (Modificado de Pufahl & Groat, 2017).

Assim como no fosfato de margem continental, a fosfogênese em mar epicontinental foi estimulada pelo acúmulo de matéria orgânica relacionada à ressurgência durante o aumento relativo do nível do mar. As litofácies são granulares porque se acumularam em ambientes de águas relativamente rasas acima do base de ondas de tempestade. Os depósitos próximos à costa consistem em granulometrias estratificadas cruzadas. Sedimentos amalgamados são intercalados com fosfato pristino em ambientes de plataforma intermediária. Os sedimentos hemipelágicos laminados são intercalados com tempestitos fosfáticos finos e granulares na plataforma distal.

O fundo do mar rico em matéria orgânica abaixo das correntes de ressurgência costeira é a fábrica de fosfato sedimentar. O fosfato puro produzido neste ambiente é geralmente não bioturbado devido à falta de oxigênio no fundo do mar. O oxigênio é rapidamente esgotado na água do fundo marinho por micróbios que degradam a matéria orgânica acumulada, resultando em uma zona de oxigênio mínimo (Figura 5). A fosfogênese neste ambiente ocorre quando a água dos poros fica supersaturada com ortofosfato ( $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ,  $\text{HPO}_4^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ). O fosfato é produzido quando a matéria

orgânica é degradada por meio de uma sequência de reações de oxirredução mediadas por micróbios, essas reações incluem respiração óxica, desnitrificação, redução de óxido de metais, redução de sulfato e metanogênese. Ao contrário de outros processos autigênicos que ocorrem em sedimentos ricos em orgânicos, a fosfogênese não é uma reação controlada por oxirredução, mas é regulada apenas pela concentração de fosfato na água dos poros. a oxirredução regula apenas a degradação da matéria orgânica para liberar o fosfato (Pufahl, 2010; Pufahl & Groat, 2017).

Em áreas não associadas com ressurgência a concentração de fosfato pode ser explicada pelo bombeamento de Fe-redox através de um fundo marinho subóxico. Após sua deposição associado aos Fe-(óxido/hidróxido), o fosfato é liberado para a água dos poros quando o Fe-(óxido/hidróxido) se dissolve abaixo do limite Fe-redox (Heggie et al., 1990). A transformação autigênica de ferrihidrita primária também é capaz de introduzir fosfato na água dos poros, na medida em que a ferrihidrita, que carrega fosfato adsorvido, transforma-se, em goethita ( $\text{FeO}(\text{OH})$ ), liberando o fosfato (Poulton e CanCampo, 2006).

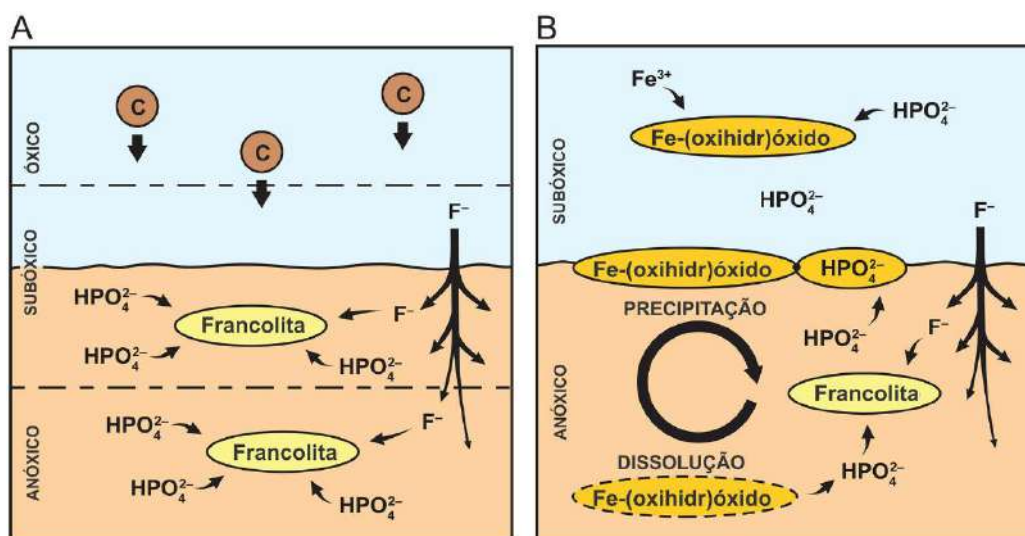


Figura 6 – Principais processos de acumulação de fósforo no pacote sedimentar para formação de depósitos econômicos de fosfato sedimentar. A) Ambientes de ressurgência, com intenso aporte de matéria orgânica para o assoalho. B) Ausência de ressurgência e concentração de fósforo por bombeamento químico de Fe. Modificado de Pufahl (2010).



### 3 GEOLOGIA REGIONAL

O depósito de fosfato sedimentar de Pratápolis está localizado a sudoeste da Faixa de Dobramentos Brasília, um orógeno colisional neoproterozoico desenvolvido pela convergência das paleoplacas do São Francisco e do Paranapanema, durante o Ciclo Brasileiro-Pan-Africano (Hartung et al., 2020). Esta porção do Orógeno Brasília Sul é caracterizado por um sistema complexo de nappes, que apresentam vergência para o Cráton do São Francisco (Simões, 1995).

O depósito se encontra no contexto da Nappe de Passos (Figura 7). A Nappe é uma unidade importante pertencente ao Domínio Interno do Orógeno Brasília Meridional. A Nappe possui cerca de 4.560 m de espessura e é composta por três domínios tectônicos, seu embasamento é formado pelos complexos Campos Gerais e Campo Belo. O domínio inferior é constituído por uma cobertura metassedimentar pelito-carbonática denominada Grupo Bambuí. O domínio intermediário é composto de metassedimentos psamo-pelíticos, correlacionáveis ao Grupo Canastra, podendo também apresentar unidades do Grupo Bambuí e do embasamento. O domínio superior da Nappe é composto principalmente por uma sequência metassedimentar psamo-pelítica, atribuída ao Grupo Araxá, com a presença de magmatismo básico (Simões & Girardi, 1996).

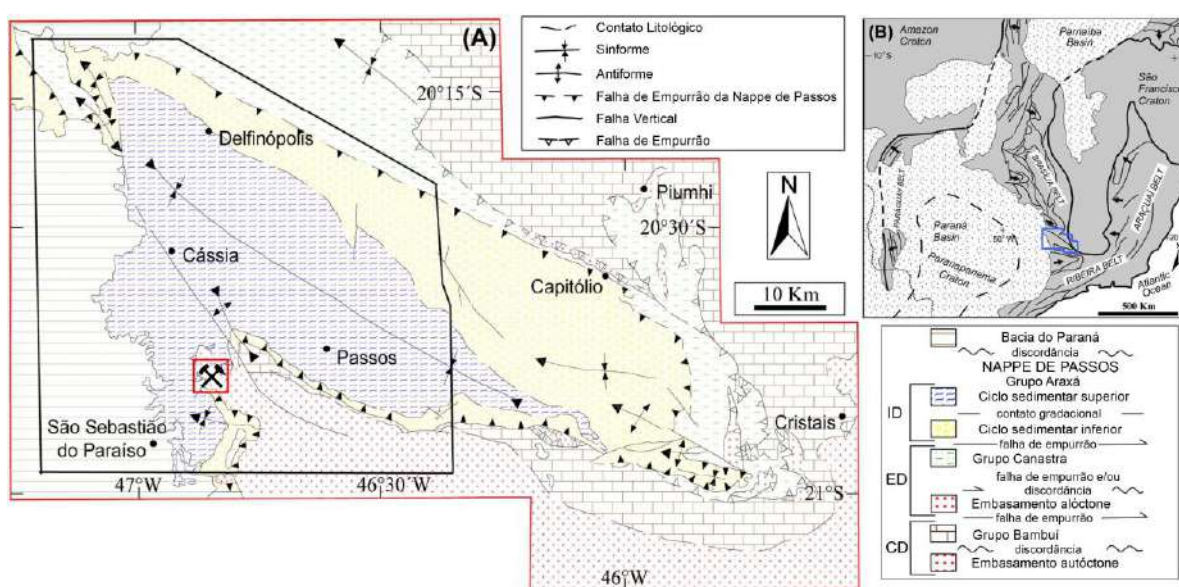


Figura 7 – Contexto tectônico da Nappe de Passos. (A) Principais compartimentos tectônicos do Orógeno Brasília na região de Passos (Simões, 1995). ID, ED e CD são os Domínios Interno, Externo e Cratônico, respectivamente. (B) Os elementos tectônicos do Brasil central (Valeriano et al., 2008) mostrando o Orógeno Brasília, os crátons adjacentes (Modificado de Hartung et al. 2020).

O embasamento autóctone da Nappe de Passos é composto por dois complexos ígneo-metamórficos, o Complexo Campos Gerais e o Complexo Campo Belo. Essas unidades podem ser encontradas a sudoeste da nappe.

O complexo Campos Gerais é um cinturão de segmentos crustais arqueano-paleoproterozoicos (2,81–2,95 Ga) com orientação NW-SE, localizado entre os sistemas de nappes de Passos e Andrelândia. Este complexo é composto por ortognaisses migmatizados, metatonalitos, metagranitoides, rochas metamáficas-ultramáficas e sequências supracrustais, altamente afetadas por sistemas de falhas sinistrais que amalgamaram vários blocos tectônicos (Valeriano et al., 2006; Pinheiro et al., 2021; Hartung *et al.*, 2020).

O Complexo Campo Belo é um complexo metamórfico constituído principalmente por rochas graníticas-gnáissicas com intercalações de rochas anfibolíticas e metaultramáficas, além de gabronoritos e gabros intrusivos ao longo de toda a sequência. Uma idade U-Pb de 3,05 Ga foi interpretada como relacionada a um episódio principal de acreção (Fernandes & Carneiro, 2000; Teixeira et al., 1998).

O Grupo Bambuí é uma extensa sucessão de rochas sedimentares químicas e siliciclásticas neoproterozoicas tardias (635-550 Ma; DaSilva et al., 2022) bem preservadas, com cerca de 2.000 m de espessura, que se acumularam na Bacia do São Francisco. O grupo possui um registro bem preservado de eventos críticos da Terra, como: a Glaciação Marinoana; mudanças no ciclo biogeoquímico dos elementos nutrientes Fe e P; variações no nível de oxirredução do oceano, possivelmente relacionadas ao suposto Evento de Oxigenação Neoproterozoico (NOE) e à formação do Gondwana, além do registro da orogenia neoproterozoica Brasileiro-Pan-Africana (Heilbron et al., 2017; Reis et al., 2017; DaSilva et al., 2022). O Grupo Bambuí é composto por seis principais formações: Formação Jequitai (siliciclástica, glacial); Formação Sete Lagoas (plataforma carbonática, marinha),

Formação Serra de Santa Helena (siliciclástica/carbonática, marinha rasa), Formação Lagoa do Jacaré (carbonática, marinha), Formação Serra da Saudade (siliciclástica, marinha) e Formação Três Marias (siliciclástica, continental a marinha) (Dardenne, 1978; Sial et al., 2009; Uhlein et al., 2019). DaSilva et al. (2022) propõe para o Grupo Bambuí 6 sequências deposicionais completas em contraposição aos megaciclos transgressivos-regressivos definidos em trabalhos anteriores. Essas seis sequências definidas por DaSilva et al., (2022) incluem: sedimentos glaciais e um carbonato de capa associados à Glaciação Marinoana (Sequência 1); fosforitos peritidais formados em uma rampa de mar epicontinental dominada por carbonatos (Sequência 2); recifes estromatolíticos e rudstones (Sequência 3); siltitos orgânicos ricos em matéria orgânica, de ambiente submaré profundo e derivados de loesses (Sequência 4); carbonatos de águas rasas associados à Glaciação Gaskier (Sequência 5); a sequência 6 marca a transição de um mar epicontinental para uma bacia de antepaís. O Grupo Bambuí na área de estudo se dispõe em lascas entre o embasamento e a parte sudoeste da Nappe de Passos (Simões, 1995).

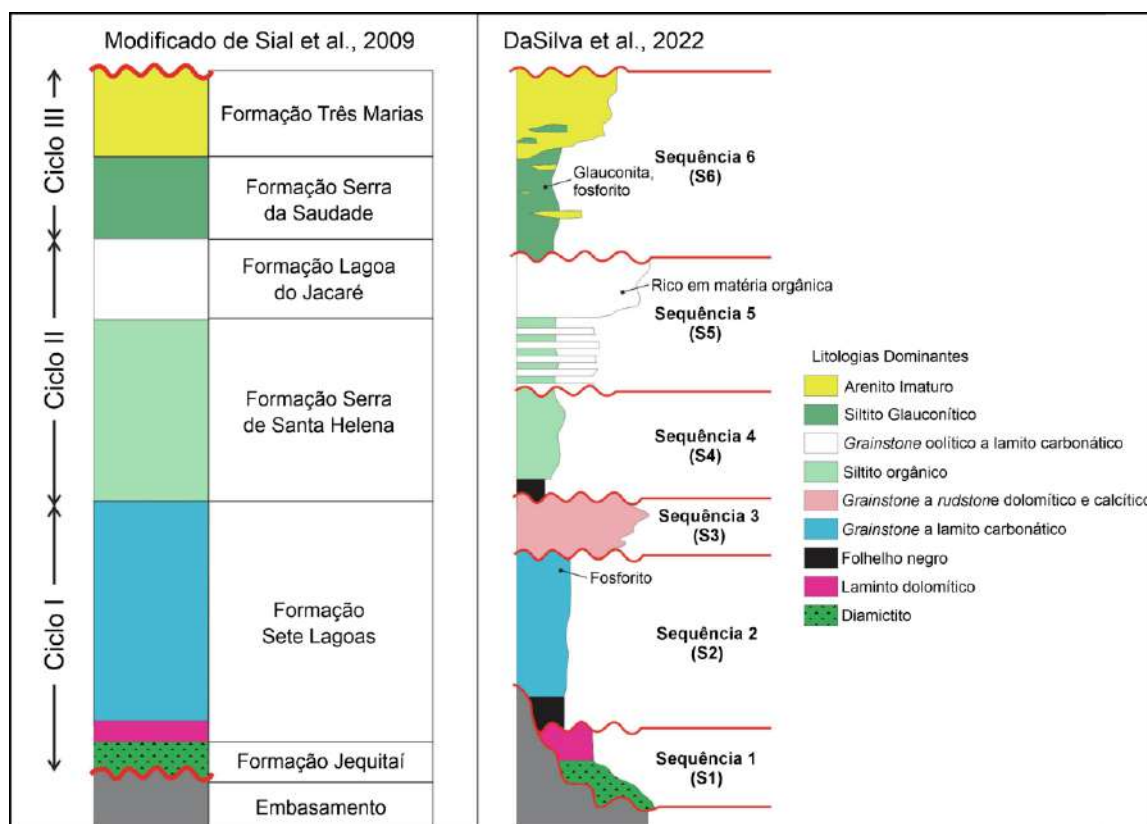


Figura 8 – Correlação das Coluna Estratigráfica do Grupo Bambuí, mostrando as sequências deposicionais definidas por DaSilva et al., (2022) e Sial et al., (2007) (Modificado de DaSilva et al., 2022).

O Grupo Canastra compreende uma associação litológica de plataforma de metassedimentos psamíticos e pelíticos com lentes de carbonato subordinadas e de idade mínima de deposição de 900 Ma (Silva et al., 2020; Simões et al., 2022). Na região de Paracatu-Coromandel, a sucessão estratigráfica do Grupo Canastra foi dividida nas formações Serra do Landim (filitos/carbonatos), Formação Paracatu (Quartzitos/Filitos Carbonáticos) e Chapada dos Pilões (Turbiditos e Filitos/Quartzitos) (Freitas-Silva & Dardenne, 1994; Carvalho et al., 2019; Silva et al., 2020). Na área de estudo o Grupo Canastra ocorre em quartzitos e quartzitos micáceos de baixo grau metamórfico com marcas de onda e estratificações cruzadas (Simões, 1995).

O Grupo Araxá é constituído principalmente por metassedimentos pelíticos e metassedimentos psamo-pelíticos, como por exemplo, granada-muscovita-biotita-xisto, granada-biotita-xisto, granada-muscovita-biotita-quartzo-xisto e granada-biotita-quartzo-xisto, normalmente ricos em veios e/ou lentes de quartzo (Hartung, 2020; Seer, 1999). Na Nappe de Passos, duas sequências metassedimentares principais são reconhecidas: a unidade inferior é interpretada como uma sequência sedimentar clástica caracterizada por metacalcários, quartzitos e xistos; a unidade superior, como um pacote metassedimentar psamítico imaturo, apresentando litologias com xistos e gnaisses. As duas unidades apresentam ocorrências subordinadas de rochas metabásicas (Simões, 1995; Valeriano, 1992).



#### 4 OUTRAS MINERALIZAÇÕES DE FOSFATO NA BORDA OESTE DO CRATON DO SÃO FRANCISCO

As principais idades metalogenéticas para fosfato sedimentar ao redor do mundo são Neoproterozoico, Permiano, Cretáceo, Eoceno e Neógeno (Pufahl & Groat, 2017) (Figura 9). No Brasil os principais depósitos de fosfato sedimentar são os de Rocinha, Lagamar, Coromandel, Campos Belos-Araias e Irecê. Todos de idade neoproterozoica (Abram et al., 2011; Abram et al., 2016).

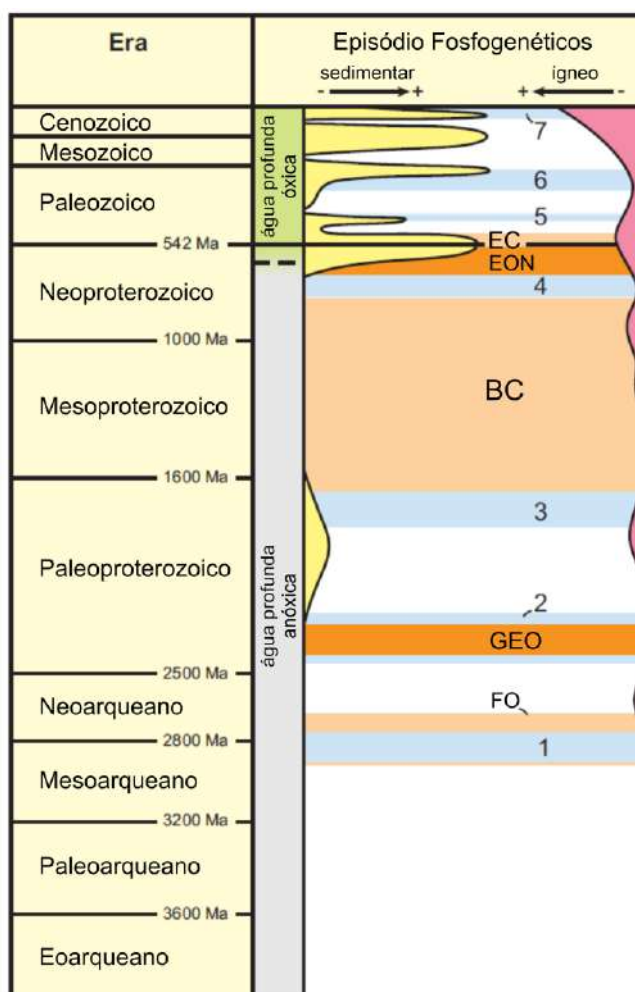


Figura 9 – Principais episódios fosfogenéticos ao redor do mundo. BC = Bilhão Chato, EC = Explosão Cambriana, GEO = Grande Evento de Oxigenação, EON = Evento de Oxigenação Neoproterozoico, FO = Surgimento da Fotossíntese Oxigenada; Glaciações: 1 = Mesoarqueana, 2 = Huroniana, 3 = Paleoproterozoica, 4 = Neoproterozoica “Bola de Neve,” 5 = Ordovicianiana, 6 = Permiana, 7 = Neogena.

Depósitos Ígneos são também mostrados para comparação (Modificado de Pufahl & Groat, 2017).

Os principais depósitos de fosfato neoproterozóicos nos estados de Minas Gerais e Goiás ocorrem nas rochas metassedimentares localizadas na Faixa de Dobramentos Brasília, possuindo um controle estrutural e estratigráfico, hospedados no grupo Bambuí (Araujo et al., 1992; Abram et al., 2016; Teles & Campos, 2023) (Figura 10). O Grupo Bambui contém abundantes depósitos sin-sedimentares sensíveis às condições de oxirredução que incluem fosfato sedimentar (Hartung *et al.*, 2020).

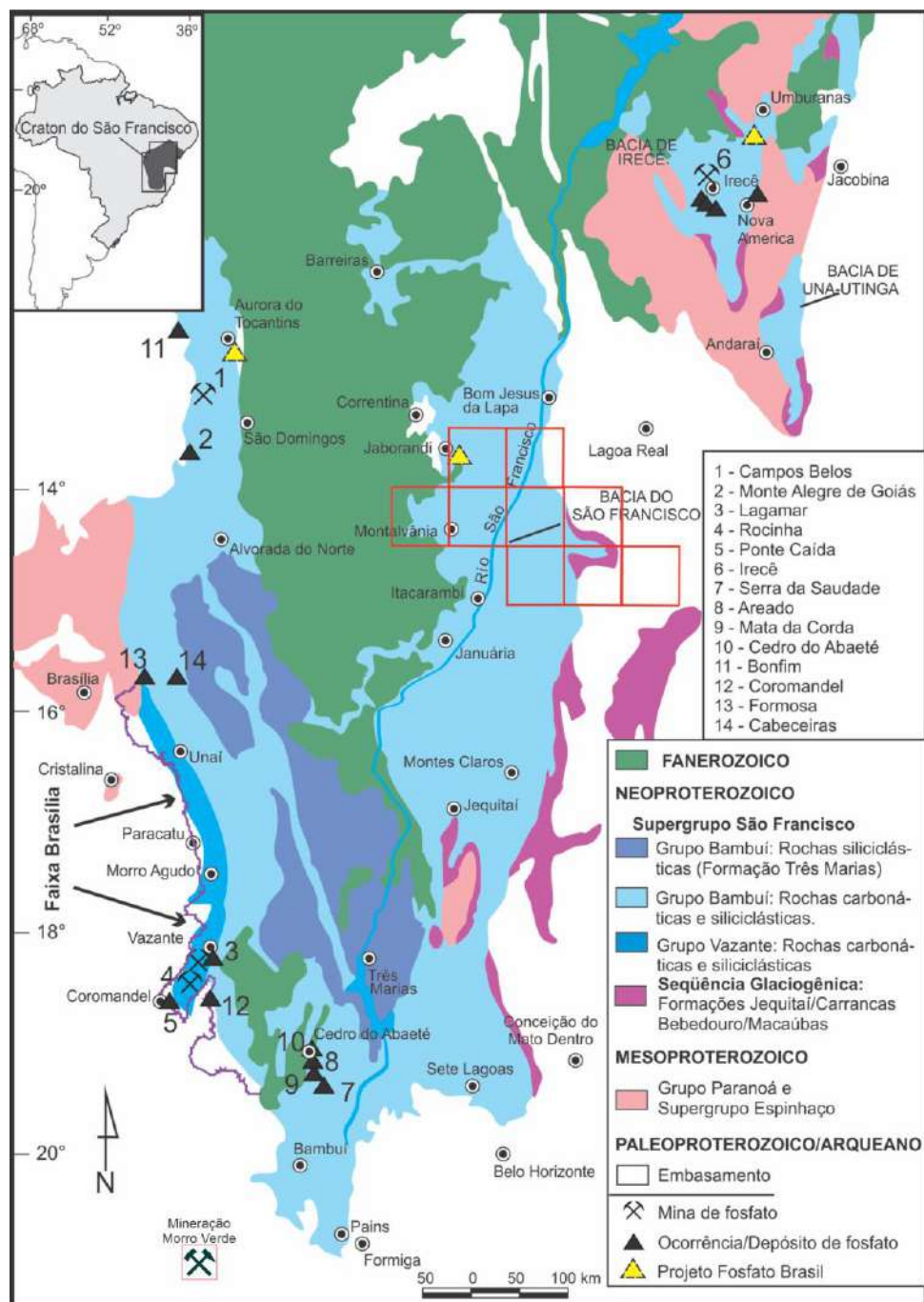


Figura 10 - Mapa do Crátão de São Francisco e suas áreas periféricas com as principais ocorrências e depósitos de fosfato neoproterozoicos ao longo dos Grupos Bambuí Vazante e Una (Modificado de Abram et al., 2016).

Entre as cidades de Lagamar e Coromandel, ocorre a presença de três depósitos de fosfato sedimentar importantes (Rocinha, Lagamar e Coromandel) hospedados na Formação Rocinha/Santo Antônio do Bonito no Grupo Vazante. Essa Formação



ocorre ao leste da cidade de Coromandel num contexto deposicional de margem passiva (Campos-Neto, 1984; Marques, 2021). Existe, contudo, uma certa divergência na literatura quanto à afiliação estratigráfica destas unidades: enquanto Abram et al., (2016) é interpretado que os sedimentos considerados previamente como Formação Rocinha podem ser considerados como pertencentes à Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí, outros autores mantêm a classificação tradicional no Grupo Vazante (Teles & Campos, 2023). De acordo com Teles & Campos (2023), no depósito de Coromandel, a mineralização de fosfato está hospedada principalmente em siltito fosfático, fosforito laminado e fosforito brechado; a matriz de diamictitos e porções de lamitos laminados também podem conter fosfato. Araújo et al. (1992) observam que no depósito de Rocinha, o fosfato forma grãos, fragmentos angulares, lentes ou camadas centimétricas em xistos, xistos carbonáticos ou xistos glauconíticos.

O depósito de Campos Belos – Arraias foi analisado e descrito nos trabalhos de Monteiro (2009), Drummond et al., (2015) e Carvalho (2015), localizado na sequência pelito-carbonática do Grupo Bambuí e hospedado nas rochas da base da Formação Sete Lagoas, situado logo acima de Formação Jequitáí. As mineralizações estão hospedadas ao longo da Formação Sete Lagoas em paleocanais encaixados no embasamento granítico da região. A mineralização está hospedada em três tipos diferentes de litologias:

1. Fosforito Primário Estratificado: Metassiltitos e Meta-arenitos fosfáticos;
2. Fosforito Brechado: Formado a partir do retrabalhamento dos fosforitos primários;
3. Fosforito Pedogênico: Fosforitos em estágio avançado de lateritização;

O depósito de Irecê, localizado entre as cidades de Irecê e Lapão, está inserido dentro do Grupo Una, uma sedimentação de plataforma carbonática de idade neoproterozoica correlacionada ao Grupo Bambuí. A mineralização está associada à fácies dolomíticas e calcíticas da Formação Salitre, apresentando comumente estruturas estromatolíticas colunares e fácies carbonáticas com estratos cruzados, indicando zonas de alta energia em planície de maré, provavelmente equivalentes a zonas de intermaré inferior a submaré superior (Misi e Silva, 1996; Sanches, 1997; Caird et al., 2017).

## **5 METODOLOGIA**

O trabalho foi desenvolvido a partir de duas campanhas de campo na mina de fosfato sedimentar da Morro Verde. Nos trabalhos de campo foram realizados perfis geológicos com descrição e coleta de amostras em canaletas em 7 bancadas diferentes, além da descrição de 3 testemunhos de sondagem dos furos: DDH-100B, DDH-117 e DDH-132. As amostras coletadas foram encaminhadas para análises litogeoquímicas. Os resultados foram tratados e posteriormente realizada a interpretação dos resultados, conforme subitens abaixo listados.

### **5.1 AMOSTRAGEM E DESCRIÇÃO DE AMOSTRAS**

Os estudos geológicos e a amostragem ocorreram em duas campanhas de campo nos meses de dezembro/2022 e novembro/2023, e tiveram como objetivo compreender os litotipos mineralizados, a morfologia dos corpos e suas relações com outros litotipos estéreis presentes na mina.

Foram realizados 7 perfis geológicos em frentes de lavra, com amostragem em canaletas, descritos por meio de textura, granulometria, estruturas e coloração de todas as litologias que ocorriam ao longo do perfil, resultando em uma análise litogeoquímica para cada intervalo litológico.

Foram também coletadas amostras pontuais, ao longo dos pits, de litologias consideradas importantes para a mineralização. Considerando as duas campanhas de campo, foram coletadas ao todo 132 amostras. Também foram disponibilizados 113 intervalos geoquímicos dos furos de sondagem, por parte da Morro Verde totalizando assim 245 amostras para estudos litogeoquímicos.

### **5.2 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS E ANÁLISE GEOQUÍMICA**

A preparação das amostras coletadas nas duas campanhas de campo foi realizada pelo laboratório *ALS Geochemistry*, onde as 132 amostras passaram pelo procedimento padrão de preparação de amostra do laboratório para seguir para as análises.

As amostras foram britadas até que 70% do total inicial da amostra passe através de uma peneira de 2 mm, seguido do quarteamento e pulverização de 250g até mais de 85% do material possuir pelo menos 75 µm de diâmetro.

As amostras coletadas foram analisadas para rocha total, elementos maiores ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{TiO}_2$ , LOI) e elementos traço (Ba, Ce, Cr, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Pr, Rb, Sc, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Ti, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zr).

Os óxidos maiores foram analisados por digestão por fusão com metaborato de lítio e ICP-AES (ALS *Geochemistry* ME-ICP06), enquanto os elementos traço, incluindo elementos de terras raras, foram determinados usando digestão por fusão com metaborato de lítio e ICP-MS (ALS *Geochemistry* ME-MS81).

Os resultados geoquímicos referentes às análises de rocha total dos furos de sondagem foram cedidos pela Morro Verde. As análises de litogeoquímica da sondagem consistiam apenas dos elementos maiores, analisados por ICP-AES.

Foram coletadas amostras em testemunhos de sondagem pela Morro Verde Ltda, obedecendo ao intervalo de 2 metros. No entanto, para zonas de maior interesse, como zonas de transição para o minério, a empresa realizou análises em intervalos menores, a fim de obter uma caracterização mais precisa e completa da litologia. As amostras coletadas pela Morro Verde Ltda foram analisadas apenas para os elementos maiores.

### **5.3 TRATAMENTO DOS DADOS**

Para a construção de base de dados e tratamento dos dados foi utilizado o software Microsoft Excel versão *Standard* 2019. e para a confecção de gráficos para análise estatística foi utilizado a linguagem de programação Python versão 3.11.5.

Em amostras onde os resultados de geoquímica apontaram abaixo do limite de detecção, o valor foi substituído por metade do limite de detecção. Em resultados que não apresentavam valores vazios ou zero, comumente nos elementos  $\text{BaO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  e  $\text{SrO}$  nos furos de sondagem, foram removidos por constituírem abaixo de 80% de valores numéricos válidos na base de dados, podendo ocasionar em interpretações errôneas.

Após a descrição completa dos furos de sondagem, foram removidos os intervalos geoquímicos que constituíam uma ou mais transições litológicas, restando apenas os dados representativos de somente uma única litologia por intervalo.

## 6 RESULTADOS

A mineração Morro Verde possui seu sistema de classificação litológico disposto da seguinte forma:

Fosforito: Litologia generalizada para porções com teor de minério de  $P_2O_5$ , geralmente acima dos 10%, não levando em consideração as variações texturais, litológicas e químicas que podem se apresentar dentro das tipologias de minério presentes na mina.

Calcário: Essa unidade envolve de forma generalizada as rochas carbonáticas que estão associadas a mineração de fósforo, não realiza a separação entre calcário dolomítico, calcítico ou possíveis texturas que possam ocorrer nos calcários.

Filitos: Litologia totalmente estéril, composta dos variados tipos de filitos que ocorrem na mina intercalados com o minério, a empresa faz a distinção dos filitos com base no grau de intemperismo da rocha. São separados em Filito Limonítico, Filito Goethítico e Filito Sericítico.

Os resultados a seguir são apresentados principalmente como uma reclassificação da litologia apresentada pela Morro Verde como Fosforitos, além da descrição dos calcários e filitos.

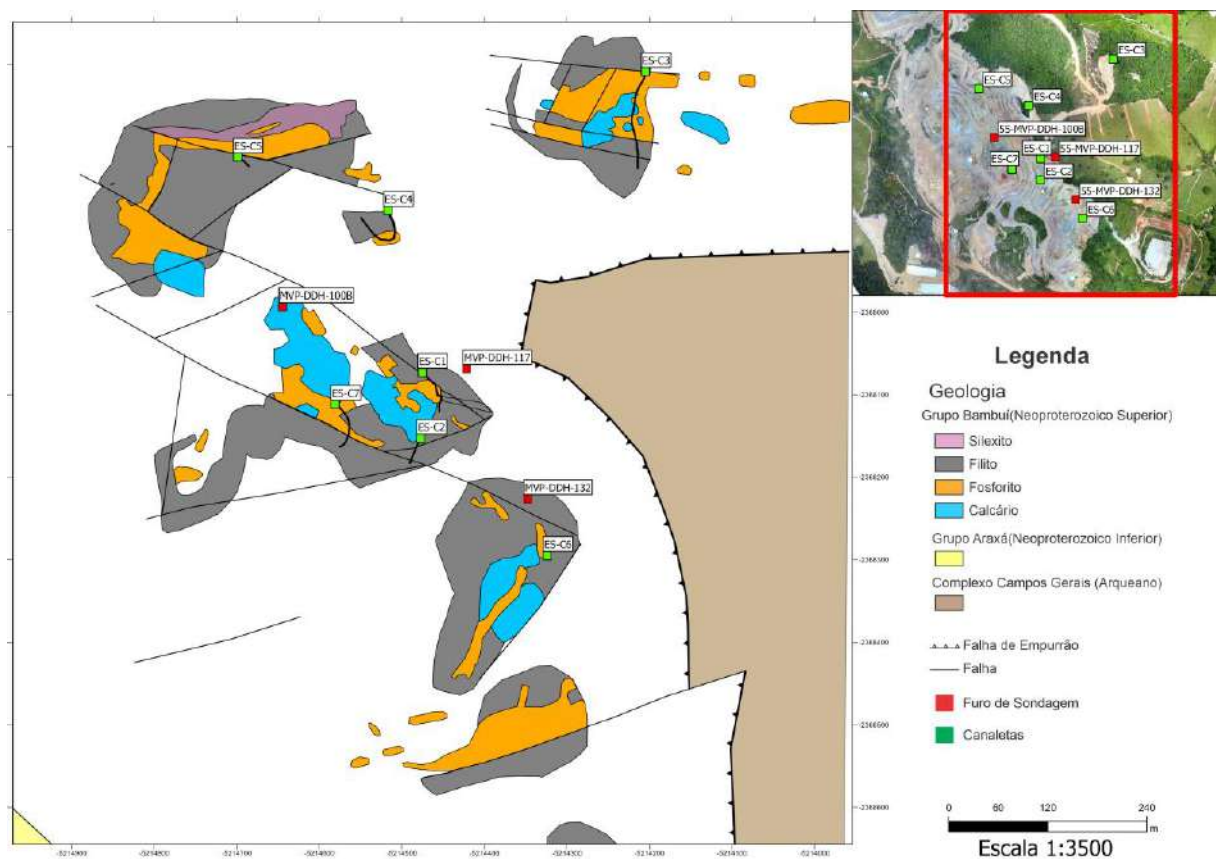


Figura 11 – Mapa geológico da mina. Modificado a partir do mapa geológico disponibilizado pela Morro Verde.

## 6.1 LITOLOGIAS

As rochas presentes na mina são marcadas por um forte grau de deformação e intemperismo, possuindo raros afloramentos de rocha fresca que se encontram quase que exclusivamente em cavas e porções mais profundas da mina. Isso implica em rochas de caráter muito friável e condições variadas de oxidação, resultando em diferentes cores que variam com o nível de oxidação da rocha.

A partir das descrições litológicas realizadas dos testemunhos de sondagem, perfis de bancadas e resultados geoquímicos das amostras coletadas foi possível identificar os seguintes litotipos:

### 6.1.1 Metassiltitos

Os metassiltitos representam uma rocha metassedimentar com mineralização de fosfato ou mesmo estéreis. Essas rochas podem exibir características texturais e químicas que remetem ao ambiente primário, porém ocorrem comumente transformadas pela deformação, apresentando contatos verticais; alteração hidrotermal, resultando por vezes em feições brechadas e alteração intempérica. Em geral, essas rochas apresentam granulometria de tamanho silte, compostas principalmente por quartzo, apatita, argilominerais e filossilicatos.

Inserido dentro do conjunto de metassiltitos ocorre um subtipo aqui denominado de Metassiltito Laminado que ocorre mais localmente. Possui coloração variando do beje, marrom ou ocre, sendo fortemente laminado, com alternância de bandas claras e escuras de aproximadamente 2mm de espessura. É composta principalmente por quartzo, apatita, filossilicatos e óxidos, ora apresentando concreções de manganês ou podendo também estar cimentado por apatita, resultando em amostras com teores muito elevados. Os metassiltitos laminados apresentam altos teores de fosfato, com teores de até 38% de  $P_2O_5$ .

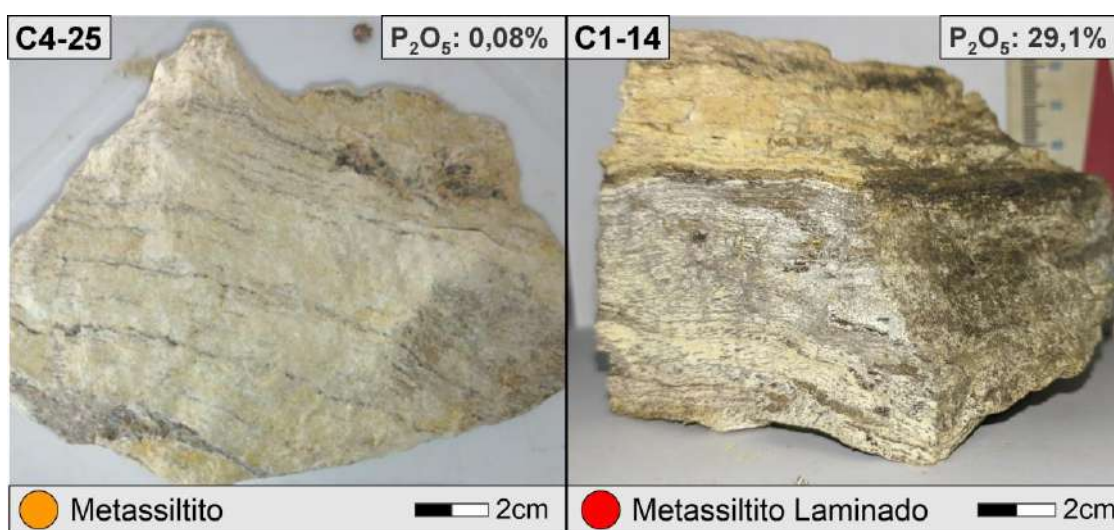


Figura 12 – Metassiltito não mineralizado da canaleta 4 e Metassiltito Laminado mineralizado da C1.

### 6.1.2 Brechas

As brechas constituem um conjunto de litologias que representam uma importante parte do volume de minério presente na mina. Esse conjunto de rochas

apresentam características de mineralização secundária, como textura brechada, alteração hidrotermal e/ou supergênica. As brechas são compostas por grãos milimétricos, de quartzo, apatita e filossilicatos, podendo apresentar clastos de tamanhos até centimétricos de outras litologias ou da própria brecha. Devido ao elevado grau de intemperismo nessa litologia, ela é geralmente rica em concreções de manganês. Apresenta-se na mina em pelo menos duas fácies distintas principalmente pela sua composição, textura e teor de  $P_2O_5$ .

Brecha Monomítica: Este litotipo é caracterizado por uma cor marrom clara a caramelo, possui textura brechada, composta por clastos de uma única litologia. Sua matriz é composta de quartzo, apatita, argilominerais e por vezes concreções de manganês. Seus clastos podem possuir diversas origens, geralmente sendo de uma única litologia que ocorre nas proximidades, podendo ser pedaços de filito, calcário, metassiltitos ou silexitos. Os clastos são em sua maioria angulosos a subarredondados e difusos na matriz. Seu teor de  $P_2O_5$  pode variar de acordo com o tipo de cimento que ocorre na rocha, cimentos fosfáticos podem resultar em teores acima de 30%, enquanto cimentos silicosos teores entre 5~10% de  $P_2O_5$ .

Brecha Polimítica: Litotipo similar as brechas monomíticas, porém apresenta clastos geralmente maiores e de litologias variadas. Apresenta clastos de tamanho centimétricos, variando de litologias como filito, calcário, metassiltitos, silexitos. Sua matriz é composta de quartzo, apatita, argilominerais e por vezes concreções de manganês. Geralmente, quando esse litotipo apresenta teores mais elevados de  $P_2O_5$ , isso está associado ao tipo de cimento presente na matriz da rocha. O cimento fosfático resulta em litologias com alto teor de  $P_2O_5$ , enquanto o teor também é controlado pelos clastos presentes. Quando os clastos são compostos por filito ou calcário, o teor de  $P_2O_5$  tende a ser menor, essa litologia pode variar entre 10% até teores superiores a 30% de  $P_2O_5$ , dependendo da combinação entre o tipo de cimento e a origem dos clastos.



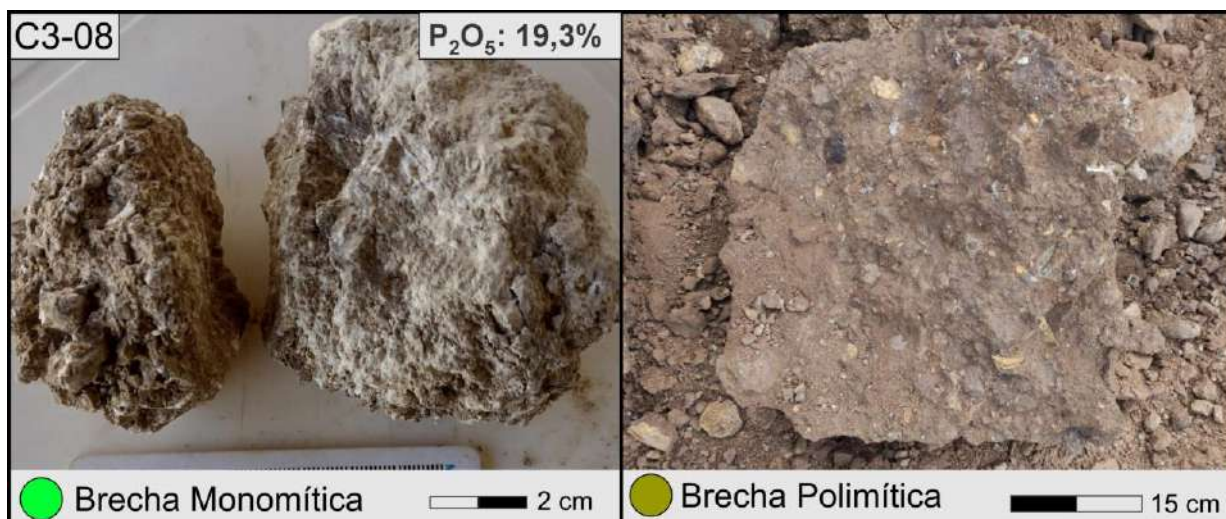


Figura 13 – Brecha monomítica da canaleta 3 e brecha polimítica no pit ategina sul.

#### 6.1.3 Alterito

Este litotipo conta com somente uma ocorrência na canaleta C7, no entanto, aparece nos furos de sondagem DDH-100B e DDH-132 e em algumas amostras no pit. É uma rocha marcada pela intensa atuação de processos hidrotermais, supergênicos e/ou intempéricos nas rochas carbonáticas da mina. Apresenta textura homogênea, podendo ser friável ou compacta e variando entre tons de marrom escuro. Apresenta também teores com uma média de 34% de  $P_2O_5$ . Este litotipo constitui um importante tipo de minério que ocorre sempre associado à zonas de contato junto aos calcários que podem funcionar como condutos de fluidos.



Figura 14 – Alterito do furo MV-DDH-100B.

#### 6.1.4 Calcário

Os calcários na mina ocorrem em forma de bolsões maciços de algumas dezenas de metros amalgamados entre as sequências de metassiltitos, brechas e filitos, geralmente são calcários dolomíticos, variando sua coloração entre cinza escuro e cinza claro, apresentando por vezes visíveis dobras em níveis laminados e a presença de veios de pirita e clorita.



Figura 15 – Dois tipos diferentes de carbonatos, um maciço dolomítico e outro calcítico laminado e deformado.

#### 6.1.5 Filito

Os filitos são a principal litologia estéril e a litologia mais comum presente na mina, apresenta coloração variada, desde avermelhado que grada para um cinza esverdeado quando está mais fresco. Ocorre geralmente com foliação vertical, presença constante de dobras e falhas, mostrando o alto grau de deformação presente na mina. Podem ocorrer também pequenos boudins de quartzo entre a sua foliação.



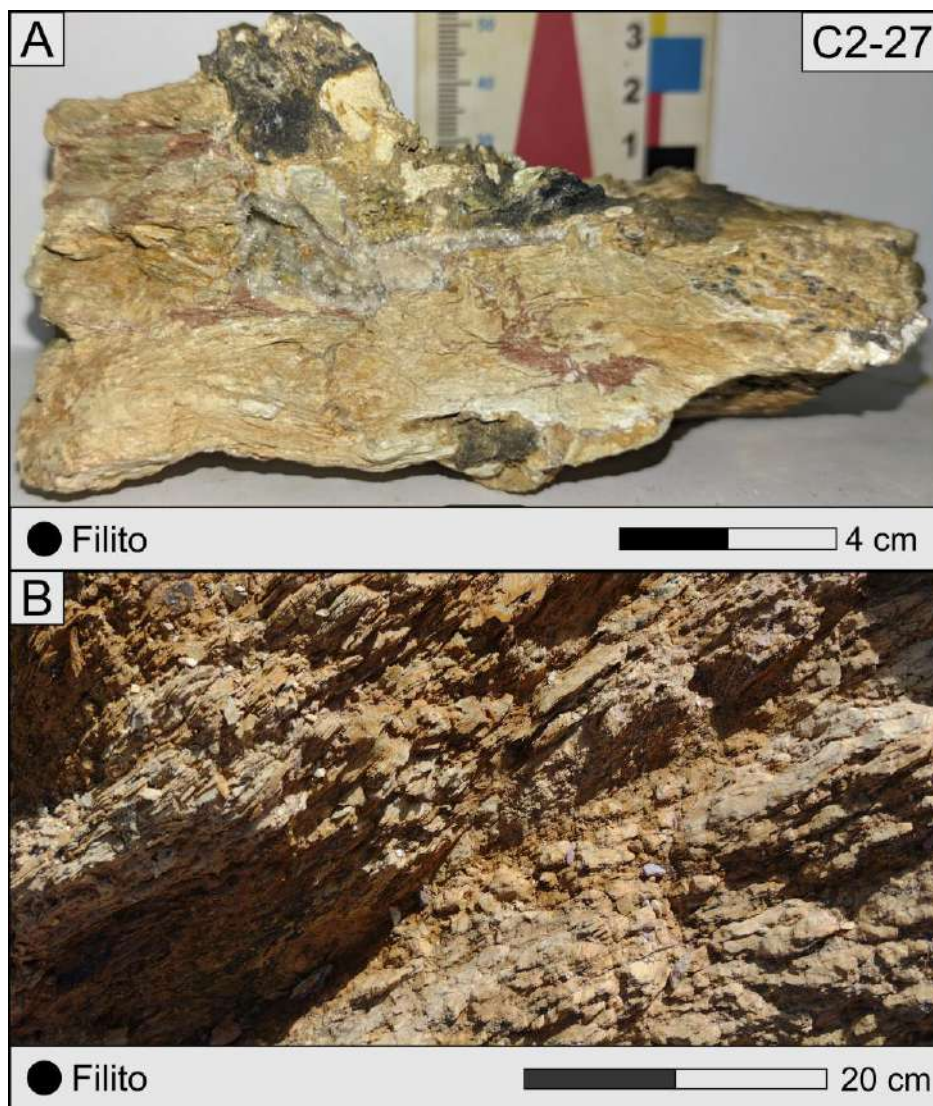


Figura 16 – A: Amostra de filito da canaleta 2; B: Afloramento de filito na canaleta 1.

## 6.2 GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES

O estudo geoquímico de elementos maiores foi realizado nas 246 amostras, incluindo os dados referentes aos furos de sondagem. O sumário estatístico encontra-se na Tabela 1.

Tabela 1 – Sumário estatístico geral para todos os elementos maiores.

	Contagem total	% Dados Válidos	Média	Mediana	Máximo	Mínimo	Desvio Padrão
<b>SiO<sub>2</sub></b>	245	100%	39,01	45,10	95,00	0,72	23,68
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	245	100%	8,82	8,18	23,70	0,17	7,01
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	245	100%	5,42	4,85	18,15	0,31	3,89
<b>CaO</b>	245	100%	20,73	20,00	52,70	0,03	17,98
<b>MgO</b>	245	100%	2,13	0,74	17,65	0,04	4,05
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	245	100%	0,21	0,08	1,51	0,01	0,31
<b>K<sub>2</sub>O</b>	245	100%	1,61	1,32	5,55	0,04	1,33
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	245	54%	0,04	0,03	0,30	0,005	0,05
<b>TiO<sub>2</sub></b>	245	100%	0,54	0,45	1,56	0,01	0,43
<b>MnO</b>	245	100%	0,28	0,21	1,56	0,01	0,28
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	245	100%	11,80	7,05	38,10	0,07	12,19
<b>BaO</b>	245	54%	0,10	0,09	0,26	0,01	0,06
<b>LOI</b>	245	100%	9,12	4,51	44,73	1,05	12,40

Como especificado na metodologia, as análises referentes a Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e BaO foram removidas do banco de dados devido ao seu baixo número de dados válidos. Para o tratamento e futura interpretação dos dados, foram geradas matriz de correlação, gráficos box-plots, gráficos ternários e biplots com o intuito de observar as relações entre os litotipos e os elementos maiores.

A matriz de correlação (Tab. 2) evidencia uma associação entre CaO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> representando a presença das rochas fosfáticas. A boa correlação entre MgO e LOI deve-se à presença das rochas carbonáticas e, nesse caso, a ausência de correlação entre o CaO e LOI deve-se à melhor correlação do CaO com o P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Nota-se também uma associação entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> e K<sub>2</sub>O representando a presença das rochas alumino-silicáticas, sejam elas filitos ou metassiltitos sem teor de minério.

Matriz de Correlação (245 amostras)											
	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O5	LOI
SiO2	1.00	0.71	0.55	-0.92	-0.47	0.40	0.60	0.68	-0.06	-0.55	-0.50
Al2O3	0.71	1.00	0.69	-0.86	-0.32	0.62	0.78	0.88	-0.06	-0.59	-0.30
Fe2O3	0.55	0.69	1.00	-0.69	-0.34	0.24	0.44	0.85	0.33	-0.37	-0.33
CaO	-0.92	-0.86	-0.69	1.00	0.25	-0.47	-0.67	-0.84	0.07	0.74	0.29
MgO	-0.47	-0.32	-0.34	0.25	1.00	-0.22	-0.29	-0.31	-0.27	-0.33	0.89
Na2O	0.40	0.62	0.24	-0.47	-0.22	1.00	0.44	0.49	-0.15	-0.31	-0.20
K2O	0.60	0.78	0.44	-0.67	-0.29	0.44	1.00	0.62	-0.02	-0.43	-0.34
TiO2	0.68	0.88	0.85	-0.84	-0.31	0.49	0.62	1.00	0.03	-0.55	-0.29
MnO	-0.06	-0.06	0.33	0.07	-0.27	-0.15	-0.02	0.03	1.00	0.32	-0.32
P2O5	-0.55	-0.59	-0.37	0.74	-0.33	-0.31	-0.43	-0.55	0.32	1.00	-0.42
LOI	-0.50	-0.30	-0.33	0.29	0.89	-0.20	-0.34	-0.29	-0.32	-0.42	1.00

Tabela 2 – Matriz de correlação para os elementos maiores para todas as 246 amostras de canaletas e furos.

No boxplot apresentado na Figura 17, é possível observar que as principais litologias mineralizadas são os alteritos, metassiltitos laminados e as brechas monomíticas e polimíticas, enquanto as litologias que apresentam as maiores médias de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> são somente os alteritos e metassiltitos laminados, com média de teor acima de 25%.

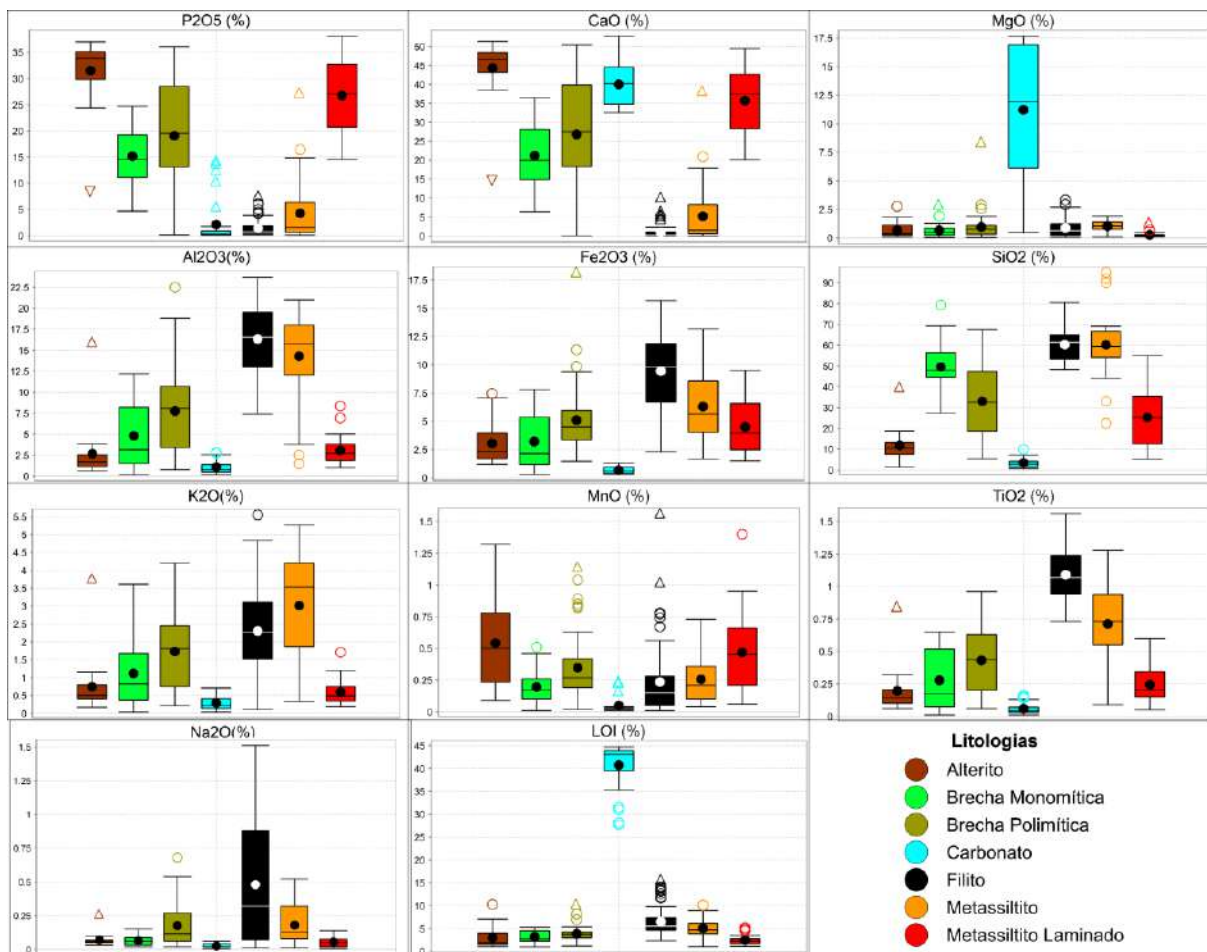


Figura 17 – Boxplots dos elementos maiores e LOI para todas as litologias.

O biplot combina todos os elementos maiores e amostras em um espaço bidimensional, mostrando relações entre os vetores de cada elemento e amostras para interpretar padrões e correlações multivariadas.

Podemos observar que os vetores CaO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> estão sempre associados devido à presença das rochas fosfáticas. Opostos à esses vetores, ocorrem os vetores dos elementos Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O, representando os filitos e o restante das litologias estéreis. Por fim os vetores que não fazem parte desse trend e se agrupam junto com as rochas carbonáticas são o MgO e o LOI, opostos do MnO.

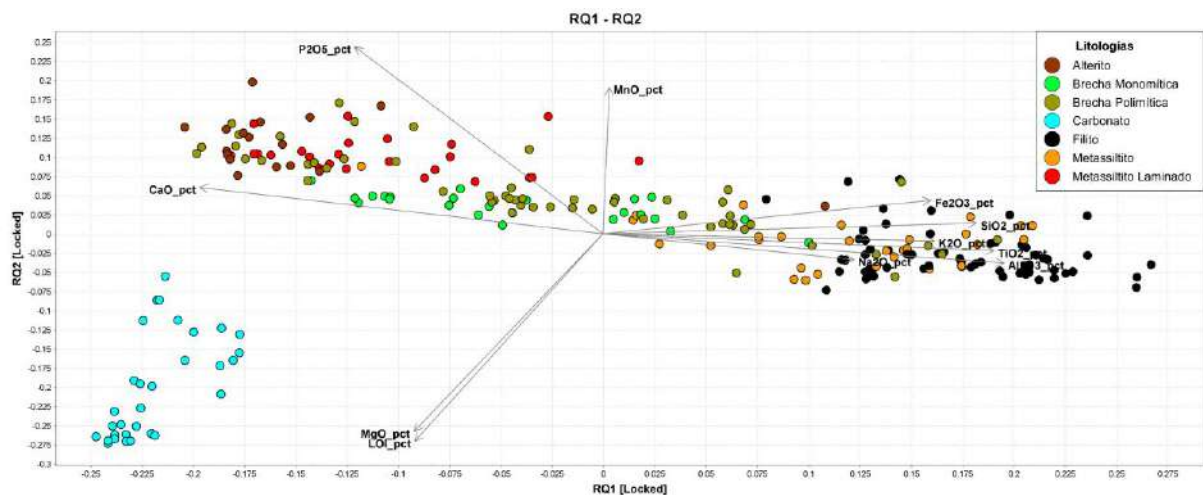


Figura 18 – Biplot RQ1-RQ2 com todos os óxidos maiores e LOI.

O gráfico ternário (Figura 19) foi utilizado na tentativa de relacionar a composição geoquímica dos litotipos com a tendência de enriquecimento de  $P_2O_5$  seguindo a composição química idealizada da francolita, mineral autigênico nos depósitos sedimentares e a fluorapatita, mineral minério mais comum nesses depósitos. No topo do gráfico encontra-se o  $P_2O_5$ , na esquerda o  $CaO$  e na direita é uma soma dos principais óxidos  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$  e  $TiO_2$  presentes na composição dos restantes dos litotipos.

Nota-se que o enriquecimento em fosfatos nas rochas segue a composição essencialmente da fluorapatita com poucos desvios a não ser para as rochas carbonáticas.



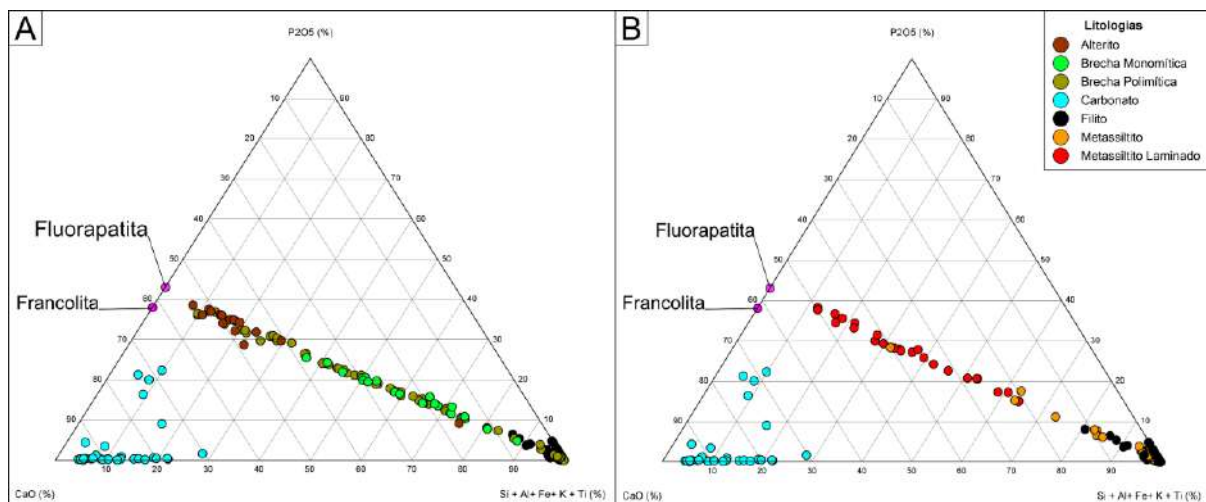


Figura 19 – Gráfico ternário  $P_2O_5$  –  $CaO$  –  $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + K_2O + TiO_2 + SiO_2$ .

A: Somente brechas e alteritos. B: Somente Metassilitos.

### 6.3 ELEMENTOS TRAÇO

Para a análise integrada dos elementos maiores e traços, foram consideradas exclusivamente as amostras coletadas nas canaletas devido a limitação dos dados provenientes dos furos de sondagem, que abrangem apenas elementos maiores. Essa restrição resultou em um total de 133 amostras, cujo sumário estatístico encontra-se apresentado na tabela abaixo.

Tabela 3 – Sumário estatístico para as análises de elementos traços.

	Contagem total	% Dados Válidos	Média	Mediana	Máximo	Mínimo	Desvio Padrão
Ba	132	100%	860,8	769,0	2400,0	35,1	547,9
Ce	132	100%	57,4	51,9	155,0	2,8	31,3
Cr	132	100%	321,0	177,5	1960,0	7,0	349,3
Cs	132	100%	3,6	2,3	34,7	0,1	4,5
Dy	132	100%	7,9	5,8	31,7	0,3	6,3
Er	132	100%	4,6	3,7	17,6	0,1	3,5
Eu	132	100%	2,0	1,5	8,3	0,0	1,6
Ga	132	100%	12,3	12,0	32,5	0,3	8,3
Gd	132	100%	8,8	6,2	38,4	0,4	7,5
Hf	132	100%	2,5	2,5	12,9	0,0	1,8
Ho	132	100%	1,7	1,3	7,0	0,1	1,3
La	132	100%	33,6	29,6	122,0	1,5	23,1
Lu	132	100%	0,4	0,5	1,3	0,0	0,2
Nb	132	100%	6,4	6,2	38,2	0,2	4,9
Nd	132	100%	36,2	30,2	133,5	1,4	26,9
Pr	132	100%	8,3	7,2	30,7	0,4	5,9
Rb	132	100%	56,5	44,1	203,0	1,2	48,9
Sc	114	86%	16,6	15,5	44,4	0,7	11,4
Sm	132	100%	8,0	6,6	32,9	0,4	6,1
Sr	132	100%	213,1	139,5	1695,0	4,4	258,5
Ta	132	100%	0,5	0,5	3,0	0,1	0,4
Tb	132	100%	1,3	0,9	5,5	0,0	1,1
Th	132	100%	8,9	5,6	76,9	0,2	9,2
Ti	114	86%	0,3	0,3	1,0	0,0	0,2
Tm	132	100%	0,6	0,5	1,9	0,0	0,4
U	132	100%	8,2	7,4	28,6	0,6	5,5
V	132	100%	144,0	135,5	413,0	9,0	81,3
W	132	100%	3,7	2,8	35,0	0,6	3,7
Y	132	100%	58,4	38,6	254,0	2,1	52,9
Yb	132	100%	3,3	3,0	9,6	0,1	1,9
Zr	132	100%	98,7	98,0	454,0	2,0	66,9

Após uma análise exploratória dos dados optou-se por apresentar uma matriz de correlação de elementos traço selecionados e maiores, separadamente para os grupos litológicos dos metassiltitos, brechas e alteritos (Tabela 4).

Nos metassiltitos, observa-se uma forte correlação entre  $P_2O_5$ , CaO, Sr e  $\Sigma REY$  atribuída às rochas mineralizadas. Por outro lado, elementos tais como  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$ , MgO e  $TiO_2$  formam um grupo distinto representando a composição dos metassiltitos estéreis.

Já nas brechas, o cálcio é o único elemento que apresenta associação com o fósforo, mostrando que a mineralização de fosfato ocorre sem a contribuição significativa de outros elementos. Por outro lado, observa-se uma boa correlação entre Al, Fe, K e Ti pertinente às brechas ausentes de P.

Matriz de Correlação - Alterito + Brecha (46 amostras)														
	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	K2O	MnO	P2O5	TiO2	SUMREY	Sr	U	Th	Ba
SiO2	1.00	0.40	0.16	-0.90	0.12	0.34	-0.32	-0.90	0.38	-0.30	-0.46	-0.51	-0.46	0.07
Al2O3	0.40	1.00	0.66	-0.73	0.42	0.82	0.10	-0.72	0.93	0.38	0.02	-0.02	0.00	0.42
Fe2O3	0.16	0.66	1.00	-0.51	0.43	0.54	0.62	-0.50	0.77	0.45	0.13	0.08	0.18	0.53
CaO	-0.90	-0.73	-0.51	1.00	-0.37	-0.59	0.07	0.76	-0.73	0.02	0.32	0.38	0.33	-0.28
MgO	0.12	0.42	0.43	-0.37	1.00	0.12	0.36	-0.37	0.54	0.24	-0.01	0.04	-0.19	0.12
K2O	0.34	0.82	0.54	-0.59	0.12	1.00	-0.01	-0.59	0.80	0.40	-0.05	0.02	0.00	0.59
MnO	-0.32	0.10	0.62	0.07	0.36	-0.01	1.00	0.07	0.24	0.59	0.38	0.27	0.29	0.47
P2O5	-0.90	-0.72	-0.50	0.76	-0.37	-0.59	0.07	1.00	-0.71	0.03	0.35	0.39	0.35	-0.26
TiO2	0.38	0.93	0.77	-0.73	0.54	0.80	0.24	-0.71	1.00	0.49	0.11	0.02	-0.01	0.53
SUMREY	-0.30	0.38	0.45	0.02	0.24	0.40	0.59	0.03	0.49	1.00	0.70	0.25	0.36	0.57
Sr	-0.46	0.02	0.13	0.32	-0.01	-0.05	0.38	0.35	0.11	0.70	1.00	0.46	0.31	0.17
U	-0.51	-0.02	0.08	0.38	0.04	0.02	0.27	0.39	0.02	0.25	0.46	1.00	0.20	0.07
Th	-0.46	0.00	0.18	0.33	-0.19	0.00	0.29	0.35	-0.01	0.36	0.31	0.20	1.00	0.10
Ba	0.07	0.42	0.53	-0.28	0.12	0.59	0.47	-0.26	0.53	0.57	0.17	0.07	0.10	1.00

Matriz de Correlação - Metassilito (41 amostras)														
	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	K2O	MnO	P2O5	TiO2	SUMREY	Sr	U	Th	Ba
SiO2	1.00	0.51	0.01	-0.93	0.43	0.50	-0.32	-0.94	0.32	-0.65	-0.75	-0.50	0.04	-0.20
Al2O3	0.51	1.00	0.31	-0.76	0.87	0.78	-0.37	-0.75	0.74	-0.39	-0.44	-0.21	0.35	-0.03
Fe2O3	0.01	0.31	1.00	-0.24	0.37	0.21	0.26	-0.20	0.71	0.17	-0.15	0.41	0.08	0.21
CaO	-0.93	-0.76	-0.24	1.00	-0.67	-0.67	0.32	0.90	-0.59	0.60	0.74	0.40	-0.14	0.12
MgO	0.43	0.87	0.37	-0.67	1.00	0.82	-0.33	-0.66	0.73	-0.34	-0.40	-0.27	0.26	0.07
K2O	0.50	0.78	0.21	-0.67	0.82	1.00	-0.38	-0.66	0.67	-0.37	-0.43	-0.27	0.36	0.11
MnO	-0.32	-0.37	0.26	0.32	-0.33	-0.38	1.00	0.32	-0.22	0.16	0.07	0.50	0.10	0.24
P2O5	-0.94	-0.75	-0.20	0.90	-0.66	-0.66	0.32	1.00	-0.55	0.62	0.76	0.41	-0.16	0.13
TiO2	0.32	0.74	0.71	-0.59	0.73	0.67	-0.22	-0.55	1.00	-0.12	-0.29	0.01	0.20	0.23
SUMREY	-0.65	-0.39	0.17	0.60	-0.34	-0.37	0.16	0.62	-0.12	1.00	0.52	0.58	-0.19	0.08
Sr	-0.75	-0.44	-0.15	0.74	-0.40	-0.43	0.07	0.76	-0.29	0.52	1.00	0.33	0.09	0.24
U	-0.50	-0.21	0.41	0.40	-0.27	-0.27	0.50	0.41	0.01	0.58	0.33	1.00	0.08	0.24
Th	0.04	0.35	0.08	-0.14	0.26	0.36	0.10	-0.16	0.20	-0.19	0.09	0.08	1.00	0.08
Ba	-0.20	-0.03	0.21	0.12	0.07	0.11	0.24	0.13	0.23	0.08	0.24	0.24	0.08	1.00

Tabela 4 – Matriz de correlação para os elementos maiores e alguns elementos traço para as amostras de A: Metassilitos e B: Alteritos + Brechas.

Conforme mostrado na Figura 20, as litologias que apresentam os maiores valores do somatório de elementos terras-raras + ítrio ( $\Sigma$ REY) e de estrôncio (Sr) correspondem predominantemente aos metassilitos. Por outro lado, o tório (Th) não demonstra preferências significativas por outros litotipos, exceto pelos alteritos, onde se destaca do restante dos litotipos. É evidente também uma existência da correlação entre metassilitos e  $\Sigma$ REY, pouco destacada na matriz de correlação, mas que se torna evidente nos boxplots. Além disso, observa-se a correlação do Sr, visível tanto na matriz de correlação quanto nos boxplots.

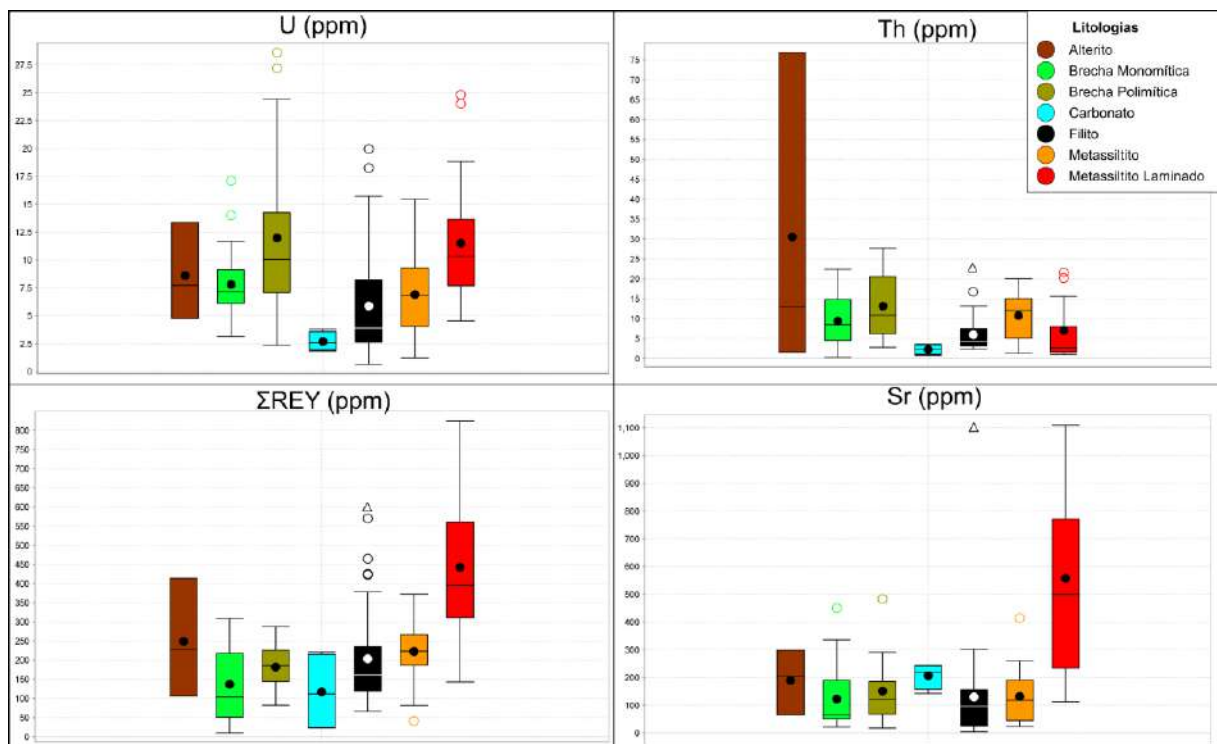


Figura 20 – Boxplot para soma dos elementos terras-raras + ítrio ( $\Sigma$ REY), Sr, U e Th. A = Alterito, MS1 = Metassilito Laminado, MS2 = Metassilito Cimentado, MS3 = Metassilito Brechado, B1 = Brecha Monomítica, B2 = Brecha Polimítica, B3 = Brecha Supergênica, C = Carbonatos e F = Filitos.

No gráfico biplot RQ1-RQ2 abaixo (Figura 21) podemos observar que o vetor  $P_2O_5$ , além do  $CaO$ , mostra uma proximidade dos vetores do  $MnO$ , U, Th, Sr e REY. Esses elementos se aproximam mais da mineralização, mostrando-se parcialmente antagônicos com os elementos presentes nos aluminossilicatos.

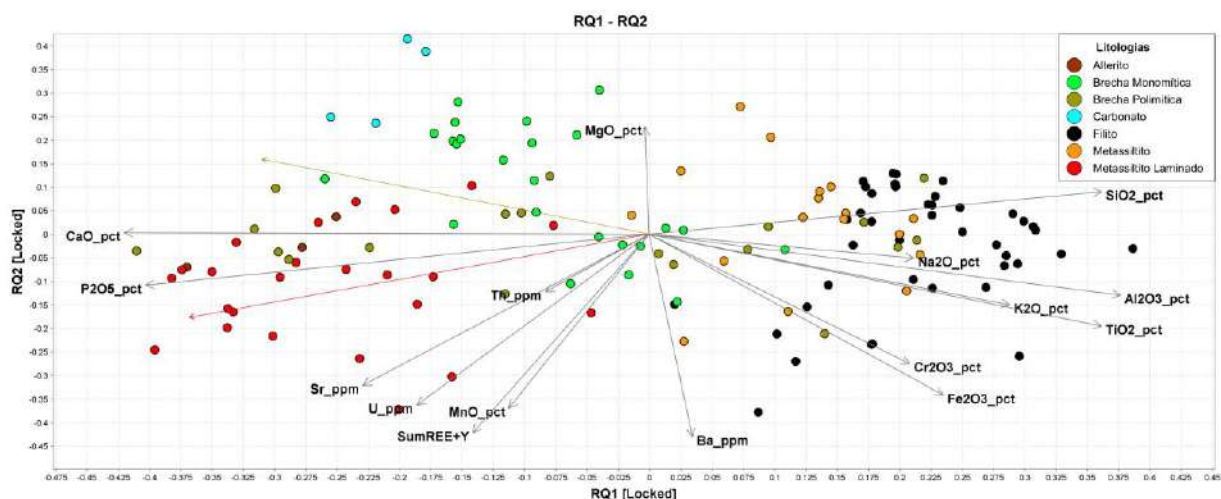


Figura 21 – Biplot RQ1-RQ2 com óxidos maiores e elementos traços.

#### 6.4 ELEMENTOS TERRAS-RARAS

A análise dos elementos terras-raras foi realizada utilizando gráficos comparativos com  $P_2O_5$  e um spidergram normalizado para PAAS (Post-Archean Australian Shale).

Conforme evidenciado no boxplot de  $\Sigma REY$  (ppm) (Figura 20), os valores absolutos de  $\Sigma REY$  são diferentes entre os metassiltitos e as brechas. Para facilitar a interpretação, todos os metassiltitos foram agrupados em uma única litologia, assim como as brechas e alteritos.

Na Figura 22, é observado uma leve correlação entre  $P_2O_5$  e  $\Sigma REY$  nos metassiltitos, indicando uma associação entre esses elementos. Em contrapartida, essa tendência não ocorre nas brechas e alterito. Assim nota-se que para as brechas, os elementos terras-raras são depletados em comparação às litologias com características mais primárias.

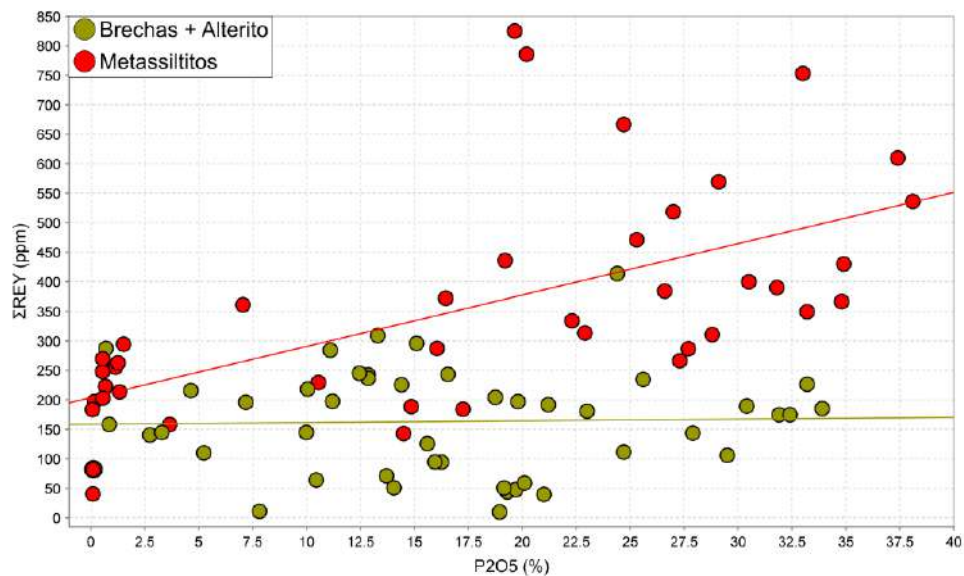


Figura 22 – Gráfico binário entre o P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (%) e ΣREY (ppm) para as brechas + alterito e metassiltitos.

No spidergram da Figura 23, observa-se o enriquecimento relativo dos elementos terras-raras nos metassiltitos em relação às brechas, mas preservando o mesmo padrão característico em forma de "chapéu", marcado pelo enriquecimento relativo dos elementos terras-raras médios (MREE) em comparação aos terras-raras leves (LREE) e pesados (HREE). Adicionalmente, há um evidente enriquecimento de ítrio em ambas as amostras.

O comportamento do Ce, quando comparado aos seus elementos vizinhos (La e Pr), pode fornecer indícios sobre as condições iniciais de deposição (ambiente oxidado ou redutor) ou registrar processos de alteração supergêica

Algumas amostras exibem padrões divergentes, como anomalias positivas de Ce ou até mesmo anomalias de Eu. Esse comportamento pode ser explicado pelo elevado grau de alteração secundária presente em certas rochas. Assim, esses padrões atípicos podem estar associados a processos de alteração secundária.



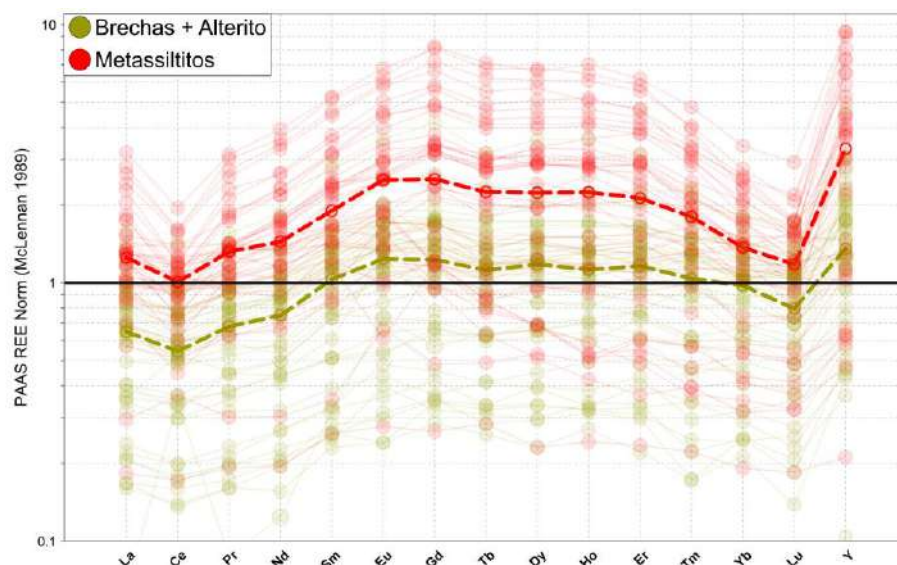


Figura 23 – Spidergram normalizado para PAAS para as litologias metassiltito e brechas + alterito

## 6.5 GEOQUÍMICA DOS FUROS

Para a análise geoquímica dos furos de sondagem, foram considerados exclusivamente os óxidos maiores, uma vez que os dados disponíveis não incluem a geoquímica de elementos traço.

Alguns intervalos dos furos permanecem em branco devido à prática de amostragem geoquímica exercida pela Morro Verde, que conta com amostragem em intervalos de 2 metros. Além disso, intervalos que englobavam duas litologias ou apresentavam baixa representatividade foram excluídos da análise para minimizar possíveis vieses nos resultados.

### 6.5.1 MV-DDH-100B

O furo MV-DDH-100B está localizado no pit Ategina Central. O mesmo é de extrema importância devido à evidente fosfatização dos calcários, que possuem elevado teor de  $P_2O_5$  e mostram intensa alteração secundária.

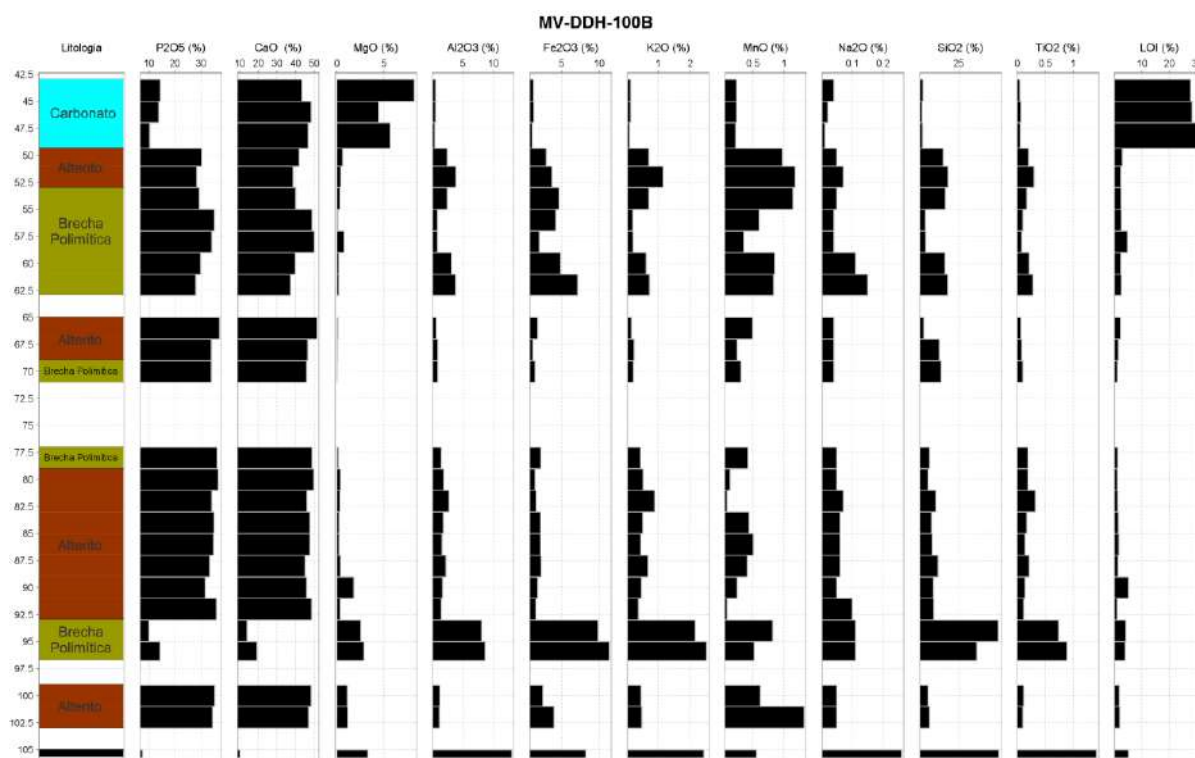


Figura 24 – Log geoquímico do furo MV-DDH-100B mostrando a litologia e geoquímica de óxidos maiores presente em cada intervalo de amostragem.

Os dados litogeoquímicos desse furo iniciam-se em aproximadamente 43 metros de profundidade, onde ocorre os carbonatos. Essa unidade é caracterizada por uma rocha carbonática de coloração caramelo-acinzentada, textura maciça e teores em torno de 14% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, acompanhados de valores elevados de LOI e MgO. Nesse intervalo, estruturas de estromatólitos deformados, com formas elípticas, também estão presentes, apresentando cerca de 10% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

A partir de aproximadamente 50 metros de profundidade, a sequência carbonática grada para o alterito, uma litologia de transição entre as porções carbonáticas e aquelas ricas em fosfato. O alterito no furo pode se apresentar friável ou maciço, de coloração marrom-café, com teores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> em torno de 30%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e MnO próximos a 5% e 1%, respectivamente, e cerca de 15% de SiO<sub>2</sub>, evidenciando a entrada de sílica na interface calcário-alterito.



As brechas polimíticas, encontradas a partir dos 53 metros de profundidade, contêm os maiores teores de minério do furo, podendo atingir até 36% de  $P_2O_5$ . Essas brechas são rochas friáveis, de coloração marrom-escura, com clastos de litologias variadas, incluindo calcários e alteritos, e apresentam cementação fosfática que resulta em uma tonalidade caramelo-marrom-café.

A sequência restante do furo é composta por intercalações de alterito maciço e brechas polimíticas. O alterito preserva, em alguns casos, estruturas primárias do calcário, enquanto em outros, essas estruturas são completamente obliteradas, resultando em uma rocha maciça e isotrópica. As brechas polimíticas, por sua vez, mantêm características de clastos de diversas litologias, textura friável e coloração marrom-escura.

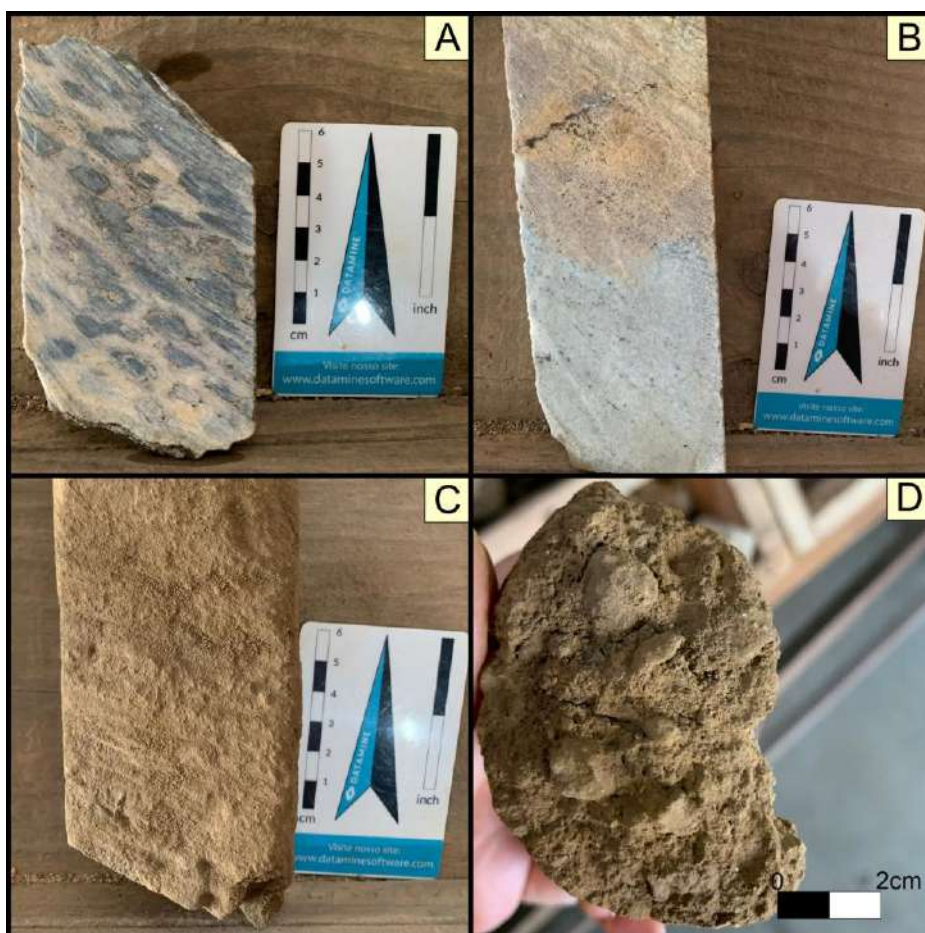


Figura 25 – Fotos de amostras oriundas do furo MV-DDH-100B. A: Calcário com estruturas de estromatólitos deformado; B: Calcário transicionando para alterito; C: Alterito maciço; D: Brecha polimítica.

### 6.5.2 MV-DDH-117

O furo MV-DDH-117 está localizado no pit Ategina Sul, próximo às canaletas C1 e C2. O furo foi selecionado por possuir uma boa variação litológica, gradando de litologias estéreis para teores de minério de  $P_2O_5$  e litologias muito presentes na mina.

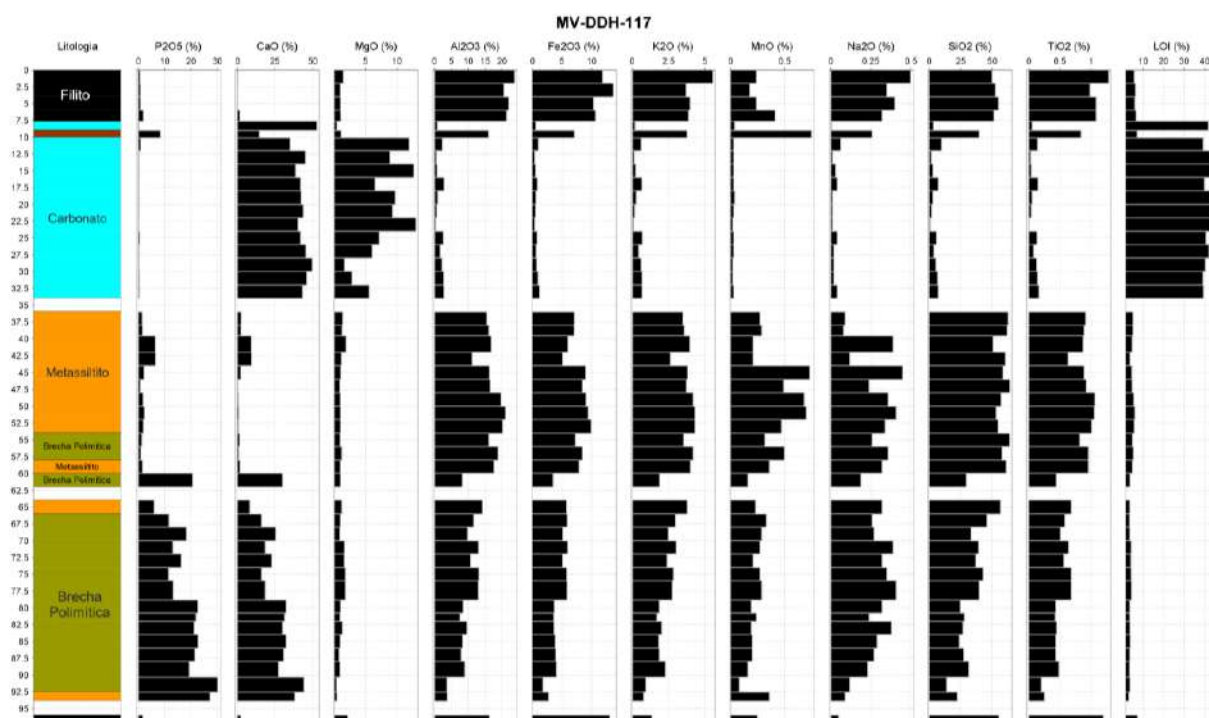


Figura 26 – Log litogeoquímico do furo MV-DDH-117.

O furo inicia-se com 8 metros de filito, apresentando composição química típica, rica em  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  e  $K_2O$ . Após esse intervalo, ocorre uma transição abrupta para uma rocha carbonática, contendo uma intercalação de aproximadamente 1 metro de alterito dentro da sequência carbonática, que transiciona de um carbonato dolomítico para uma composição calcítica, evidenciado pela perda do elemento  $MgO$  ao longo do aumento de profundidade.

Aos 36 metros, a sequência carbonática é seguida por um metassilito estéril, caracterizado por altos teores de elementos de origem terrígena, como  $Al$ ,  $Fe$ ,  $Si$ ,  $Ti$ ,  $K$  e  $Na$ . A mineralização começa a ser evidente apenas aos 60 metros de profundidade, com a presença de brechas polimíticas apresentando teores de  $P_2O_5$

variando entre 15% e 30%. Essa mineralização é acompanhada por uma redução nos elementos terrígenos e um enriquecimento em fosfato e cálcio. O furo finaliza-se aos 98 metros, ao atingir um intervalo de filito.

### 6.5.3 MV-DDH-132

O furo MV-DDH-132, localizado no pit Belém, ao sul da mina, intercepta inicialmente filitos até a profundidade de 45 metros. A partir desse ponto, ocorre uma transição para um carbonato de caráter dolomítico e maciço, com poucas evidências de alteração hidrotermal.

Por volta dos 67 metros, o dolomito grada para uma brecha polimítica de textura friável, que se estende até o final do furo. Essa brecha apresenta teores de  $P_2O_5$  de até 30%.

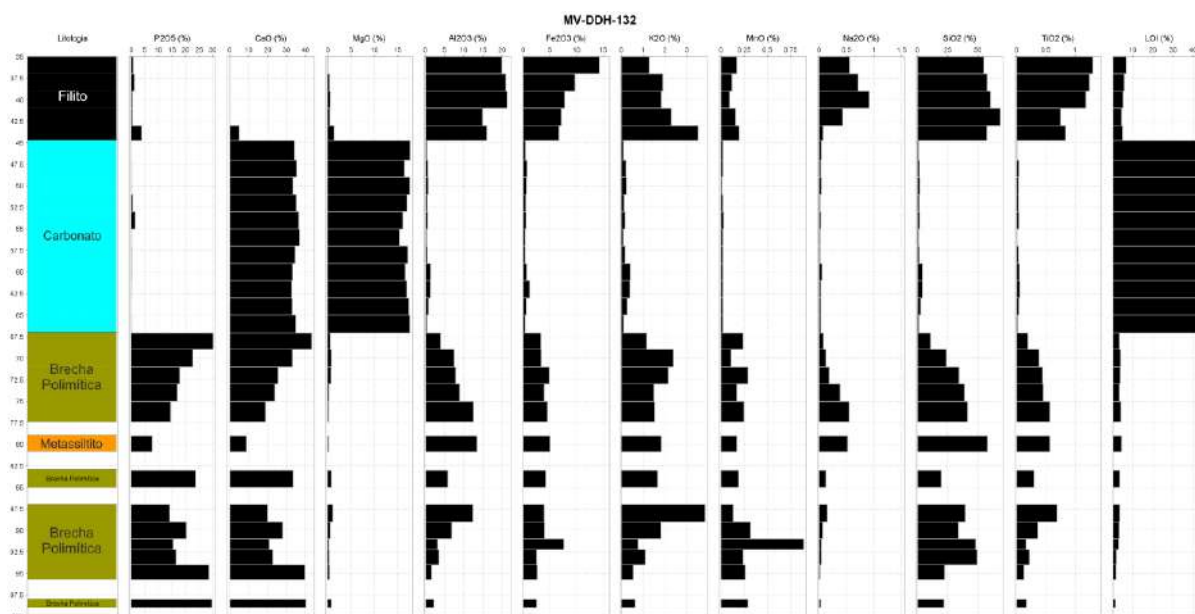


Figura 27 – Log litogeoquímico do furo MV-DDH-132.

## 6.6 GEOQUÍMICA DAS CANALETAS

As 6 canaletas foram escolhidas com base na sua acessibilidade no momento, tipo de minério e variedade litológica.

### 6.6.1 Canaleta 1

A canaleta 1 foi aberta em uma bancada onde a litologia predominante do minério é composta majoritariamente por metassiltitos, com ocorrência adicional de filito, brecha e calcário. O objetivo principal foi investigar a transição entre minério e estéril, além de compreender as relações entre as diferentes litologias e a mineralização.

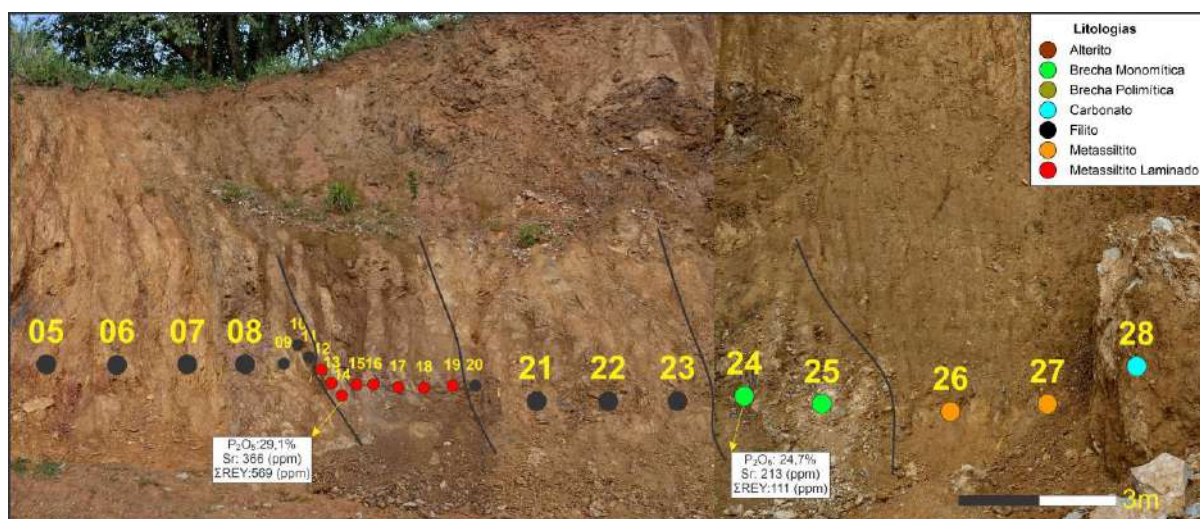


Figura 28 – Foto com os intervalos de coleta e seus contatos geológicos da canaleta 1.

A canaleta conta com 54 metros de extensão total, no log mostrado abaixo, a metragem entre 0 e 37 metros foi removida da análise por se tratar de uma litologia de baixo interesse.

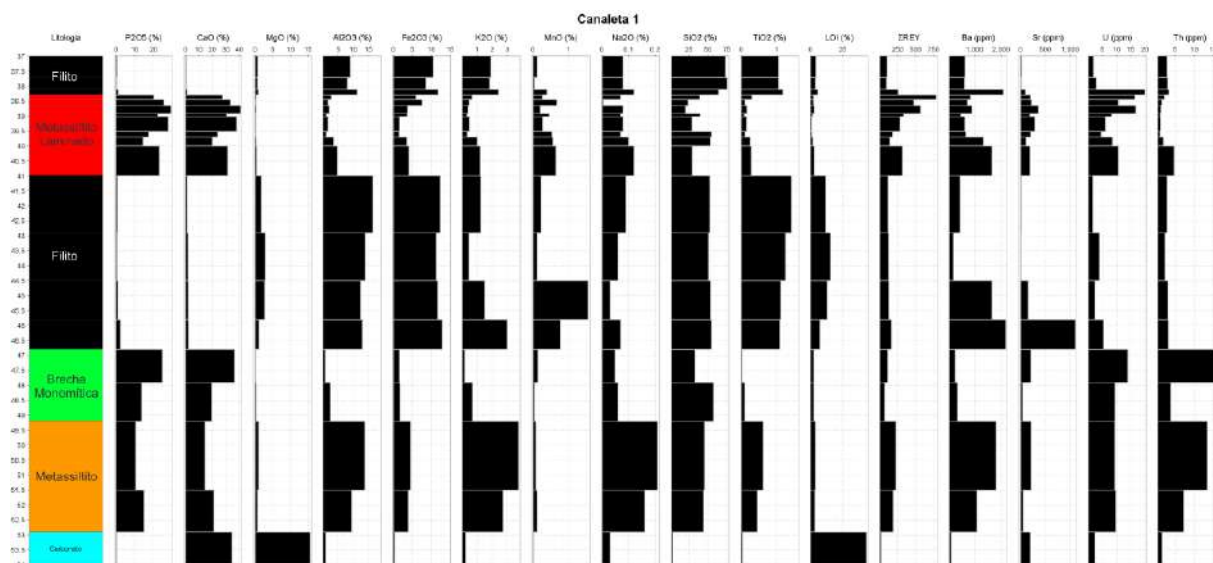


Figura 29 – Log litogeoquímico da canaleta 1.

A C1 apresenta duas sequências mineralizadas principais. A sequência superior no log, que ocorre entre 38,2 e 41 metros, é composta exclusivamente por metassiltitos, com teores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> em torno de 20%. Conforme observado anteriormente na análise geoquímica de elementos traço, os metassiltitos exibem uma forte correlação positiva entre ΣREY e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, com o aumento de ambos de forma conjunta. Esse comportamento não é observado na brecha monomítica identificada por volta de 46,8 metros.

Outro elemento que também mostra correlação positiva com P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> nos metassiltitos, tanto nas análises anteriores quanto na C1, é o Sr, que apresenta picos elevados em todas as amostras de metassiltitos com altos teores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.





Figura 30 – Amostras da canaleta 1. A: Amostra de metassiltito laminado (C1-14); B: Amostra de brecha monomítica (C1-24); C: Calcário deformado ao fim da C1; D: Filito do início da canaleta.

#### 6.6.2 Canaleta 2

A canaleta 2 é localizada na mesma bancada do C1, logo após o calcário no final do perfil. Essa canaleta não conta com mineralização de alto teor, com amostras de no máximo 5% de  $P_2O_5$ , é predominantemente composta por litologias estéreis de filito e metassiltito com teores de  $SiO_2$  de 90% intercalados.

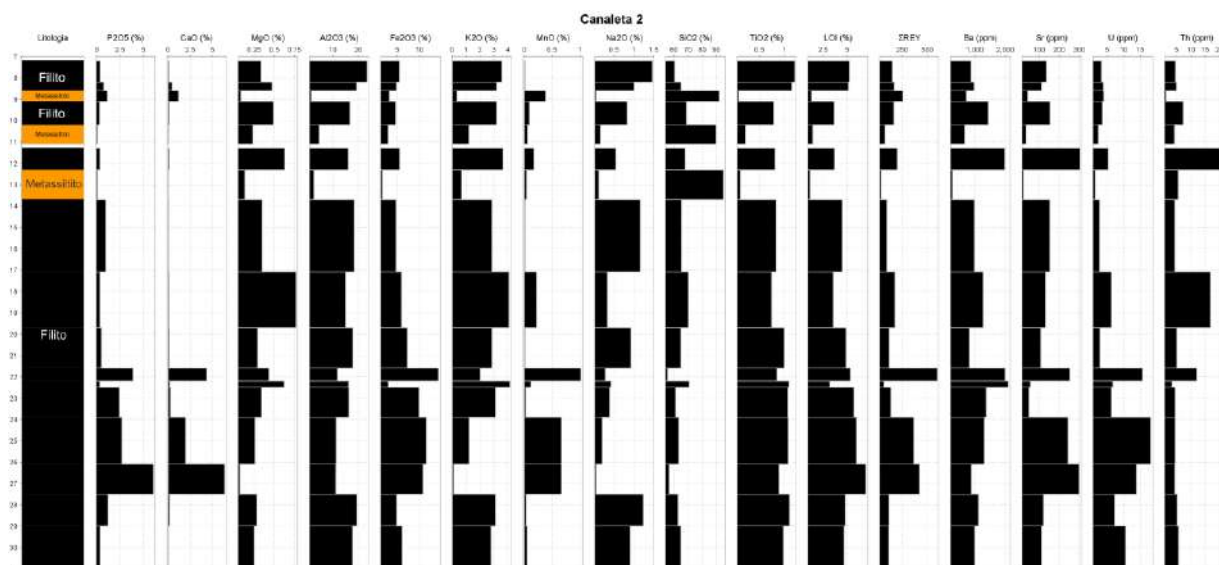


Figura 31 – Log geoquímico da canaleta 2.

Nesta canaleta, é possível identificar outra associação de elementos que ocorre em algumas litologias da mina. Logo após a amostra de metassiltito em 11,1 metros, observa-se um pico de valores elevados de MnO, Ba, Sr,  $\Sigma$ REY, Th e U, indicando que esses elementos podem estar associados em condições específicas de maior intemperismo, mesmo na ausência de mineralização.

Adicionalmente, é evidente a intensa silicificação dos metassiltitos nesta canaleta, com teores de  $\text{SiO}_2$  alcançando até 95%.

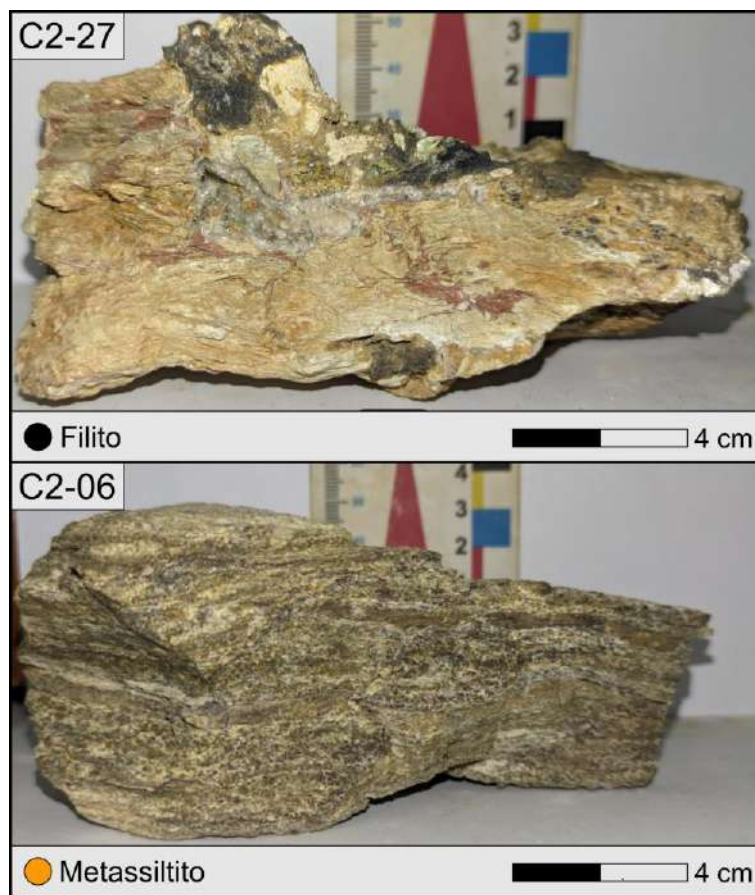


Figura 32 – Amostras de Filito e Metassiltito da canaleta 2.

### 6.6.3 Canaleta 3

Essa canaleta foi realizada no pit recém-aberto Manuela, apresenta extensão total de cerca de 90 metros e conta com uma sequência extensa de minério do tipo brecha e uma pequena porção de cerca de 2 metros de metassiltitos.



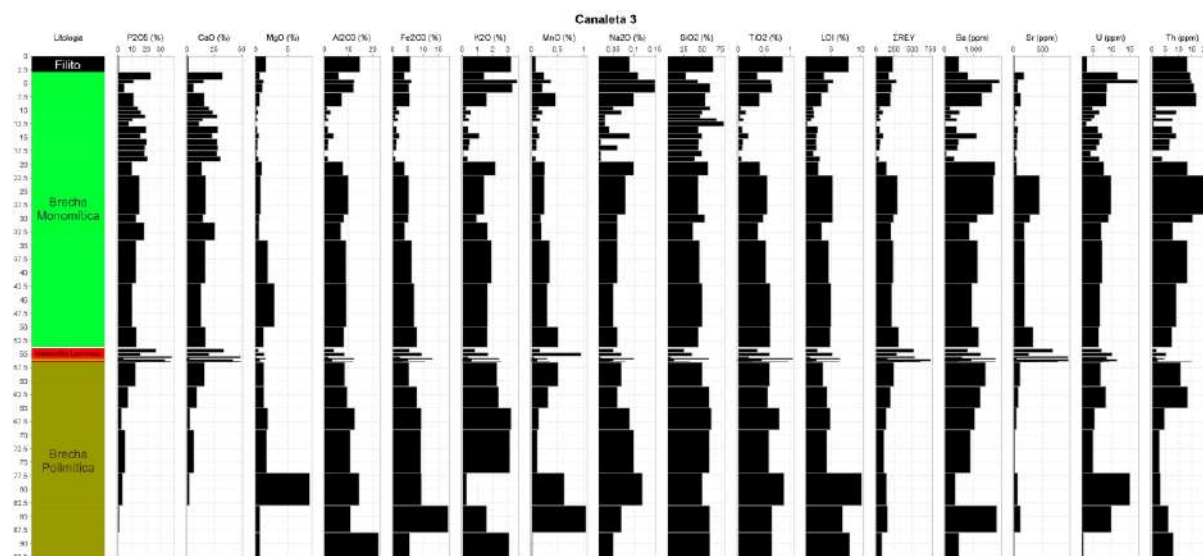


Figura 33 – Log litogeoquímico da canaleta 3.

A mineralização tem início por volta dos 3 metros, em uma brecha monomítica com sinais avançados de intemperismo devido à proximidade da cava com a superfície. A canaleta se estende até os 54 metros mantendo a mesma litologia, com teores de  $P_2O_5$  variando entre 8% e 20%.

Aos 54 metros, ocorre uma mudança litológica para rochas laminadas, friáveis e de coloração mais escura, com teores de  $P_2O_5$  atingindo 30%. Após essa zona mineralizada composta por metassiltitos laminados e alguns metassiltitos, os teores de  $P_2O_5$  diminuem progressivamente à medida que a litologia transita para brechas polimíticas.

Nas brechas, não se observa a associação geoquímica identificada nos metassiltitos entre 54 e 56 metros, onde há uma correlação positiva entre  $P_2O_5$ , Sr e  $\Sigma REY$ . Já nas brechas da C3, a única correlação evidente é entre MnO e os elementos Ba e U, uma relação que não é observada nos metassiltitos.

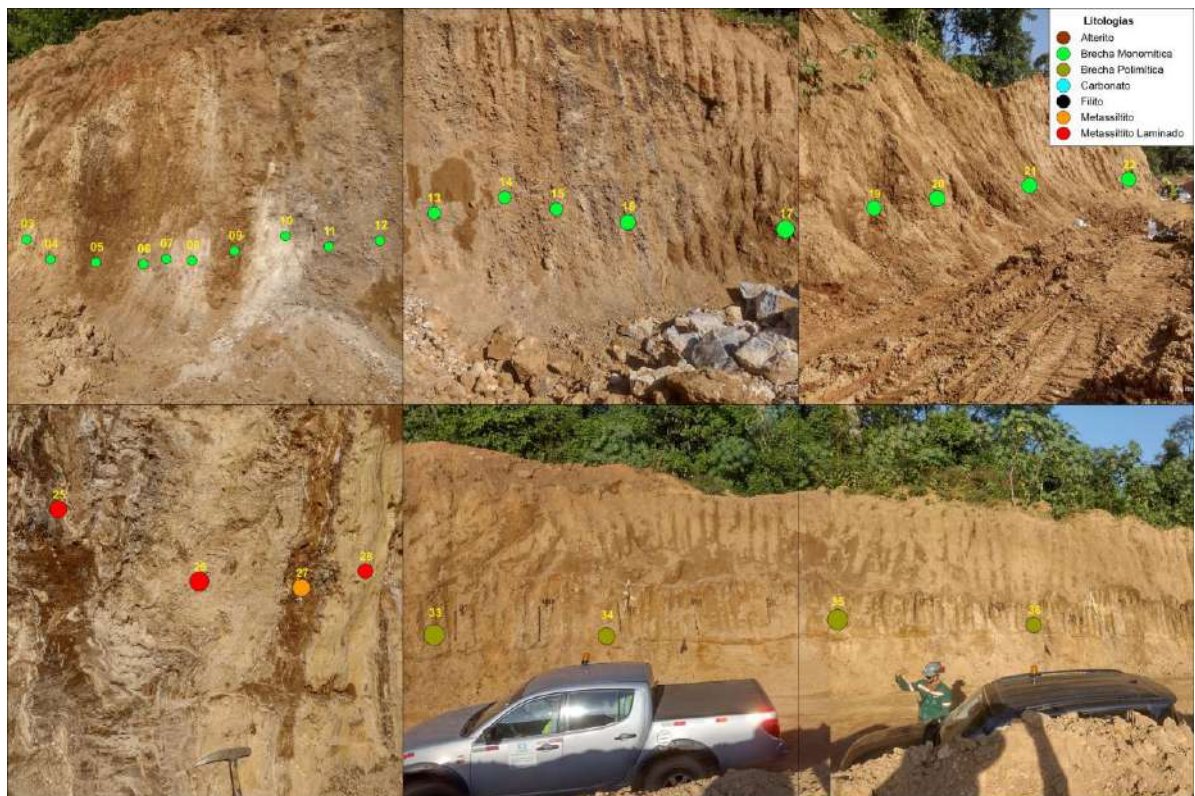


Figura 34 – Fotomosaico com litologias atribuídas a canaleta 3.

#### 6.6.4 Canaleta 4

A canaleta 4 é uma canaleta localizada ao leste do pit Ategina Norte, composta principalmente por filitos e metassiltitos.

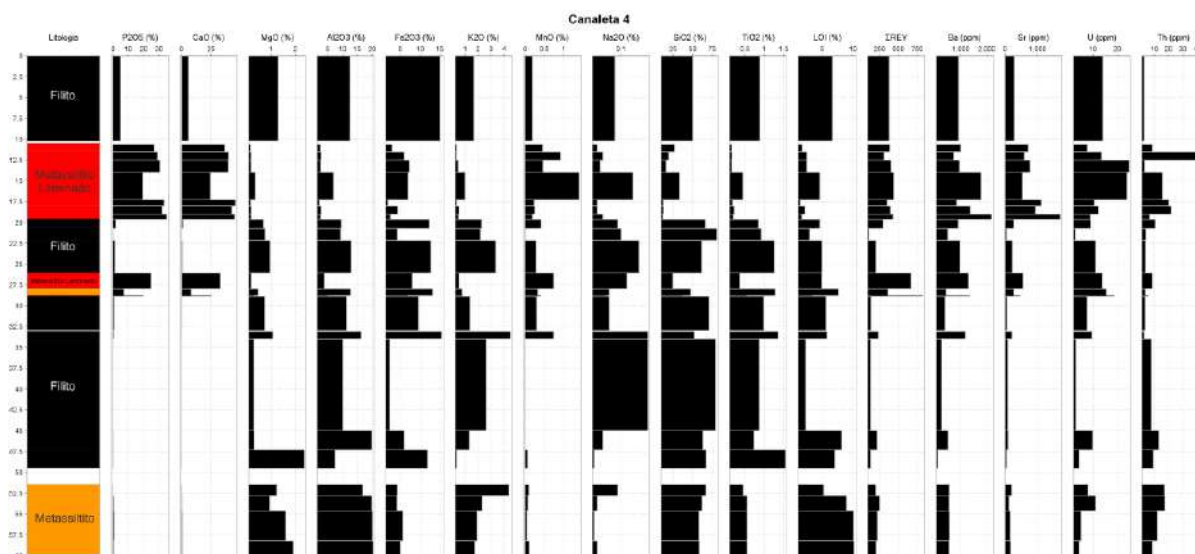


Figura 35 – Log litogeoquímico da canaleta 4.

Inicia-se em um filito estéril que se estende até os 10 metros. Em seguida, observa-se uma zona mineralizada composta por aproximadamente 6 metros de metassiltito laminado. Esse metassiltito apresenta uma textura extremamente friável e coloração variável, indo de tons escuros no centro da canaleta a tonalidades mais claras nas extremidades da zona mineralizada.

Após essa zona, ocorre uma intercalação de filito e metassiltitos, ambos ausentes de teor. Nessa canaleta se confirma novamente a associação geoquímica observada em outras canaletas: O  $P_2O_5$  apresenta correlação positiva com Sr e  $\Sigma REY$ . Adicionalmente, há uma correlação entre MnO e Ba.



Figura 36 – Amostras de metassilito laminado com percolação de manganês e metassilito estéril.

#### 6.6.5 Canaleta 7

A canaleta 7 (C7) é uma das mais importantes canaletas analisadas, pois é nela que é possível observar a transição e ação hidrotermal/supergênica na mineralização e a relação da mesma com os carbonatos. Está localizada no pit Ateginá Sul e conta com 55 metros de extensão.



Figura 37 – Fotomosaico com litologias da C7.



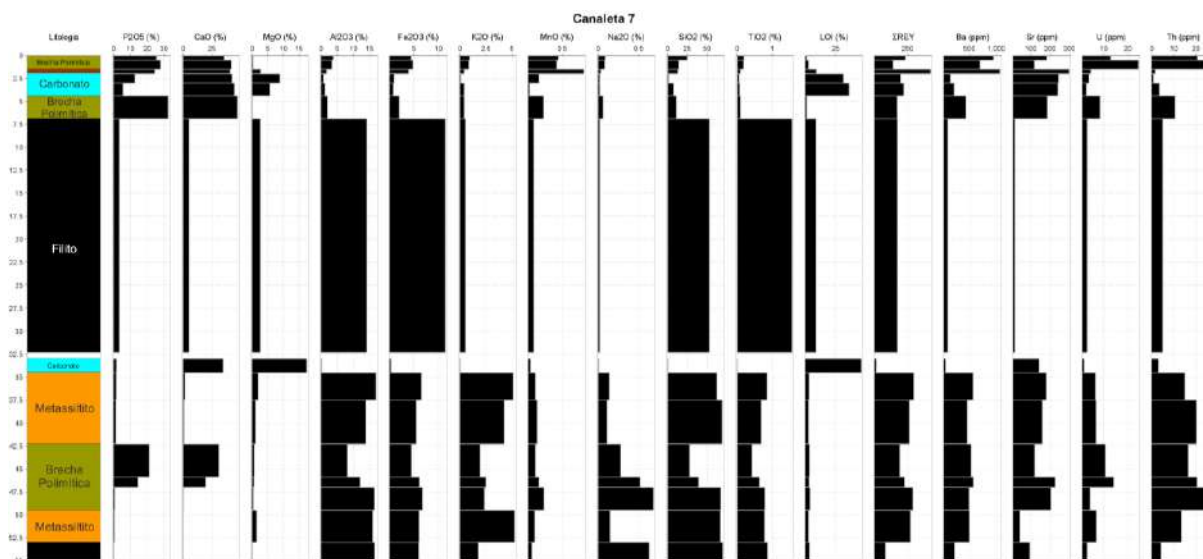


Figura 38 – Log litogeoquímico da canaleta 7.

A C7 inicia-se em um calcário comum, que gradualmente transita para um calcário fosfático com indícios de alteração secundária em cerca de 1 metro. Adjacente ao calcário fosfático, encontra-se uma litologia classificada como alterito, caracterizada por veios perpendiculares ao contato, halos de cor caramelo mostrando alteração pervasiva, friabilidade e teores elevados de  $P_2O_5$ , chegando a 25%.

Seguindo o alterito, ocorre uma brecha polimítica, também friável e de coloração marrom escura. Essa brecha apresenta teores de  $P_2O_5$  de até 32% e é marcada por picos elevados de MnO, Ba, Sr,  $\Sigma REY$ , Th e U. Após a zona mineralizada, ocorre um intervalo de filito até aproximadamente 32 metros, seguido por dolomito e metassiltito estéril.

Aos 42 metros, há uma segunda zona mineralizada composta por 5 metros de brecha polimítica, friável e com teores de  $P_2O_5$  variando entre 14% e 22%. Após essa segunda zona mineralizada, seguem-se 2,5 metros de brecha estéril, um metassiltito estéril e, por fim, a canaleta termina em 56 metros com um intervalo de filito.

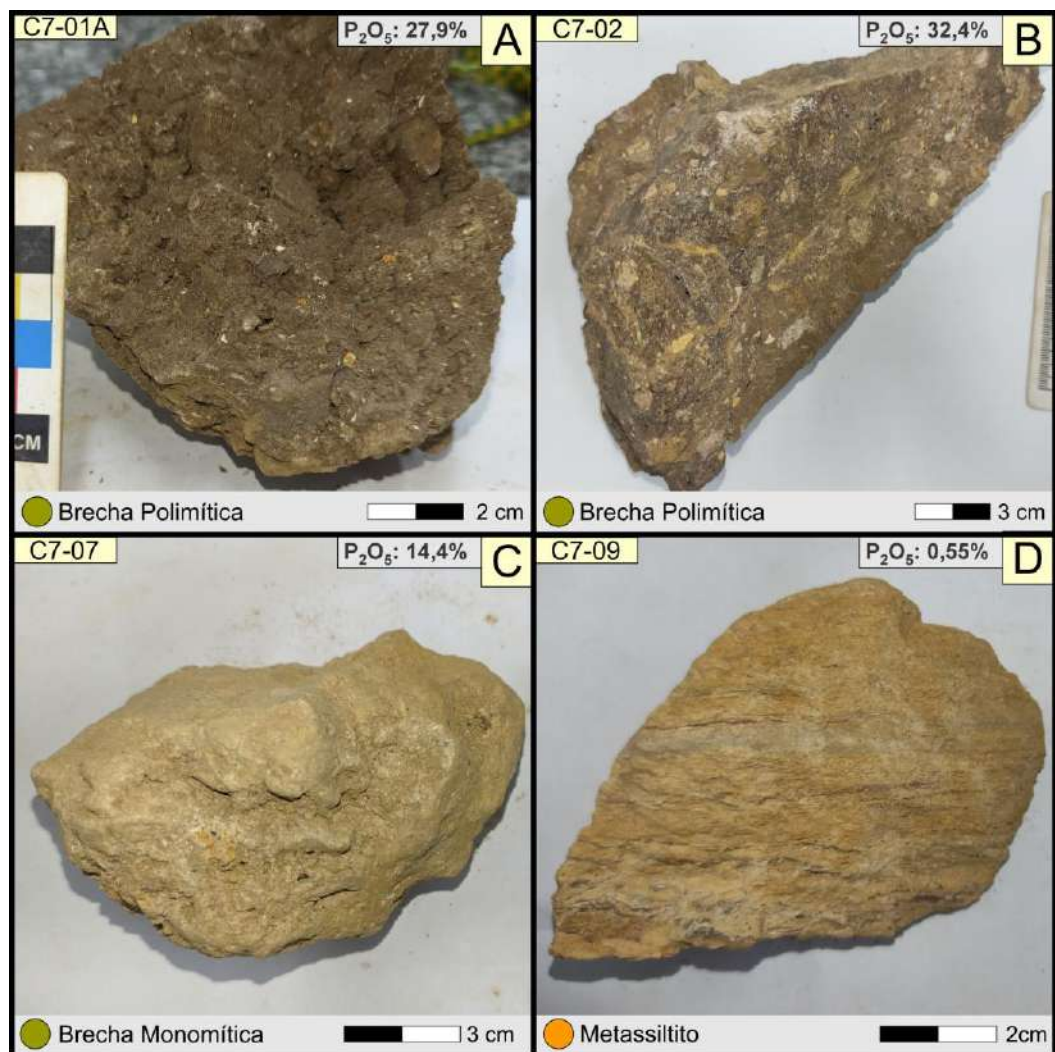


Figura 39 – A: Interface calcário-alterito-brecha polimítica no início da C7; B: Amostra de brecha polimítica do início da C7; C: Amostra de brecha polimítica da segunda zona mineralizada; D: Metassiltito laminado estéril.

## 7 DISCUSSÃO

### 7.1 MINERALIZAÇÃO DE FOSFATO

Nos mapas apresentados pela CPRM, Simões (1995) e Fernandes (2002), o depósito de fosfato sedimentar de Pratápolis está localizado sobre o grupo Araxá ou o embasamento autóctone da nappe de Passos. Contudo, a escala desses mapeamentos, assim como o nível de conhecimento acerca de mineralizações de fosfato sedimentar na época desses trabalhos, foram insuficientes para contextualizar corretamente a jazida de Pratápolis. Além disso, outros depósitos e ocorrências de fosfato sedimentar semelhantes são conhecidos na borda oeste do Cráton São Francisco e são sabidamente associados aos metassedimentos do Grupo Bambuí (Araujo et al., 1992; Drummond et al., 2015; Carvalho, 2015; Monteiro, 2009). Isso, aliado ao fato de que as litologias identificadas neste trabalho guardam semelhanças com aquelas descritas para o depósito de Campos Belos (Drummond et al., 2015; Carvalho, 2015) levam a crer que o depósito de Pratápolis esteja dentro do contexto do Grupo Bambuí.

A análise dos dados de campo e geoquímicos indica que os corpos de minério da mina de Pratápolis ocorrem predominantemente em três litotipos principais: os alteritos, brechas e os metassiltitos. Entre essas litologias, os metassiltitos laminados, como vistos no boxplot da Figura 17, apresentam teores de fosfato médios de 27%, porém de forma mais restrita na mina, enquanto as brechas, com teores médios variando entre 14% para as brechas monomíticas e 19% para as polimíticas, compõem a maior parte do volume de minério. Os alteritos também apresentam teores muito elevados, com média de 31%, isso se dá devido a combinação dessas litologias absorverem grande parte do fluido hidrotermal rico em fosfato que altera as rochas carbonáticas em zonas de condutos hidrotermais e falhas.

A Figura 40 exhibe parte da mineralização associada a um enriquecimento secundário, uma interação fluido-rocha onde fluidos ricos em P alteraram a composição das rochas carbonáticas, gerando a litologia alterito. A amostra C7-01D corresponde a uma rocha carbonática com teor significativo de  $P_2O_5$  (12,5%) em

contato com um alterito (24,4%), enquanto a C7-01 consiste em uma brecha polimítica (25,6), composta por fragmentos de diversas litologias adjacentes, incluindo carbonatos, filitos e outros litotipos fosfáticos.

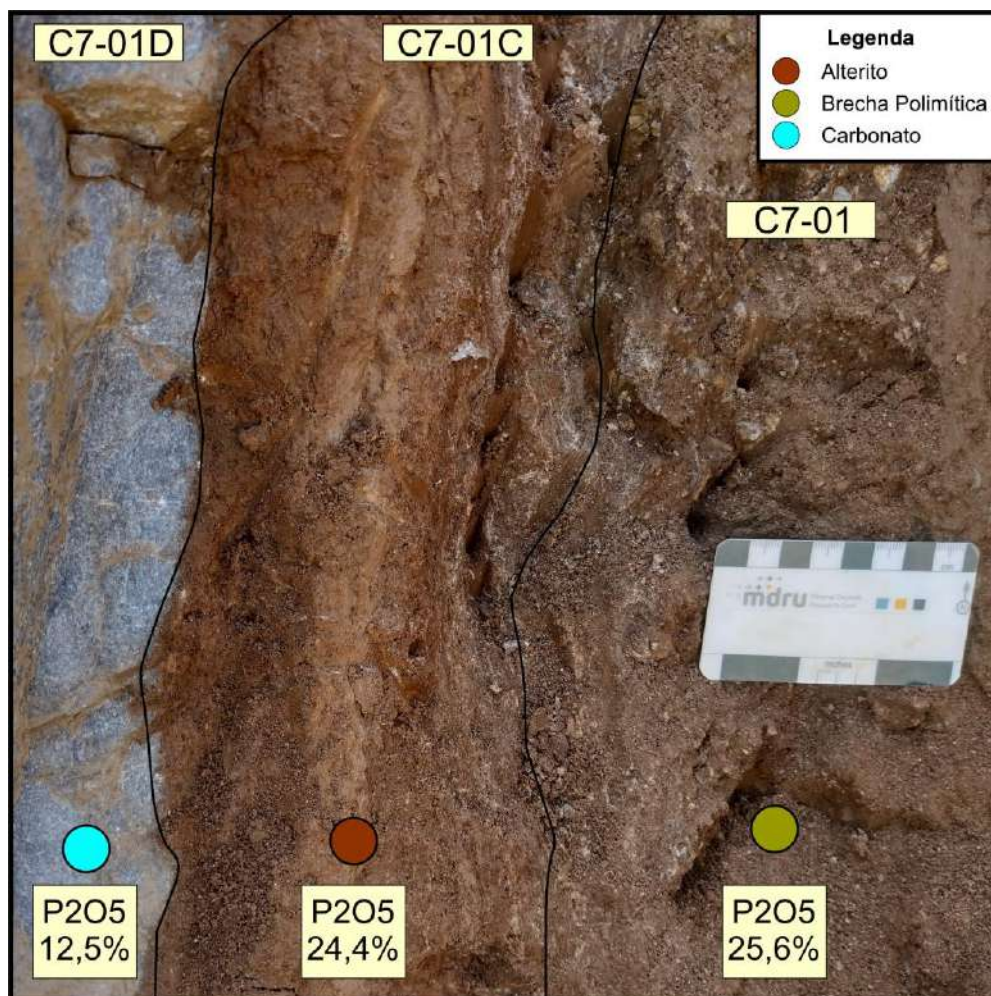


Figura 40 – Alteração hidrotermal do calcário, mostrando o enriquecimento de  $P_2O_5$ .

As rochas carbonáticas, embora em geral sejam estéreis, são espacialmente associadas à mineralização já que é justamente nas suas zonas de contato com os metassiltitos e brechas que ocorrem os principais corpos de minério, provavelmente devido à percolação de fluidos fosfáticos. Em contraste, os filitos são interpretados como parte de uma sequência distinta, não correlacionada à mineralização primária, e acredita-se que tenham sido amalgamados à sequência fosfática por processos tectônicos.



As rochas mineralizadas com  $P_2O_5$  apresentam correlação positiva com  $CaO$ , o que reflete a composição química da apatita. No gráfico ternário da Figura 19, observa-se que o *trend* de mineralização das brechas e dos metassiltitos é muito similar, não revelando diferenciação química significativa entre as duas litologias, ambas convergindo para o *trend* composicional da fluorapatita.

O depósito é evidenciado por um grau elevado de intemperismo, com exceção dos calcários, a maioria das litologias apresentam-se muito friáveis. A intensa alteração intempérica modifica a composição química primária das rochas e pode ser notada especialmente nas rochas de coloração escura encontradas na mina, que apresentam altos teores de  $MnO$  e  $Ba$ , elementos comumente associados a processos intempéricos, e por vezes acompanhados de  $\Sigma REY$ .

A partir do boxplot de  $P_2O_5$  (Figura 17), é possível afirmar que a principal litologia concentradora de fosfato são os alteritos, seguidos dos metassiltitos laminados, com teores médios de cerca de 31% e 27%, respectivamente. O enriquecimento maior do alterito é interpretado como resultado do conjunto de processos secundários hidrotermais e/ou intempérico que reconcentraram o  $P_2O_5$ .

Nas brechas o principal litotipo mineralizado é a brecha polimítica, as brechas no geral apresentam uma contribuição terrígena, como  $Al$ ,  $Fe$ ,  $K$  e  $Ti$  e enriquecida em  $CaO$  e  $P_2O_5$  por hidrotermalismo, podendo atingir teores acima de 25% de  $P_2O_5$ .

## 7.2 ALTERAÇÃO GEOQUÍMICA

Conforme explicado no capítulo de fosfogênese, a francolita  $(Ca, Na, Mg)_5(PO_4, CO_3)_3(F, OH)$  é o mineral autigênico da mineralização primária que por meio de processos diagenéticos, metamórficos, hidrotermais e supergênicos passa a fluorapatita (McClellan, 1980). A francolita possui uma estrutura cristalina flexível que permite substituições catiônicas em seus sítios cristalográficos, essas substituições são favorecidas pelas semelhanças de raio iônico e carga entre os cátions substitutos, as principais substituições descritas por Jarvis et al., (1994), estão descritas na tabela abaixo.

Tabela 5 – Principais substituições que ocorrem na estrutura da francolita.

Íon Constituinte	Íon Substituível
Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> , K <sup>+</sup> , Ag <sup>+</sup>
	Mg <sup>2+</sup> , Sr <sup>2+</sup> , Ba <sup>2+</sup> , Cd <sup>2+</sup> , Mn <sup>2+</sup> , Zn <sup>2+</sup>
	Bi <sup>3+</sup> , Sc <sup>3+</sup> , Y <sup>3+</sup> , REE <sup>3+</sup>
	U <sup>4+</sup>
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> , SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , CrO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
	CO <sub>3</sub> .F <sup>3-</sup> , CO <sub>3</sub> .OH <sup>3-</sup> , AsO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> , VO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>
	SiO <sub>4</sub> <sup>4-</sup>
F <sup>-</sup>	OH <sup>-</sup> , Cl <sup>-</sup> , Br <sup>-</sup>
	O <sup>2-</sup>

Conforme observado na tabela, a francolita pode conter, em sua estrutura cristalina, teores elevados de Sr e  $\Sigma$ REY. Essa característica apresenta semelhança com os metassiltitos da mina, que, apesar de terem sido submetidos a processos de alteração pós-deposicional, ainda preservam valores significativos de Sr e  $\Sigma$ REY. A correlação positiva entre Sr e  $\Sigma$ REY e seus mais altos teores nos metassiltitos laminados sugere que, além de preservarem essa fina laminação, interpretada como acamamento original devido a mudança de composição e granulometria dessas lâminas, essas rochas preservam parcialmente suas características geoquímicas primárias. Em contrapartida, as brechas, por sua natureza, parecem ser geradas predominantemente por processos secundários, resultantes de uma combinação de processos tectônicos e alterações hidrotermais.

A ocorrência de teores elevados de  $\Sigma$ REY em algumas amostras de brechas pode ser explicada pela sua correlação positiva com MnO e Ba, que apesar de não ser evidente na matriz de correlação, foi observada em alguns perfis de canaleta. Os minerais portadores de  $\Sigma$ REY quando intemperizados podem disponibilizar esses elementos para serem adsorvidos por oxi-hidróxidos de Fe-Mn no regolito. Segundo Wang (2023), os íons REE adsorvidos podem contribuir com 50% a 95% do total de REEs na rocha. De forma semelhante, a correlação positiva entre MnO, Ba e elementos como U e Th nas brechas apontam para processos intempéricos.

### 7.3 TERRAS-RARAS

Os elementos terras-raras + ítrio ( $\Sigma$ REY) no ambiente da precipitação primária do fosfato são em geral incorporados na estrutura cristalina da francolita e, após sua transformação em fluorapatita por processos secundários, podem ainda preservar concentrações significativas desses elementos. Os metassiltitos, por apresentarem características primárias mais preservadas, retêm maiores teores de  $\Sigma$ REY em comparação aos litotipos brechados, que são formados predominantemente por processos secundários, como hidrotermalismo e tectonismo. Apesar dos teores desses elementos nas brechas serem menores em relação aos metassiltitos, os padrões de distribuição são muito similares.

Os  $\Sigma$ REY podem refletir tanto condições primárias de deposição quanto processos de alteração secundária, sendo essas características avaliadas por meio de razões entre elementos do grupo dos terras-raras (He, 2022). No spidergram, todas as amostras apresentam uma depleção significativa de Ce em relação aos elementos vizinhos (La e Pr), junto de um padrão observado como “padrão de chapéu”. Esse padrão é caracterizado por um enriquecimento dos terras-raras médios e é típico de rochas fosfáticas (Zhang et al., 2021; He et al., 2022), além de ser muito similar ao padrão de terras-rara visto em análises de sedimentos marinhos profundos (Paul et al., 2019), como observado na Figura 41.

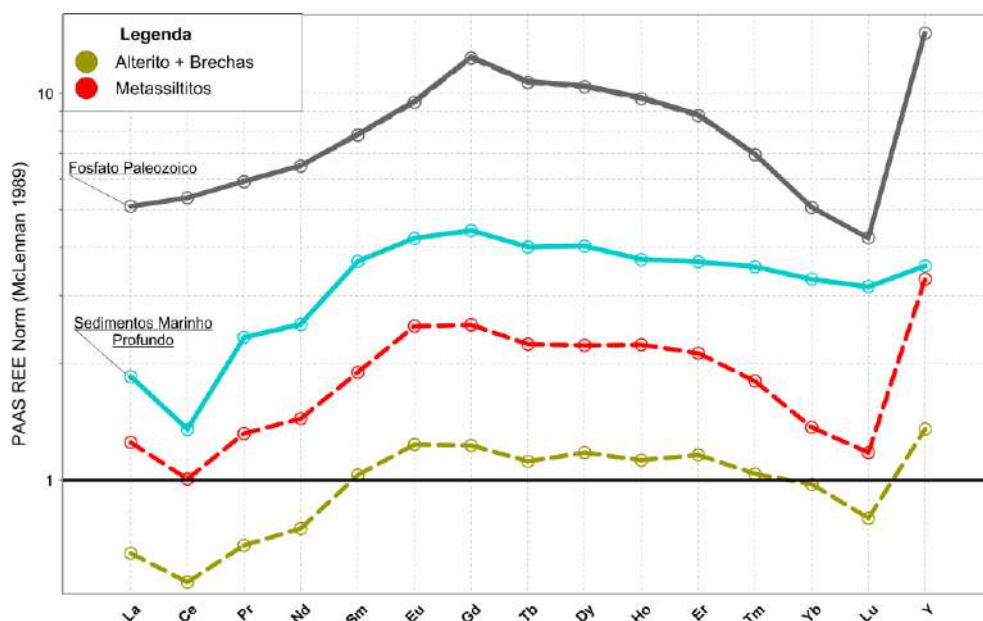


Figura 41 – Diagrama spider normalizado para PAAS mostrando a distribuição dos elementos terras-rara dos Alteritos + Brechas e Metassiltitos em comparação com padrões observados de sedimentos marinhos profundos (Paul et al., 2019) e fosfato paleozóico (Lumistre et al., 2019)

As rochas de Pratápolis, quando comparadas ao padrão de fosfatos paleozoicos, exibem um padrão de terras-raras semelhante, embora apresentem a anomalia negativa de cério. Isso pode ser explicado devido as diferentes condições de formação dos depósitos paleozóicos e neoproterozóicos, como a mudança da composição de terras-rara da água do mar ao longo do tempo geológico e também a oxigenação dos oceanos. Já em comparação com os sedimentos marinhos profundos, as rochas de Pratápolis apresentam um menor grau de enriquecimento total, possuem a anomalia de cério e contam com um empobrecimento relativo de terras-raras pesados em relação aos terras-raras médios, onde nos sedimentos é visto um padrão mais plano.

As anomalias de Ce na água do mar são controladas principalmente por condições oxi-redutoras, o que sugere que as anomalias observadas nas rochas podem ser utilizadas como indicadores das condições ambientais durante o momento de sua deposição. Para medir e justificar a anomalia de Ce/Ce\*, utiliza-se o método

proposto por Bau & Dulski (1996), que emprega a razão Ce/Ce\* e Pr/Pr\*. Caso a anomalia de Ce/Ce\* seja confirmada, ela pode indicar as condições de oxi-redução no ambiente de deposição da francolita. Esse parâmetro é utilizado para avaliar condições redox durante a deposição de minerais autigênicos, como a francolita. As anomalias de Ce/Ce\* e Pr/Pr\* foram calculadas conforme especificado por Bau and Dulski (1996):

$$\text{Ce/Ce}^* = \text{Ce}_N / (0.5 \cdot \text{La}_N + 0.5 \cdot \text{Pr}_N),$$

$$\text{Pr/Pr}^* = \text{Pr}_N / (0.5 \cdot \text{Ce}_N + 0.5 \cdot \text{Nd}_N)]$$

A análise gráfica da Figura 42 revela que a maioria das amostras de brechas e alteritos está posicionada nos campos I e IIa, indicando a ausência de uma verdadeira anomalia negativa de Ce. Já nas amostras de metassiltitos, embora algumas também estejam nos campos I e IIa, foi identificado um conjunto de pontos, indicados por um trend destacado em vermelho, que demonstra uma anomalia negativa verdadeira de Ce.

Essa anomalia negativa de Ce aponta para um ambiente primário de deposição com características oxidantes. Isso ocorre porque, em condições oxidantes, o Ce muda sua valência de Ce<sup>3+</sup> para Ce<sup>4+</sup>, sendo então preferencialmente adsorvido por óxidos e hidróxidos de Fe-Mn. Esse processo de adsorção reduz a concentração de Ce na água do mar, resultando na precipitação de uma francolita, depletada em Ce.

As diferenças nos padrões geoquímicos entre os metassiltitos e as brechas são novamente atribuídas aos processos de alteração secundária, que modificam os valores absolutos e os padrões de distribuição dos elementos. Embora os metassiltitos preservem em parte características geoquímicas primárias e deposicionais, o alto grau de alteração secundária dada pelo tectonismo, hidrotermalismo e até intemperismo pode comprometer, em certa medida, as inferências acerca do ambiente primário de deposição dos metassiltitos.

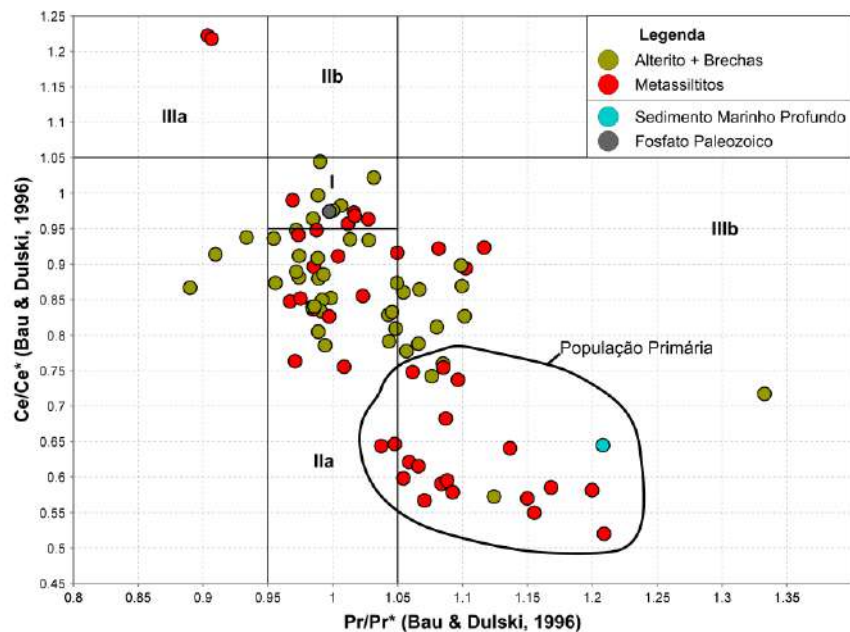


Figura 42 – Gráfico de análise da anomalia de Ce/Ce\* proposto por Bau & Dulski, 1995. Campo I: Sem anomalia de Ce; Campo IIa: Anomalia positiva de La causando, uma anomalia negativa de Ce aparente; Campo IIb: Anomalia Ce negativa verdadeira;

Os elementos Y e Ho são muito similares, considerados elementos “gêmeos”, ambos compartilham valência similar e praticamente o mesmo raio atômico. Apesar de serem muito similares, no ambiente marinho, o Ho é adsorvido preferencialmente ao Y por óxidos-hidróxidos de Fe-Mn, resultando em uma razão Y/Ho maior em ambientes marinhos do que os observados na crosta continental, manto ou fluidos hidrotermais (Nozaki et al., 1997; Bau et al., 1997; He et al., 2022). As razões Y/Ho da água do mar moderna são de 40~70 (Pack et al., 2007), aproximadamente 28 para sedimentação terrígena (Abedini & Calagari, 2017) e crostas ferro-magnesianas marinhas apresentam razões de cerca de 17~25 (Bau, 1996). O depósito de Pratápolis apresenta valores de Y/Ho na faixa de 23 a 57 (Figura 43), sugerindo uma possível contribuição de material terrígeno associado à sedimentação marinha, no entanto, o alto grau de alteração secundária, influenciada por tectonismo, hidrotermalismo e intemperismo, pode comprometer essa razão, resultando em valores potencialmente questionáveis.

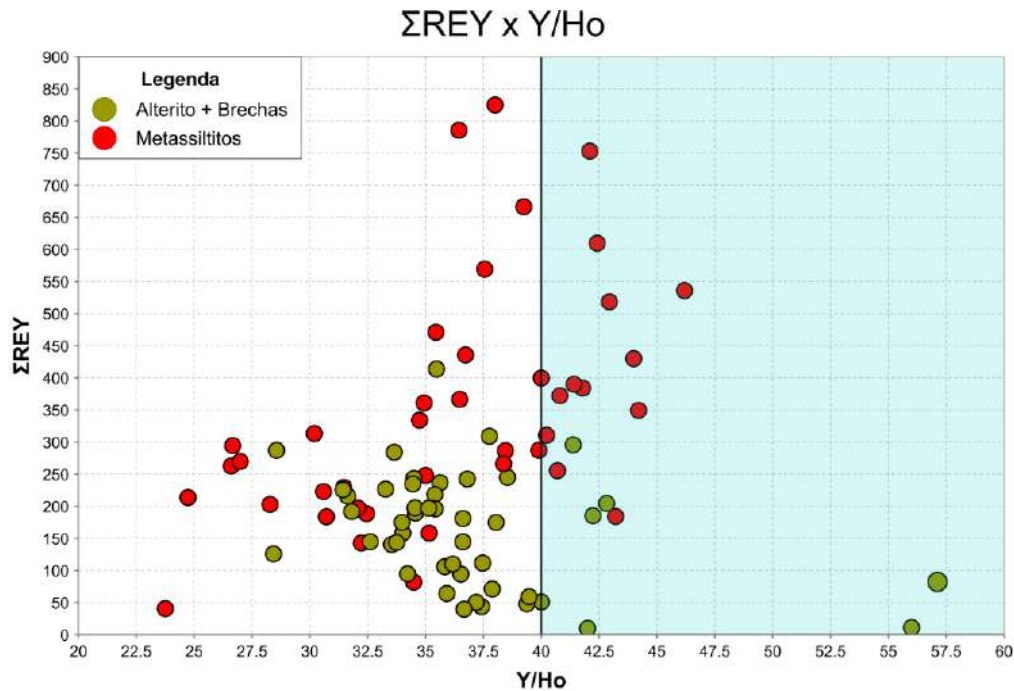


Figura 43 – Diagrama XY com valores  $\Sigma\text{REY}$  e  $\text{Y}/\text{Ho}$ .

#### 7.4 FILITOS E CALCÁREOS

Apesar das rochas carbonáticas terem sido agrupadas em uma única litologia para facilitar interpretações acerca do fosfato, na mina esses carbonatos são geralmente ricos em  $\text{MgO}$ , sendo extraídos como coproduto ao fosfato. Os carbonatos quanto próximos aos alteritos podem apresentar teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  significativos de cerca de 10% de  $\text{P}_2\text{O}_5$ , como visto no furo MV-DDH-100B. Em alguns pontos mais profundos da mina é possível identificar estruturas de estromatólitos e localizadamente também ocorrem alguns litotipos sílico-carbonáticos, interpretados como margas.

Os filitos apresentam a maior parte de estéril na mina, podem aparecer de cores e composições bem variadas, geralmente as cores associadas nos filitos são reflexo da alteração intempérica, variando as cores conforme a intensidade da alteração. Os filitos na mina são bons marcadores da foliação e são geralmente concordantes com a mineralização de fosfato. Dentre a população total de filitos, uma parte compõe uma população próxima dos metassiltitos, outra população não segue essa tendência, sendo plotada próxima aos vetores de Fe, Mg, Ti, Cr e V. Isso sugere duas assinaturas geoquímicas distintas, onde um grupo de filitos apresenta composição

aluminossilicática, enriquecida em Al, K e Si, enquanto outro exibe caráter ferromagnesiano. O biplot abaixo evidencia essa divisão, destacando as duas populações.

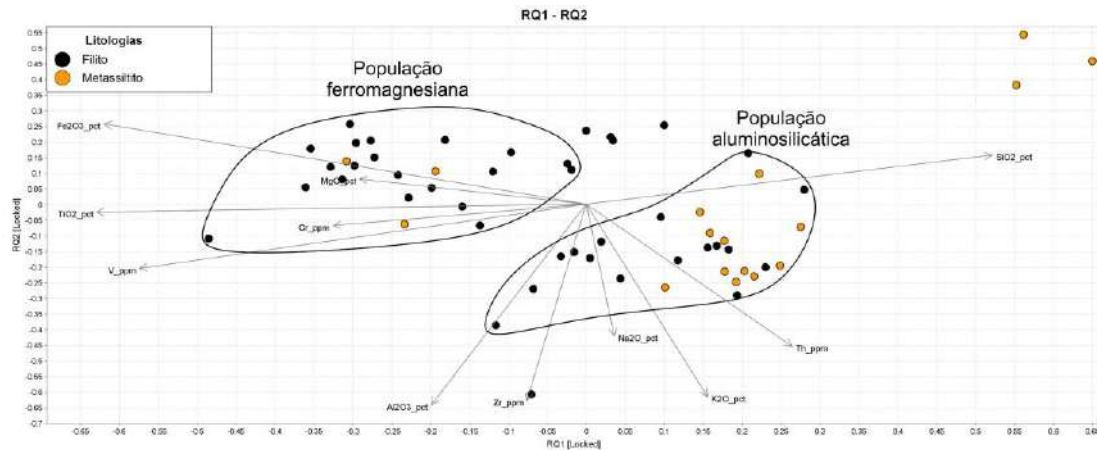


Figura 44 – Biplot com atribuição de diferentes assinaturas para os filitos e metassilitos estéreis



## **8 COMPARAÇÕES COM OUTROS DEPÓSITOS**

A caracterização geoquímica é parte fundamental de um processo mais amplo, que visa compreender os processos geológicos envolvidos na formação de depósitos, as condições paleoambientais associadas e a potencialidade econômica dessas ocorrências. Com o objetivo de entender o contexto de formação e mineralização do depósito de Pratápolis, é importante compará-lo com outros depósitos conhecidos em contextos geológicos similares. Para isso, o depósito de Pratápolis será comparado com os depósitos de Campos Belos (GO), Rocinha (MG) e Coromandel (MG), selecionados devido às suas características geológicas e geoquímicas semelhantes, sua relevância no cenário de exploração de fosfato sedimentar no Brasil e a disponibilidade de dados públicos.

### **8.1 Campos Belos**

O depósito de Campos Belos (GO) é o depósito dos três com maior número de dados publicados, também dentre os três é o mais distante do depósito de Pratápolis, o depósito está situado a cerca de 1000km de distância da cidade de Pratápolis, na cidade de Campos Belos, próximo da divisa com o estado do Tocantins. O depósito foi atribuído ao grupo Bambuí no estudo conduzido por Drummond (2015).

A principal diferença entre o depósito de Campos Belos e o de Pratápolis está no grau de deformação do depósito, enquanto Campos Belos possui camadas com dobras suaves e mergulhos de baixo ângulo (Carvalho, 2015), o depósito de Pratápolis se demonstra intensamente deformado, constantemente apresentando camadas verticalizadas, dobras fechadas e um forte grau de alteração secundária, incluindo registros de alteração hidrotermal nos fosforitos e nas rochas carbonáticas, que são marcadas por veios de pirita e clorita, coisa que não acontece no depósito de Campos Belos.

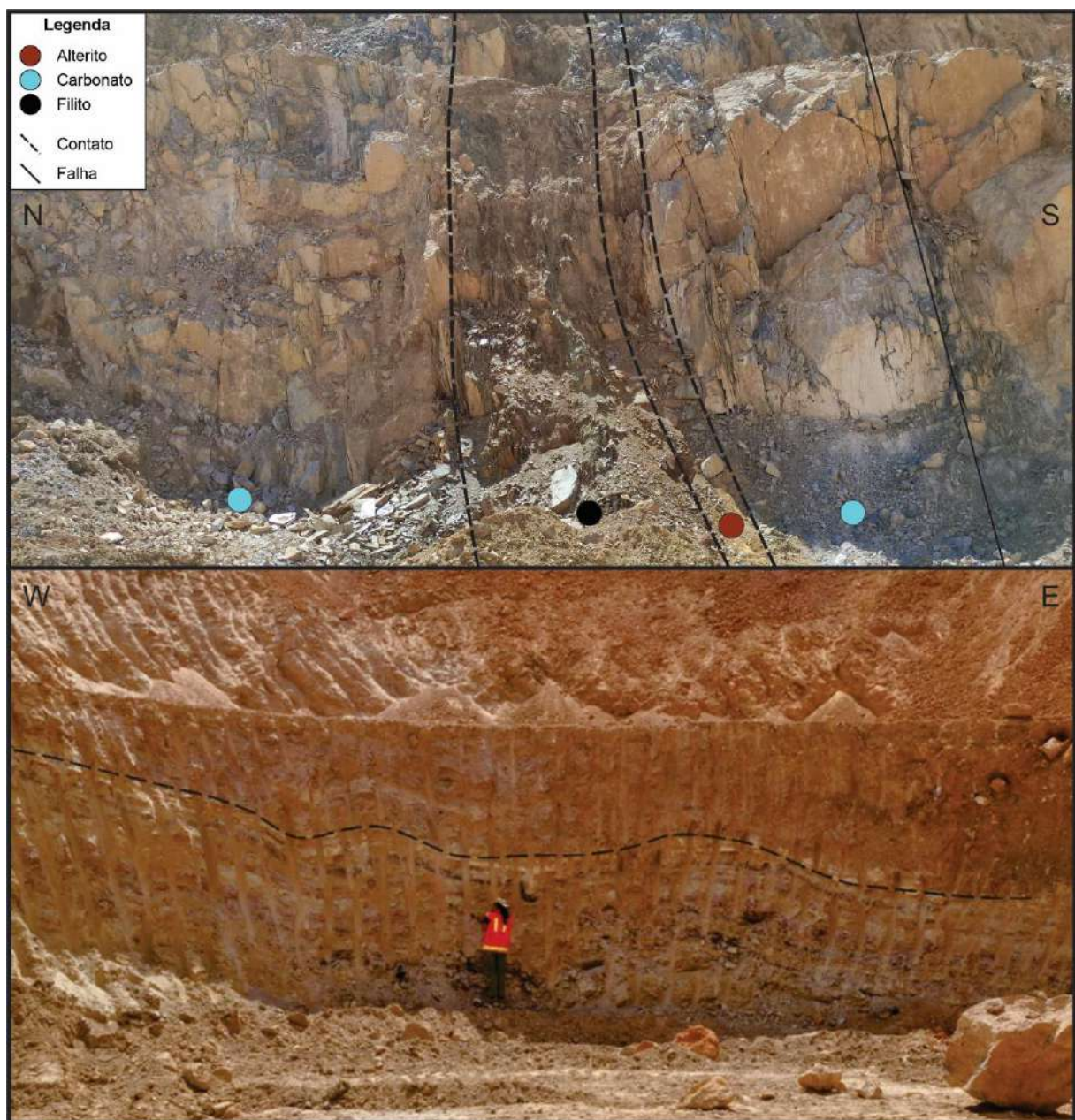


Figura 45 – A: Unidades verticalizadas no PIT Manuela, no depósito de Pratápolis; B: Deformação horizontal na lavra Coité, no depósito de Campos Belos (Retirado de Carvalho, 2015).

Os dois depósitos apresentam uma similaridade litológica grande, sendo que a principal diferença se dá pelo baixo grau de deformação em Campos Belos. As brechas geradas por ação tectônica encontradas no depósito de Pratápolis não ocorrem em Campos Belos, apenas brechas intraformacionais.

As litologias predominantes no depósito de Campos Belos incluem siltitos, que se subdividem em quatro tipos principais: (i) Siltito Microbial, com a presença de laminação microbial; (ii) Siltito Arenoso Rico em Muscovita, caracterizado por elevado conteúdo desse mineral; (iii) Siltito Argiloso com Laminação Plano-Paralela, que exhibe estruturas sedimentares bem definidas; e (iv) Siltito Arenoso com Laminação Ondulada.



Figura 46 – A: Amostra de metassiltito laminado do depósito de Pratápolis; B: Amostra de Siltito microbiano do depósito de Campos Belos (Retirado de Carvalho, 2015)

No depósito de Campos Belos, ocorrem três tipos principais de brechas: (i) brechas sinsedimentares intraformacionais, distribuídas ao longo de toda a sequência fosfática; (ii) brechas monomíticas, que aparecem em bolsões isolados podendo



atingir escala métrica; e (iii) brechas polimíticas, as quais cortam transversalmente todas as demais litofácies da sequência.



Figura 47 – A: Amostra de brecha monomítica do pit Ategina Sul no depósito de Pratápolis; B: Amostra de brecha intraformacional monomítica (Retirado de Carvalho, 2015).

Já nos litotipos carbonáticos, sua relação com a mineralização é diferente nos dois depósitos. Em Pratápolis, as rochas carbonáticas estão diretamente associadas à mineralização fosfática, ocorrendo principalmente em contatos tectônicos. Em Campos Belos, no entanto, embora presentes, essas litologias não apresentam relação genética com a mineralização.

A mineralização nos dois depósitos está contida em dois litotipos muito similares, brechas e siltitos, que no caso do depósito de Pratápolis se encontram em baixo grau de metamorfismo. Características visuais entre as litologias dos dois

depósitos são bem similares, padrões de cor, estruturas, mineralogia e mineralização.

Os dois depósitos apresentam pequenas diferenças no âmbito geoquímico, como mostra a Figura 48, as principais diferenças giram em torno do comportamento dos elementos traços Sr, Th, U e  $\Sigma$ REY. No depósito de Campos Belos, o único elemento que apresenta valores superiores em relação ao depósito de Pratápolis é o U. Além de ter valores mais elevados, o U em Campos Belos também mostra uma correlação positiva com o  $P_2O_5$ . Por outro lado, a correlação positiva entre  $P_2O_5$  e Sr, observada em Pratápolis, não ocorre em Campos Belos. Os valores de Th também são ligeiramente menores em Campos Belos em comparação com os de Pratápolis. Em relação aos  $\Sigma$ REY, o depósito de Campos Belos apresenta valores significativamente inferiores aos observados em Pratápolis, indicando um grande empobrecimento relativo, além da ausência de correlação com o  $P_2O_5$ .

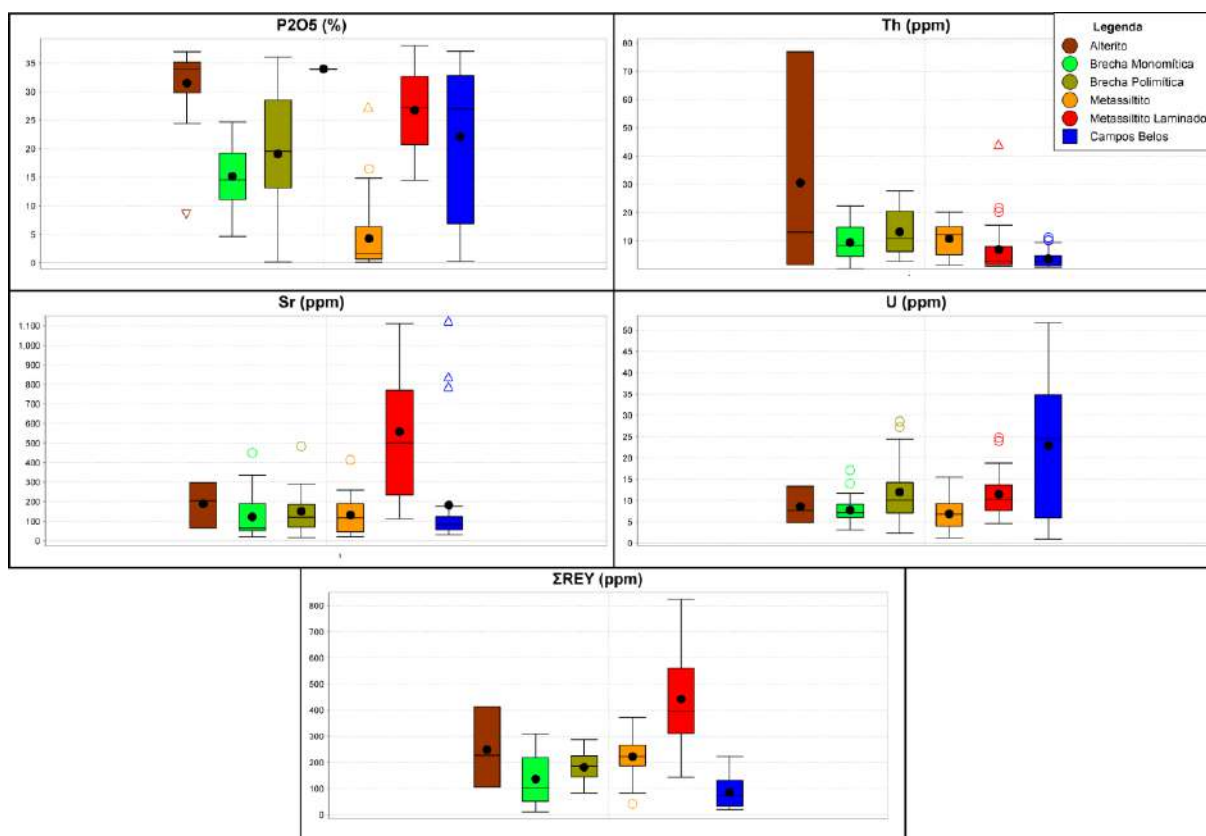


Figura 48 – Boxplots de  $P_2O_5$ , Sr, Th, U e  $\Sigma$ REY com as litologias do depósito de Pratápolis e as amostras de Campos Belos. Dados de Campos Belos tirados de Carvalho (2015).

No biplot da Figura 49, é possível observar o *trend* de enriquecimento em  $P_2O_5$  que ocorre no depósito de Campos Belos e sua diferença para o *trend* de enriquecimento dos metassiltitos do depósito de Pratápolis. Essa diferença é oriunda principalmente da geoquímica dos elementos Sr, U e  $\Sigma REY$  que são mais enriquecidos em Pratápolis, deslocando assim o trend na direção desses elementos no biplot

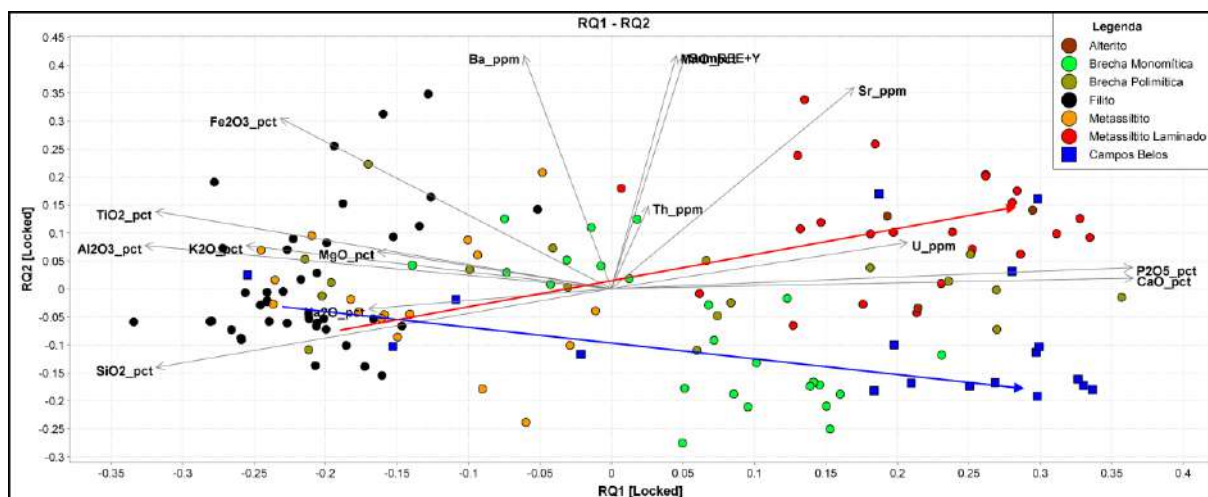


Figura 49 – Biplot com elementos maiores e traços, seta vermelha aponta para o trend de enriquecimento dos metassiltitos, seta azul aponta para o trend de enriquecimento das amostras do depósito de Campos Belos.

Nos elementos terras-raras, o padrão visto no *spidergram* da Figura 50 mostra um padrão de chapéu com uma anomalia de Ce para as amostras do depósito de Pratápolis, abaixo temos um comparativo da mesma coletânea de amostras apresentadas anteriormente em comparação com o depósito de Campos Belos.

No depósito de Campos Belos não é observado esse padrão de chapéu de forma nítida, o gráfico se apresenta de forma plana, sem qualquer anomalia evidente. É sabido que o padrão de chapéu comumente visto em amostras de fosfato sedimentar é adquirido durante a diagênese do pacote sedimentar rico em fosfato (He et al., 2022), isso pode indicar que provavelmente o depósito de Pratápolis teve um processo de diagênese mais intenso em comparação ao de Campos Belos, se

enriquecendo mais nos terras-raras médio em relação aos outros elementos desse grupo.

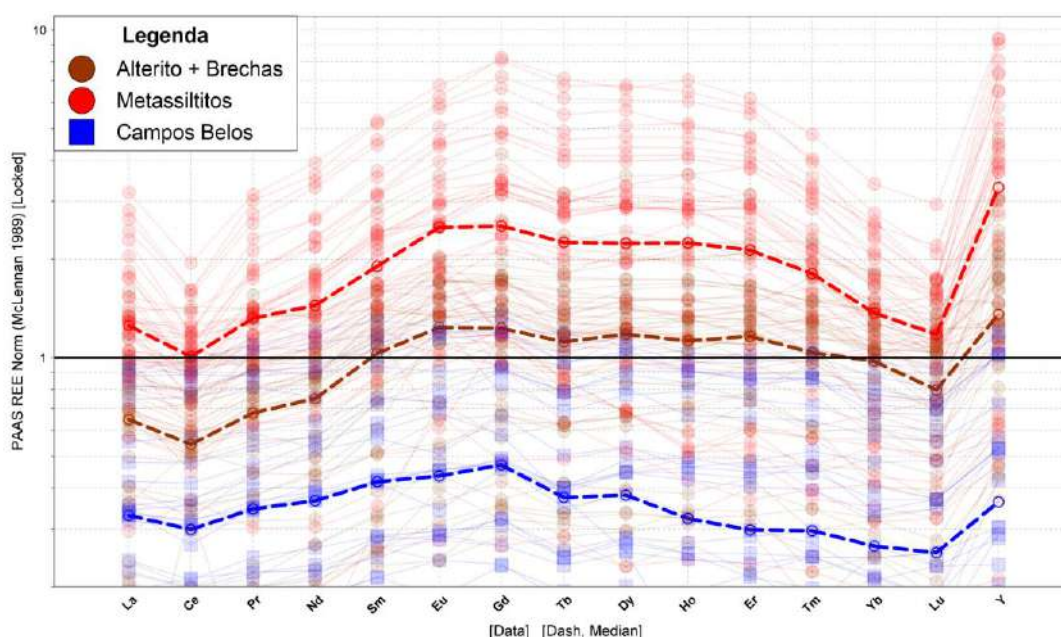
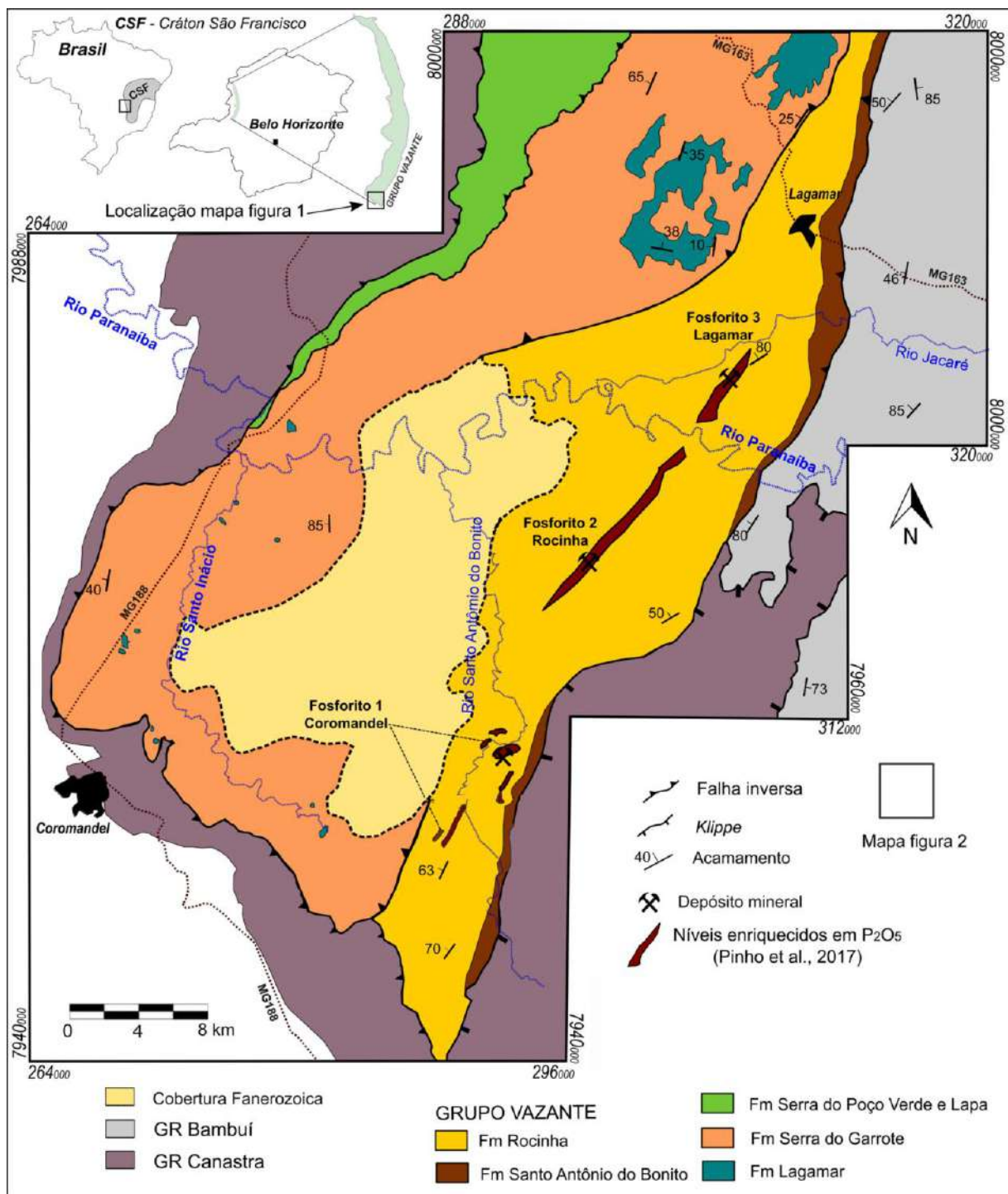


Figura 50 – *Spidergram* normalizado para PAAS com as amostras de Alterito + Brechas, Metassiltitos e amostras de Campos Belos.

## 8.2 Coromandel – Rocinha – Lagamar

Os depósitos de Coromandel, localizado na seção basal da Fm Vazante; Rocinha e Lagamar, ambos no topo da formação, são os três de grande importância atribuídos ao Grupo Vazante, os três depósitos compõem um *trend* SW-NE de mineralização (Figura 51). Estes depósitos estão distribuídos ao longo da formação Rocinha/Santo Antônio do Bonito (Araujo et al., 1992; Abram et al., 2011; Teles & Campos, 2023) e podem possuir uma idade correlacionável ao depósito de Pratápolis.







Coromandel: O depósito de Coromandel está situado na formação Retiro, unidade basal do Grupo Vazante e compreende de 8 litologias (Teles & Guimarães Campos, 2023):

- Diamictito Maciço Matriz-Suportado;
- Arenito Conglomerático Matriz-Suportado;
- Arcóseo Fino;
- Siltito Fosfático;
- Fosforito Laminado;
- Fosforito Brechado;
- Pelito Estratificado;
- Lamito Laminado.

O siltito fosfático possui laminações plano-paralelas descontínuas de coloração preta, com o resto da rocha sendo composta de argilominerais e grãos de silte. O fosforito laminado, ao contrário do siltito, possui lâminas de até 1 cm escuras de fosfoarenito e lâminas mais espessas em coloração bege. A principal característica do fosforito brechado é a ausência de estruturas primárias, como laminação. Geralmente essa fácies é caracterizada pela presença de intraclastos de fosforito laminado ao longo da sua matriz de coloração esbranquiçada de fosfolutito.

Colocando em destaque a associação litológica da mineralização, a maior diferença litológica apresentada entre esse depósito e o de Pratápolis, é a ausência de uma litologia carbonática associada a mineralização no depósito de Coromandel. A ausência de deformação significativa no depósito de Coromandel também é um fator diferencial entre esses dois depósitos, junto da ausência de evidências de hidrotermalismo.

Segundo Signorelli et al. (2013), a associação litológica da mineralização fosfática consiste em ardósias escuras carbonosas e carbonáticas de coloração cinza escuro, intensamente microdobradas, encaixadas em uma sequência de siltitos intercalados com ritmitos, arenitos e calcários, associação similar a vista no depósito de Coromandel. Dardenne et al. (1986) define a mineralização como predominantemente composta por fluorapatita, concentrada em pequenas lentes e

agregados de grãos finos de francolita e inclui também a ocorrência de um fosforito intraclástico, que ocorre principalmente no depósito de Lagamar.

As minas de Rocinha e Lagamar, mesmo próximas (cerca de 50 quilômetros entre elas) e um contexto geológico muito similar, apresentam teores e reservas distintas, Rocinha sendo composta por 415 milhões de toneladas com 10 a 15% de  $P_2O_5$  e Lagamar com 5 milhões de toneladas com 30 a 35% de  $P_2O_5$  (Dardenne et al. 1986 e 1997; Abram et al., 2011).

Devido à limitação dos dados disponíveis, que se restringem apenas aos elementos maiores, não foi possível realizar uma comparação abrangente dos elementos traço e padrões de ETR. Além disso, não foram encontrados dados de geoquímica publicados referente ao depósito de Lagamar. Devido a isso, as análises foram limitadas a comparações envolvendo exclusivamente os elementos maiores, nos depósitos de Rocinha e Coromandel.

No *biplot* dos elementos maiores apresentado na Figura 52, observa-se que a *trend* de enriquecimento do depósito de Rocinha difere-se em relação aos depósitos de Pratápolis e Coromandel, com as amostras apresentando maior proximidade ao vetor correspondente ao CaO e MgO, isso pode ser explicado devido aos depósitos possuírem maior preservação, com a presença do mineral primário francolita, que possui valores de CaO maiores do que os minerais secundários, como fluorapatita, ou pela maior presença de minerais carbonáticos na estrutura das rochas mineralizadas. O padrão de enriquecimento das amostras do depósito de Coromandel demonstra maior similaridade com as amostras do depósito de Pratápolis do que o depósito de Rocinha, mas ainda com maior afinidade para o elemento CaO do que para o  $P_2O_5$ .

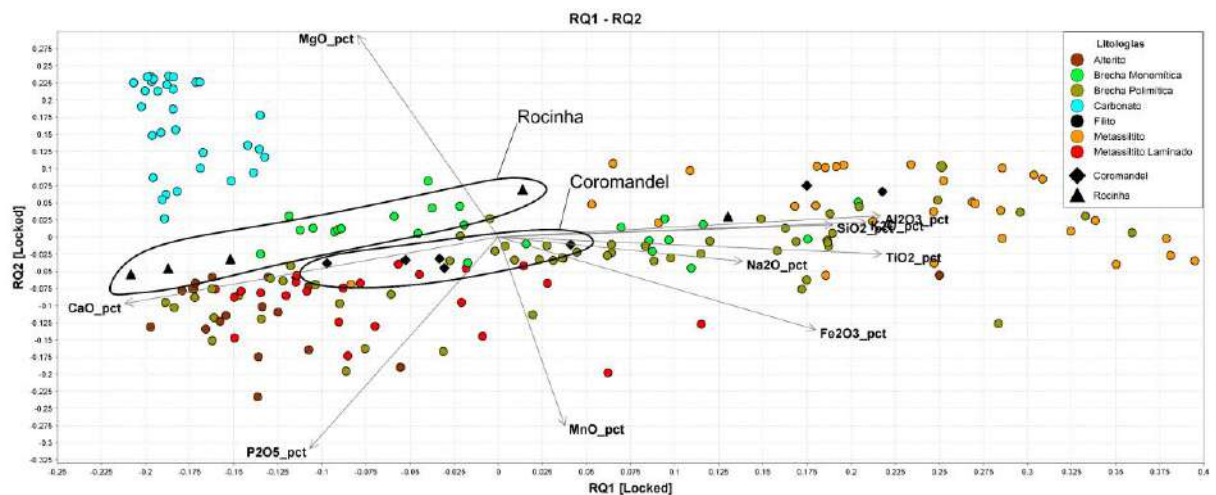


Figura 52 – Biplot para elementos maiores com as amostras do depósito de Prátapolis em comparação com os depósitos de Rocinha e Coromandel.

No gráfico ternário comparando os três depósitos, é possível observar um trend de enriquecimento do depósito de Rocinha com maior afinidade com razão  $P_2O_5/CaO$  da francolita, enquanto o depósito de Coromandel a maior afinidade foi com a razão de  $P_2O_5/CaO$  da fluorapatita, possuindo um trend muito similar ao depósito de Prátapolis.

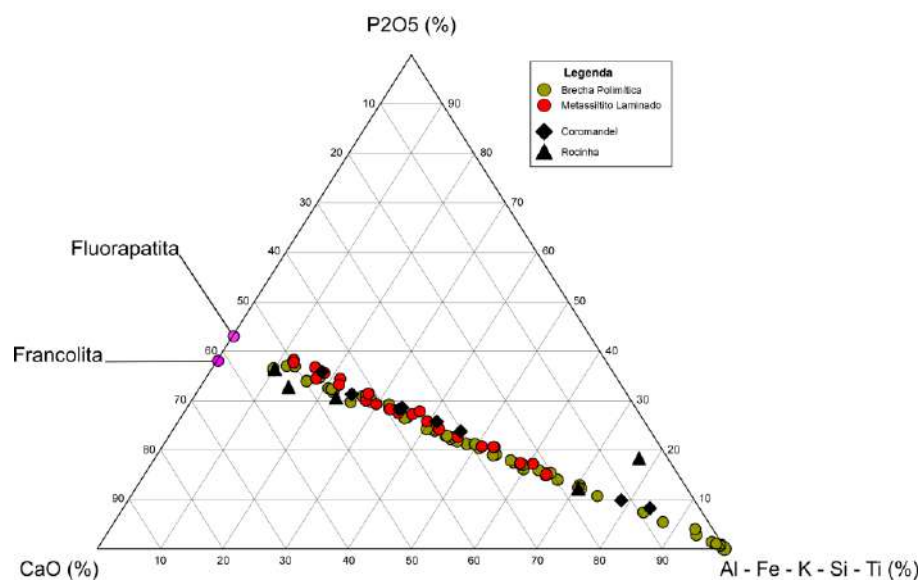


Figura 53 – Gráfico ternário  $P_2O_5 - CaO - Al_2O_3 + Fe_2O_3 + SiO_2$  comparando as amostras do depósito de Prátapolis, Coromandel e Rocinha.

## 9 CONCLUSÃO

A partir dos dados apresentados, discussões e comparações com os outros depósitos podemos concluir que:

1. O depósito de fosfato de Pratápolis parece estar correlacionado com o Grupo Bambuí, tanto em termos de associação litológica quanto de estilo de mineralização. Suas características são mais similares às do depósito de Campos Belos, do Grupo Bambuí do que aos depósitos de Coromandel e Rocinha, que possuem atribuição controversa.
2. A similaridade geoquímica e litológica com o depósito de Campos Belos reforça a atribuição ao Grupo Bambuí, embora o depósito de Pratápolis apresente um grau mais elevado de alteração secundária e complexidade estrutural.
3. A mineralização do depósito está hospedada principalmente nos alteritos, brechas e metassiltitos laminados, com médias de teor de  $P_2O_5$  de 32%, 18% e 27%, respectivamente. Apesar dos maiores teores estarem hospedados nos alteritos e metassiltitos laminados, as brechas apresentam maior volume de minério na mina.
4. A diferenciação entre metassiltitos estéreis e filitos é difícil estabelecer, uma vez que alguns filitos de afinidade alumino-silicosa podem fazer parte da sequência mineralizada, enquanto outros, que apontam para uma afinidade ferro-magnésiana, não estariam associados à mineralização e teriam sido amalgamados junto das rochas metassedimentares do depósito.
5. O enriquecimento em  $P_2O_5$  está associado principalmente ao CaO, indicando a substituição de elementos terrígenos lixiviados por processos hidrotermais.
6. O *trend* de enriquecimento e a razão  $P_2O_5/CaO$  sugerem uma mineralização compatível com a química da fluorapatita, em contraste com a francolita, mineral primário.
7. Os metassiltitos exibem características macroscópicas primárias, como laminação, e apontam também uma assinatura geoquímica primária, evidenciada pela presença de Sr e  $\Sigma REY$  em sua composição, que mesmo sob

condições de intensa alteração pós-deposicional, são preservadas em várias amostras.

8. Brechas são enriquecidas em  $P_2O_5$  e CaO, mas não apresentam correlação com  $\Sigma REY$ . No entanto, quando enriquecidas em MnO e  $Fe_2O_3$ , mostram uma correlação positiva com  $\Sigma REY$  e Ba, indicando que parte desses elementos pode estar associada a óxidos/hidróxidos de manganês e ferro em razão ao grau de alteração intempérica.
9. Ao contrário do que geralmente aponta a literatura, os teores de U e Th não estão correlacionados com  $P_2O_5$ , ambos apresentam comportamentos distintos e, quando estão presentes em abundância, eles estão geralmente associados com óxidos/hidróxidos de manganês e ferro, sugerindo uma associação secundária intempérica/supergênica.
10. Os elementos terras-raras apresentam um padrão de distribuição em "chapéu", comum em fosfato sedimentar, esse padrão é também similar ao observado em sedimentos marinhos profundos e fosfatos paleozoicos, com diferenças principalmente no grau de enriquecimento total.
11. A razão  $Ce/Ce^*$ , confirmada pelo diagrama  $Ce/Ce^*$  vs  $Pr/Pr^*$  nos metassiltitos, sugere deposição em um ambiente marinho oxidante. No entanto, o intenso grau de alteração hidrotermal e intempérica dificultam uma maior confiabilidade.
12. A razão  $Y/Ho$  apresenta valores entre 23 até 58, esses valores apontam uma sedimentação compatível com ambiente marinho, mas com uma grande contribuição continental corroborando com uma ideia de um ambiente marinho raso ou mar epicontinental, mas o alto grau de alteração secundária dificulta também uma grande confiabilidade.
13. Parte do enriquecimento do depósito está associada à alteração de rochas carbonáticas para alterito, ocorrendo principalmente no contato com essas rochas e mediada por fluidos hidrotermais.
14. Os depósitos de Coromandel, Rocinha e Lagamar apresentam similaridades químicas, mas diferem significativamente em termos de estilo de mineralização

e associação litológica, reforçando a maior afinidade de Pratápolis com o Grupo Bambuí.

15. O alto grau de deformação do depósito de Pratápolis é atribuído à sua localização adjacente à Nappe de Passos, o que contribui para sua complexidade estrutural.
16. O enriquecimento do depósito é resultado de um conjunto de processos secundários, como hidrotermalismo e intemperismo, que atuaram sobre a litologia original, que já possuía teores consideráveis de  $P_2O_5$ .

## 10 REFERÊNCIAS

ABRAM, Maísa Bastos *et al.* **Projeto Fosfato Brasil – Parte I**. Salvador: CPRM, 2011.

ABRAM, Maísa Bastos; CUNHA, Ioná de Abreu; ALMEIDA, Rogério Celestino de. **Projeto Fosfato Brasil – Parte II**. Salvador: CPRM, 2016.

ARAUJO, P. R. da Rocha *et al.* Phosphorites of Rocinha Mine; Patos de Minas (Minas Gerais, Brazil); genesis and evolution of a middle Proterozoic deposit tectonized by the Brasiliano Orogeny. **Economic Geology**, v. 87, n. 2, p. 332–351, 1 abr. 1992.

BAU, Michael; DULSKI, Peter. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. **Precambrian Research**, v. 79, n. 1–2, p. 37–55, jul. 1996.

CAIRD, R. A. *et al.* Ediacaran stromatolites and intertidal phosphorite of the Salitre Formation, Brazil: Phosphogenesis during the Neoproterozoic Oxygenation Event. **Sedimentary Geology**, v. 350, p. 55–71, 1 abr. 2017.

CAMPOS NETO, Mário Da Costa. LITOESTRATIGRAFIA RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DOS GRUPOS CANASTRA E PARANOÁ (REGIÃO DE VAZANTE-LAGAMAR, MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 14, n. 2, p. 81–91, 1 jun. 1984.

CARVALHO, Manuela De Oliveira *et al.* The Vazante and Canastra groups revisited: Sm-Nd and Sr isotopes - evidence for contribution from Tonian intraplate magmatism during passive margin development along the SW São Francisco margin, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 49, n. 1, p. e20180081, 2019.

CARVALHO, Mariana de Souza. Caracterização do processo de enriquecimento dos fosforitos da jazida de Campos Belos, base da formação Sete Lagoas, grupo Bambuí. 2015.

DARDENNE, M. A. *et al.* Proterozoic and Cambrian phosphorites—regional review: Brazil. **Phosphate deposits of the world**, v. 1, p. 116–131, 1986.

DARDENNE, M. A. *et al.* Depósitos de fosfato de Rocinha e Lagamar, Minas Gerais. *In: Principais depósitos minerais do Brasil: rochas e minerais industriais.*



Brasília: DNPM, 1997. p. 113–122.

DARDENNE, Marcel Auguste. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In*: 30° Anais, Recife, Brazil, 1978.

DASILVA, Leandro G. *et al.* Sequence stratigraphy and paleoenvironmental significance of the Neoproterozoic Bambui Group, Central Brazil. **Precambrian Research**, v. 379, p. 106710, 1 set. 2022.

DRUMMOND, Justin B. R. *et al.* Neoproterozoic peritidal phosphorite from the Sete Lagoas Formation (Brazil) and the Precambrian phosphorus cycle. **Sedimentology**, v. 62, n. 7, p. 1978–2008, dez. 2015.

FERNANDES, Nedson Humberto. **Origem e evolução das formações ferríferas bandadas no sudoeste do Estado de Minas Gerais**. PhD Thesis—[S.l.]: Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista., 2002.

FERNANDES, Rinaldo Afrânio; CARNEIRO, Maurício Antônio. O complexo metamórfico Campo Belo (Cráton São Francisco Meridional): unidades litodêmicas e evolução tectônica. **Brazilian Journal of Geology**, v. 30, n. 4, p. 671–678, 2008.

FREITAS-SILVA, F. H.; DARDENNE, M. A. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. **Simp. Geol. Centro Oeste**, v. 4, p. 164–165, 1994.

GLEEN, C. R. **Phosphorus and phosphorites: sedimentology and environments of formation**. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, 1994.

GUO, H. Y. *et al.* Geochemical characteristics of Zhijin phosphorite type rare-earth deposit, Guizhou Province, China. **Acta Mineral. Sin.**, v. 37, n. 6, p. 755–763, 2017.

HARTUNG, Rafael F. *et al.* Growth mechanism of garnet megaporphyroblasts of the Passos Nappe, Southern Brasília Orogen, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 102, p. 102649, 1 out. 2020.

HE, Shan *et al.* Geochemistry of REY-Enriched Phosphorites in Zhijin Region, Guizhou Province, SW China: Insight into the Origin of REY. **Minerals**, v. 12, n. 4, p. 408, 25 mar. 2022.

HEGGIE, D. T. *et al.* Organic carbon cycling and modern phosphorite formation on the East Australian continental margin: an overview. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 52, n. 1, p. 87–117, jan. 1990.

HEILBRON, Monica; CORDANI, Umberto G.; ALKMIM, Fernando F. (ORGS.). The São Francisco Craton and its Margins. *In: São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews. Cham: Springer International Publishing, 2017.

JARVIS, I. *et al.* Phosphorite geochemistry: state-of-the-art and environmental concerns. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, v. 87, n. 3, p. 643–700, 1994.

LUMISTE, Kaarel *et al.* Heterogeneous REE + Y distribution in Early Paleozoic shelly phosphorites: Implications for enrichment mechanisms. **Chemical Geology**, v. 586, p. 120590, 30 dez. 2021.

MARQUES, Carla Sofia De Sousa *et al.* As Formações Santo Antônio do Bonito e Rocinha (Grupo Vazante, Minas Gerais): sedimentação gravitacional sin a pós-glacial e fosfogênese na transição Faixa Brasília-Cráton do São Francisco. **Geologia USP. Série Científica**, v. 21, n. 3, p. 19–40, 4 out. 2021.

MCCLELLAN, Guerry H. Mineralogy of carbonate fluorapatites. **Journal of the Geological Society**, v. 137, n. 6, p. 675–681, nov. 1980.

MCLENNAN, S. M. Chapter 7. RARE EARTH ELEMENTS IN SEDIMENTARY ROCKS: INFLUENCE OF PROVENANCE AND SEDIMENTARY PROCESSES. *In: LIPIN, Bruce R.; MCKAY, G. A. (Orgs.). Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. [S.l.]: De Gruyter, 1989. p. 169–200.

MINISTÉRIO DA INDÚSTRIA, Comércio Exterior e Serviços. **Plano Nacional de Fertilizantes 2050: Uma estratégia para os fertilizantes no Brasil**. Brasília, DF: Ministério da Gestão e da Inovação em Serviços Públicos (MGI), 2023.

MISI, A.; SILVA, M. G. Chapada Diamantina Oriental-Bahia-Geologia e Depósitos Minerais. Série Roteiros Geológicos. **Socr. Ind. Com. e Mineração/Sup. de Geologia e Recursos Minerais-SGM. Salvador, Bahia. 194p**, 1996.

MONTEIRO, Cimara Francisca. Fosforitos do Grupo Bambuí na região de Campos Belos (GO)/Arraias (TO), na borda oeste do Cráton São Francisco. 2009.

PAUL, Sophie A. L. *et al.* Calcium phosphate control of REY patterns of siliceous-ooze-rich deep-sea sediments from the central equatorial Pacific. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 251, p. 56–72, 15 abr. 2019.

PINHEIRO, Marco Aurélio Piacentini; GUICE, George L.; MAGALHÃES, Joana Reis. Archean–Ediacaran evolution of the Campos Gerais Domain — A reworked

margin of the São Francisco paleocontinent (SE Brazil): Constraints from metamafic–ultramafic rocks. **Geoscience Frontiers**, v. 13, n. 5, p. 101201, 1 set. 2022.

POULTON, Simon W.; CANFIELD, Donald E. Co-diagenesis of iron and phosphorus in hydrothermal sediments from the southern East Pacific Rise: Implications for the evaluation of paleoseawater phosphate concentrations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, A Special Issue Dedicated to Robert A. Berner. v. 70, n. 23, p. 5883–5898, 1 dez. 2006.

PUFAHL, P. K.; HIATT, E. E. Oxygenation of the Earth's atmosphere–ocean system: A review of physical and chemical sedimentologic responses. **Marine and Petroleum Geology**, v. 32, n. 1, p. 1–20, 1 abr. 2012.

PUFAHL, Peir K.; GROAT, Lee A. Sedimentary and Igneous Phosphate Deposits: Formation and Exploration: An Invited Paper. **Economic Geology**, v. 112, n. 3, p. 483–516, maio 2017.

PUFAHL, Peir K.; JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R. W. Bioelemental sediments. **Facies models**, v. 4, p. 477–503, 2010.

REIS, Humberto L. S. *et al.* The São Francisco Basin. *In*: HEILBRON, Monica; CORDANI, Umberto G.; ALKMIM, Fernando F. (Orgs.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. Cham: Springer International Publishing, 2017. p. 117–143.

SANCHES, Andreia Lima. **O fosforito proterozóico da região de Irecê (Bahia): caracterização cristalográfica e química**. Bahia: Universidade Federal da Bahia, 1997.

SEER, H. J. Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais. **Unpublished Thesis, IG-Universidade de Brasília**, v. 267, 1999.

SIAL, Alcides Nobrega *et al.* The São Francisco Palaeocontinent. *In*: **Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on South Western Gondwana**. [S.l.]: Elsevier, 2009. v. 16 p. 31–69.

SIGNORELLI, Nicola *et al.* **Folha SE.23-Y-A-III – Lagamar: Escala 1:100.000**, 2013. Cartographers: \_: n393.

SILVA, Alex J. Choupina A. *et al.* U–Pb ages of detrital zircon grains for the Canastra Group and Passos Nappe units and U–Pb and Lu–Hf isotope analyses from

orthogneisses: Provenance and tectonic implications, southern Brasília Belt, Brazil. **Precambrian Research**, v. 346, p. 105771, 15 ago. 2020.

SIMÕES, L. S. M.; GIRARDI, Vicente Antonio Vitorio. O significado do padrão de inclusões e do quimismo das granadas do Nappe de Passos, no metamorfismo inverso da porção meridional da Faixa Brasília. **Geociências**, v. 15, n. esp., p. 185–198, 1996.

SIMÕES, Luiz S. A. *et al.* Characterization of the inverted metamorphic gradient of the Passos Nappe (SE-Brazil) based on multiple geothermobarometers. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 119, p. 103993, 1 nov. 2022.

SIMÕES, Luiz Sergio Amarante. **Evolução tectonometamórfica da nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais**. Doutorado em Mineralogia e Petrologia—São Paulo: Universidade de São Paulo, 23 maio 1995.

TEIXEIRA, W. *et al.* Polyphase Archean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, Southern São Francisco Craton, Brazil: SHRIMP U-Pb zircon evidence. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, n. 3, p. 279–289, 1 maio 1998.

TELES, Lucas Santos Batista; GUIMARÃES CAMPOS, José Eloi. Sedimentology, stratigraphy and glacial genetic model of the coromandel phosphate deposit, Vazante group, central Minas Gerais state, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 128, p. 104448, 1 ago. 2023.

TRAPPE, Jörg. The processes: Phosphogenesis and phosphorite genesis. *In: Lecture Notes in Earth Sciences, Berlin Springer Verlag. [S.l.: S.n.].* v. 76 p. 59–214.

UHLEIN, Gabriel J. *et al.* Ediacaran paleoenvironmental changes recorded in the mixed carbonate-siliciclastic Bambuí Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 517, p. 39–51, 1 mar. 2019.

VALERIANO, C. M. *et al.* U-Pb zircon ages by LA-MCICPMS from orthogneisses south of Alpinópolis (Minas Gerais, SE-Brazil): reconstructing Paleoproterozoic cratons on the southwestern margin of the São Francisco paleocontinent. *In: 2006.*

VALERIANO, C. M. *et al.* Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 197–210, jan. 2008.

VALERIANO, Claudio De Morisson. **Evolução tectônica da extremidade**

**meridional da faixa Brasília, região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais.** Doutorado em Geoquímica e Geotectônica—São Paulo: Universidade de São Paulo, 30 abr. 1993.

WANG, Yuanyuan *et al.* Distribution of rare earth elements (REEs) in supergene environment around a typical ion adsorption–type REE deposit. **Ore Geology Reviews**, v. 162, p. 105721, 1 nov. 2023.